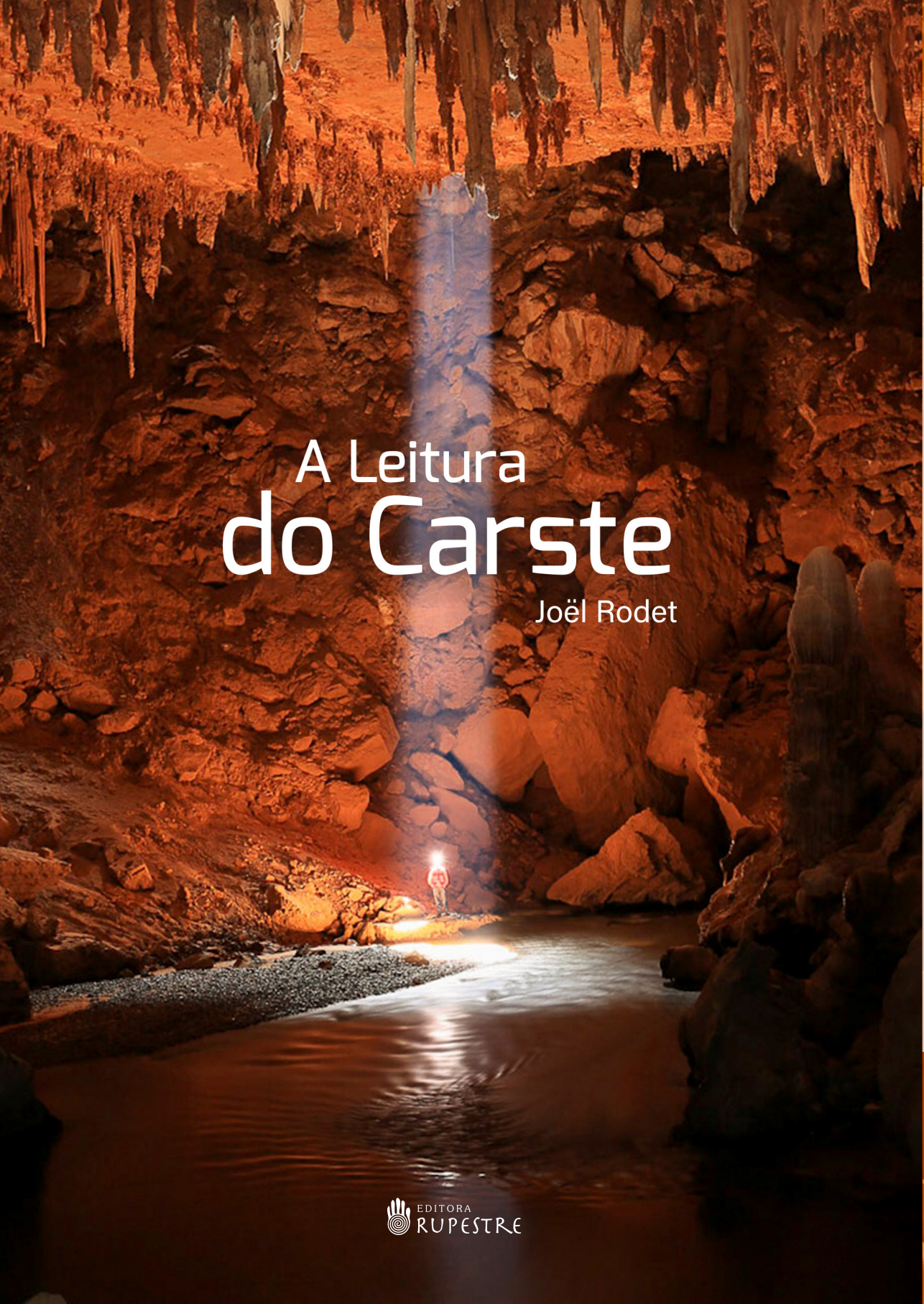


A photograph of a cave interior. The ceiling is covered with numerous stalactites hanging down. The walls are made of rough, layered rock. A river flows through the cave, reflecting the light. A person is standing in the distance, holding a flashlight that illuminates the scene.

A Leitura do Carste

Joël Rodet



Joël Rodet nasceu em Orleans, França, em setembro de 1949, nos arredores da importante ressurgência cárstica de Loiret. De 1954 a 1958, morou ao lado da fonte do Touvre, segunda maior ressurgência cárstica da França. Em 1958, a família se mudou para a Normandia, onde, a partir de 1963, Joël se iniciou na espeleologia. Nos anos seguintes, fundou grupos de espeleologia e estudos do carste. Em 1982, terminou seu doutorado na Université Pantheon-Sorbonne, em Paris; em 1991, entregou sua segunda tese de doutorado, chamado “de Estado” (o maior diploma francês na época), na Université Sorbonne, em Paris. Ao longo dos anos, realizou pesquisas cársticas em quase todos os departamentos da França e também em dezenas de outros países. Em 1988, realizou a primeira das mais de 30 missões científicas no Brasil. Atualmente é um dos maiores especialistas no carste brasileiro e mundial.

A Leitura do Carste

Joël Rodet



Autor

Joël Rodet

Revisão ortográfica e gramatical

Teka Leite, Vera De Simoni

Tradução

Teodoro Isnard Ribeiro de Almeida, Joël Rodet

Revisão de texto

Isabel Mascarenhas, Augusto Auler, Alessandra Vasconcelos e Rubens Hardt

Apoio na edição

Augusto Auler, Isabel Mascarenhas, Roberto Cassimiro

Capa e revisão de figuras

Misael A. Oliveira-Neto

Foto da capa e contracapa: Lapa São Vicente II, Parque Estadual de Terra Ronca, GO

Foto orelhas: Lapa de São Mateus, Parque Estadual de Terra Ronca, GO

Alexandre Lobo

Design e edição

Flávia Guimarães

 EDITORA
RUPESTRE

A publicação da versão em português desta obra foi realizada através do trabalho conjunto e voluntário do Instituto do Carste, Observatório Espeleológico e Centro Mineiro de Carstologia.

Agradecemos à Pedreira Aliança Ltda e ao CECAV/ICMBIO por compreenderem a importância desta proposta.

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
(Câmara Brasileira do Livro, SP, Brasil)

Rodet, Joël

A leitura do Carste / Joël Rodet. --
Belo Horizonte, MG : Rupestre, 2026.

Bibliografia.

ISBN 978-65-87674-21-6

1. Geologia ambiental 2. Relevo geológico

3. Rochas (Geologia) 3. Solo - Conservação

I. Título.

26-366974.0

CDD-551

Índices para catálogo sistemático:

1. Carste : Geologia 551

Aline Grazielle Benitez - Bibliotecária - CRB-1/3129

Este livro é fruto do Termo de Compromisso de Compensação Espeleológica N° 9/2024 celebrado entre o Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade e a Pedreira Aliança Ltda. Refere-se a compensação devido a impactos irreversíveis às cavidades naturais de alto grau de relevância, PA-08 e PA-14, em Janaúba, MG.

Agradecimentos desta edição brasileira

A ideia deste livro nasceu do desejo que meus alunos brasileiros demonstraram durante minhas aulas, durante as edições do Simpósio Mineiro do Carste e também no campo, desde 2010. Foi um trabalho recompensador. No decorrer desses anos, recebi apoio dos alunos de cada turma, uma equipe que permitiu a concretização deste projeto. Portanto, meus agradecimentos aos amigos e ex-alunos brasileiros que, de forma voluntária, colaboraram e tornaram possível passarmos da preparação à realização deste livro: Alessandra Vasconcelos, Augusto Auler, Isabel Mascarenhas Oliveira, Roberto Cassimiro e Rubens Hardt. Sem eles, o livro estaria ainda na lista dos projetos.

Devo a qualidade da tradução do texto desta obra para o português à amizade e à dedicação do meu colega Teodoro Isnard Ribeiro de Almeida, professor aposentado de geologia da USP. Nossos intercâmbios foram ricos e de qualidade. Merci!

Quero ainda agradecer aos fotógrafos que autorizaram gentilmente a utilização de suas fotos: Alessandra Vasconcelos (Diamantina), Ataliba Coelho (Belo Horizonte), Daniel Demimuid (Montsûrs), Frederico Gonçalves (Belo Horizonte), Isabel Mascarenhas Oliveira (Belo Horizonte), Jean-Claude Staigre (Saint Pierre lès Elbeuf), Jean-Pierre Viard (Terres de Bord), Joël Enndewell (Lot), José Ayrton Labegalini (Monte Sião), Leda Zogbi (São Paulo), Luc Willems (Liège), Matthieu Fournier (Rouen), Rodrigo Lopes Ferreira (Lavras), Romain Pigeaud (Saint-Vincent-le-Paluel), Rubens Hardt (Ibiúna) e Stephen Marks (RFA). Salvo indicação em contrário, as figuras são de minha autoria. As excelentes fotografias da capa, das páginas internas e da abertura de capítulos foram cedidas por Alexandre Lobo.

A preparação e o lançamento desta obra ocorreram em conjunto com o V Simpósio Mineiro do Carste. Tenho o prazer de agradecer a toda a equipe pelo empenho em viabilizar o evento: Alessandra Vasconcelos, Allan Calux, Ataliba Coelho, Isabel Mascarenhas Oliveira, Jorge Rosário, Joseane Biazini, Manuela Pereira e Roberto Cassimiro. O professor Paulo Galvão, do Instituto de Geociências da UFMG, colaborou com a reserva do auditório para o evento.

Esta obra é o resultado de uma vida cheia de buracos. Não posso terminar sem um pensamento profundo para os leais amigos que me acompanharam ao longo da minha carreira espeleológica francesa e ainda hoje me acompanham: os exploradores do Grupo Espeleológico do MJC de Le Havre (1964-1983), os sócios do Grupo Espeleológico de Le Havre (1976-1990), os membros do Centro de Estudo do Carste da Normandia (desde 1990). Não me é possível mencionar todos eles, mas permitam-me destacar a lealdade, o apoio e a colaboração de queridas companheiras: Jocelyne Cattreux, Danièle Sayaret, Isabel Matias Caetano, Caroline Fournial – durante muitos anos, estas foram as raras “heroínas anônimas” do submundo.

Por fim, agradeço aos meus amigos belgas Luc Willems, fiel companheiro de estudos na Montagne Saint-Pierre (Bélgica) e no Brasil; e Camille Ek, meu professor, o “cavalheiro do carste”.

Em memória de meus amigos brasileiros
que já se foram:

Patrícia Mendonça (1974-1994)

Helena David (1955-2010)

Luís Beethoven Piló (1960-2022)

No Brasil, conheci o pior e o melhor dos homens e das cavernas,
mas, Isabel, você estava certa:

*“o Brasil tem as cavernas mais profundas do mundo
no lado do coração”.*

Prefácio

Sinto-me privilegiado pelo convite de prefaciar esta obra do colega e amigo Joël Rodet. Numa época em que muitos livros sobre cavernas e carste têm sido publicados no Brasil, esta obra, de cunho científico, se destaca por sua originalidade. Não se trata de uma revisão de literatura ou obra fotográfica, tampouco de um estudo específico sobre determinada região cárstica. É, sim, um abrangente tratado de campo. Um livro que traz novas ideias e teorias, que provoca o leitor e o convida a reflexões. Muitos dos conceitos apresentados foram criados pelo próprio autor e alguns são aqui enunciados sob forma estruturada, em português, pela primeira vez.

Conheci Joël Rodet no início dos anos 1990. Nossa primeira atividade de campo (de muitas) foi no carste de São Domingos, em Goiás, onde acampamos por alguns dias próximo ao Rio São Bernardo. Ao longo de 30 anos, compartilhamos experiências de campo no Brasil e na Europa. Nunca vou esquecer nossa visita à Lapa do Convento, em Campo Formoso, Bahia, ainda nos anos 1990. Uma caverna em calcários recentes da Formação Caatinga, com um amplo conduto que se divide em tributários. Como bom pesquisador de cavernas, Joël caminhava observando as paredes e o teto, por vezes mostrando leve irritação com as “maquiagens de caverna” (como ele denomina os espeleotemas), que impediam que algumas feições esculpidas pelos antigos rios subterrâneos fossem observadas. Logo na primeira confluência de galerias, sem jamais ter estado na caverna ou ter visto o mapa, ele comentou, de forma despretensiosa e casual, que logo à frente a galeria deveria se expandir e que a morfologia se alteraria de forma brusca, gerando determinadas feições. Como eu já conhecia muito bem a caverna, o meu espanto foi imediato. Bastaram algumas dezenas de metros de caminhada para confirmar, de forma precisa, o que Joël havia previsto. Foi um choque de humildade científica que nunca esquecerei. Ainda jovem, percebi que tinha um longo caminho a percorrer.

Joël Rodet faz parte de um seleto grupo de pesquisadores – hoje em dia cada vez mais raros – que preserva a capacidade de interpretar a paisagem como ela é, desnuda, sem necessidade de avançados recursos tecnológicos, como sofisticados equipamentos laboratoriais ou detalhadas imagens aéreas. É um digno herdeiro dos clássicos geomorfólogos franceses do século 20, que influenciaram tão fortemente a percepção geográfica dos cientistas brasileiros. Mas, para além destes, Joël acrescenta o componente subterrâneo à sua leitura do relevo cárstico e o integra, de forma holística, à paisagem como um todo.

A capacidade de compreensão da geomorfologia, presencialmente, em campo, está aos poucos se perdendo. Vivemos uma época de especialização, com a pesquisa se verticalizando, concentrando-se em nichos temáticos cada vez mais restritos. Depende-se de modelagens complexas, inteligência artificial, algoritmos e simulações que ampliam a distância entre o pesquisador e o objeto a ser estudado. A curiosidade que emana da terra, das ondulações do relevo ou das galerias de cavernas tem sido substituída pela análise cada vez mais impessoal de dados gerados a distância.

“Estudos de caso” predominam largamente sobre estudos regionais, já que poucos têm a experiência e a visão do conjunto. Pesquisadores têm se tornado reféns da tecnologia e, como consequência, de sempre escassos recursos financeiros, essenciais para que técnicas específicas sejam aplicadas. Muitas vezes presos a paradigmas científicos, há dificuldade em sugerir rotas alternativas de pensamento. Vejo Joël Rodet como uma exceção, visto que sempre foi autossuficiente e intelectualmente independente. Por décadas, desenvolveu sua pesquisa com ferramentas que, embora básicas e puras, estarão sempre entre as mais poderosas, como a capacidade de interpretação.

A Leitura do Carste é um livro denso, rico em informações científicas. Ainda que a linguagem seja acessível, ele admite múltiplas leituras. Muitas das ideias apresentadas deverão gerar discussões e avanços. A obra é bem-ilustrada e apresenta muitos exemplos brasileiros e internacionais.

Joël é um dos pioneiros quanto a algumas linhas de pensamento no carste, como o “primocarste”, os “Fantasmas de Rocha” (*Ghost Rock* ou *Fantôme de Roche*), carste em greda, processos em carste não carbonático e tantos outros. O livro sintetiza toda uma vida dedicada ao relevo cárstico: do carste em greda de sua Normandia, passando pela inóspita região de Nullarbor, na Austrália, através das fantásticas regiões cársticas da França e da Grécia, ou pelo carste clássico dos Balcãs. Nestas várias aventuras científicas, Joël se viu fascinado pelo carste brasileiro – os calcários de São Raimundo Nonato (PI), Peruaçu (MG), São Domingos (GO), Serra do Ramalho (BA) ou Lagoa Santa (MG), bem como as rochas ferríferas do Quadrilátero Ferrífero (MG) ou quartzíticas da Serra do Espinhaço (MG). Seja na arqueologia, seja na espeleologia. No exo ou no endocarste.

Além da faceta científica, considero Joël Rodet um dos carstólogos mais generosos e didáticos que conheci. Orientou diversos alunos, mesmo sem ser formalmente um orientador. Organizou simpósios sobre o nosso carste, mesmo não sendo brasileiro (ou será que é e não sabe?). Trabalhou em vários projetos em diferentes pontos do nosso país mesmo sem verba oficial.

No decorrer de sua rica jornada, Joël Rodet preservou o que há de mais simples e valioso: a percepção ambiental, a leitura do carste da forma que ele se apresenta a todos nós, sem necessidade de devaneios tecnológicos. Toda sua vida dedicada ao carste conflui nesta obra, como troncos de galerias subterrâneas que se abrem à leitura. Joël nos ensina que a melhor ferramenta está dentro de nós; que a ciência do carste se inicia em campo; que as ideias se apresentam para quem está preparado para recebê-las.

Deixemos que Joel seja nosso guia nesta leitura do carste. E que seu legado de amor ao carste e às cavernas brasileiras continue a nos servir de inspiração.

Augusto Auler

Instituto do Carste / Carste Ciência Ambiental



Sumário

1	Introdução	_____	p. 12	
2	Carste superficial ou exocarste	_____	p. 24	
3	Formas de carste subterrâneo ou endocarste	_____	p. 68	
4	Gênese do carste	_____	p. 118	
5	Sistema cárstico	_____	p. 152	
6	Água, dinâmica e organizações	_____	p. 178	
7	Carste e evolução continental	_____	p. 210	
8	Carste e evolução litorânea	_____	p. 226	
9	Carste, um patrimônio frágil – Conclusão	_____	p. 258	
	Bibliografia	_____	p. 263	



1 Introdução

Carste. Uma estranha palavra, cujo profundo significado pode escapar a muitos leitores, incluindo os responsáveis pelas tomadas de decisão. Por outro lado, o termo “espeleologia” tem sido mais amplamente difundido desde sua popularização nas décadas após a Segunda Guerra Mundial. Então, por que falar em carstologia?

A espeleologia é a exploração e o estudo dos espaços vazios subterrâneos. A espeleologia física é o estudo das cavidades subterrâneas exploradas pelos espeleólogos [Choppy, 1985; Viala, 2000]. Tem sido amplamente demonstrado que a caverna, para ser entendida, não pode ser separada de seu ambiente e, em particular, dos inúmeros condutos inacessíveis que representam a maior parte dos vazios subterrâneos. A caverna deve ser vista em seu contexto mais amplo, que é o carste. É por isso que este livro é sobre carstologia. É por isso que eu ensino carstologia.

Os fenômenos cársticos fazem parte da nossa paisagem. O homem moderno depende muito do carste, mas geralmente o ignora. No decorrer da minha carreira, como pesquisador e professor, vi como a falta de um manual conceitual dificultava nosso trabalho. Além disso, por mais de 30 anos, dividi meu trabalho entre a Europa e a América do Sul, particularmente o Brasil. No mundo lusófono, mesmo com a oferta de vários livros bem-ilustrados mostrando cavernas magníficas [Lino, 2001; Lobo & Travassos, 2012; Zogbi & Calux, 2017], não há um único livro que se aprofunde na temática carstologia. Não há um único manual em português, mesmo havendo muitas “bíblias” em inglês, e isso faz falta para os estudantes. Em francês há uma infinidade de publicações sobre carste e o mundo subterrâneo, mas ainda não há um único livro que explique e integre as novas conquistas do paradigma que eu defendo [Rodet, 2017a, 2017b]. Essa ausência tornou minha missão de ensino mais difícil.

A ideia de escrever este manual me perseguia há muitos anos e eu sempre protelava. Minhas últimas experiências na Universidade Federal de Minas Gerais (Brasil) foram a razão de eu superar essa resistência. Pensei ter chegado o momento de executar este projeto, tão necessário quando se considera a diversidade do carste, a importância do impacto humano e as deficiências do ensino universitário – exceto talvez no mundo anglófono. Então embarquei nesta empreitada. Sem perder meu objetivo principal de oferecer um manual para estudantes e pesquisadores brasileiros, rapidamente percebi que seria bom lhes oferecer uma edição

com conteúdo inédito, já que se baseia nos dois principais projetos da minha carreira: o *Chalk Karst* (carste da greda) e os carstes brasileiros com substratos diversos e até inesperados.

Eu quis fazer deste livro um manual de campo; daí o grande número de ilustrações. Além disso, o espírito deste documento é ser um guia visual, deixando de lado os métodos de laboratório para se concentrar na observação. Há décadas venho defendendo a leitura informativa das cavernas e das formas cársticas e, como consequência, a compreensão do fenômeno cárstico. Naturalmente, esta interpretação é o resultado de uma longa experiência e da vasta pesquisa carstológica desenvolvida por quase 200 anos em vários países da Europa, como também em vários outros países do mundo, e transmitida a mim por meus mestres e colegas, companheiros de campo e de laboratório [Renault, 1990]. Por exemplo, as primeiras observações subterrâneas no Brasil datam da década de 1830, com o dinamarquês Peter W. Lund e sua equipe em Lagoa Santa, estado de Minas Gerais [Holten & Sterll, 2011; Holten *et al.*, 2012]; portanto, muito antes de Édouard-Alfred Martel (1859-1938), amplamente reconhecido como o pai da espeleologia. Algumas das observações de Lund permanecem válidas ainda hoje e em mais de um aspecto [Auler & Pessoa, 2020; Auler & Piló, 2015]. Vejo que o Brasil complementa muito bem as observações europeias, graças à diversidade de substratos, alguns carbonáticos e outros, muitos outros, que vão desde rochas plutônicas a vulcânicas, de quartzitos a itabiritos. Deve-se reconhecer que 60 milhões de anos de clima tropical acabam por superar as rochas mais resistentes.

Todas essas formas são o resultado de processos testados e medidos várias vezes em laboratório por um grande número de pesquisadores em todo o mundo. Logo, não é necessário verificá-las para cada fenômeno. Esta abordagem deve ser reservada para o desconhecido, para casos originais. Assim, neste livro não há fórmulas, cálculos – tais ferramentas podem ser encontradas facilmente em obras específicas. Há, sim, comentários sobre formas para entender a gênese e, conseqüentemente, o significado no processo cárstico. Nessa tarefa, fui encorajado pelo trabalho de meu amigo Tadej Slabe [1995], antigo diretor do Instituto de Pesquisas do Carste (SAZU), em Postojna (Eslovênia), que elaborou um documento pioneiro nesse tipo de abordagem.

Este livro é como que a versão escrita dos cursos ministrados durante a década 2011-2020 no Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais, em Belo Horizonte. E deve muito aos alunos que me acompanharam desde a sala de aula até o campo. Juntos, conseguimos executar quatro Simpósios Mineiros do Carste. Dessa forma, eu queria oferecer um documento aberto ao Brasil, já que o objetivo principal era ensinar, no Brasil, o que explica tantas das ilustrações locais. Entretanto, não posso esquecer que o carste é um fenômeno presente em todo o mundo. E que algumas imagens adquiriram valor internacional; por isso as ilustrações de outros lugares – especialmente da Europa, berço da carstologia mundial e da minha educação científica. Esta abordagem permite colocar o carste em perspectiva e valorizá-lo onde quer que ele seja mencionado. Também ensinei na França e alguns de meus antigos alunos se lembram disso a ponto de continuar essa aventura muitos

anos depois. Finalmente, meus amigos e colegas europeus me encorajaram fortemente a fazer este trabalho.

1.1 ANTES DE MAIS NADA, O QUE É CARSTE?

Carste é uma paisagem e um conjunto intempérico resultante de processos clássicos de dissolução, mas que operam dentro de um arcabouço definido, no qual as condições locais são predominantes [Ford & Williams, 2007: p. 8]. Realmente, o carste é o resultado do encontro e das interações de dois tipos de processos: os processos hidrogeoquímicos e os processos hidrodinâmicos, estes últimos beneficiando-se do impacto dos primeiros. Assim, o carste é um conjunto de processos, mas também um mecanismo específico [Bonacci, 1987], resultando em uma paisagem peculiar. O produto é uma morfologia típica ilustrada pelo platô epônimo, *Kras* ou *Carso*, que domina a Baía de Trieste, entre a Itália e a Eslovênia, onde esta disciplina nasceu, apoiada por um relevo grandioso e espetacular (Figura 1.1). Hoje, para evocar essa região, os autores falam de “carste clássico” [Knez *et al.*, 2020], cujo fenômeno emblemático é a caverna. Foi durante a ocupação austro-húngara que os geomorfólogos estudaram as formas superficiais de modo bastante sistemático, que foram chamadas de *karst* – termo germânico que agora faz parte do idioma internacional [Cvijić, 1960].

Como paisagem, o carste apresenta uma grande variedade, desde os desertos quentes da Austrália (Planície de Nullarbor) [Dunkley & Wigley, 1978] até os maciços ventosos da Patagônia chilena [Marbach, 2012]. Logo foi estabelecido que o carste resultava da dissolução do carbonato de cálcio pela ação dos ácidos na água (notadamente o ácido carbônico, resultante da dissolução do dióxido de carbono), restringindo-o às formações carbonáticas [Renault, 1993]. Assim, o conceito de carste, sendo consequência da ação química do aporte hídrico, automaticamente não operava em outros tipos de rochas porosas [Derruau, 1969]. Dessa forma nasceu o paradigma oficial e internacional: o carste é reservado aos calcários legítimos. Conseqüentemente, outros fenômenos idênticos, mas em outras rochas encaixantes, seriam, na melhor das hipóteses, tratados como pseudocarstes. E gosto de citar meu amigo polonês Jerzy Głazek, que disse: “Se estudar carste está no domínio da ciência, será que trabalhar em pseudocarste estará no domínio da pseudociência?”

Então, como surge o carste? O elemento central dessa questão é entender como a água consegue se concentrar, abrindo passagem pela massa rochosa. Muitos autores respondem que a água aproveita a estrutura da rocha, penetrando em fraturas e na estratificação. Essa visão da “gota d’água inteligente” que encontra o caminho correto não é satisfatória, porque a água, como qualquer fluido, precisa de espaço aberto para correr. Essa proposta é muito simplista. Ora, quantos maciços oferecem continuidades hidrodinâmicas prévias à carstificação? Nos calcários porosos, por exemplo, 95% a 99% da água introduzida na rocha



Figura 1.1 - Planalto do Kras (Eslovênia), ao norte de Trieste (Itália). © J. Rodet-2017.



Figura 1.2 - Rio Touvre no inverno, na grande ponte em Magnac, logo abaixo das nascentes (Charente, França). © J. Rodet-2016.

passa pela porosidade da estrutura [Calba, 1980]. Devemos, portanto, considerar outra gênese para feições cársticas em calcários porosos.

Enfim, a complexidade do carste demonstra que a origem de sua vasta diversidade deve ser procurada não apenas nos processos hidrogeoquímicos e hidrodinâmicos. Se cada sistema cárstico requer o próprio modelo matemático, é porque as condições ambientais locais são de grande importância: clima, relevo, contexto geológico, etc. Os processos são universais, mas a especificidade de cada modelo é fortemente marcada pela “impressão digital” regional ou local; daí a necessidade de definir o arcabouço específico de cada sistema cárstico.

Como qualquer elemento geológico ou biológico, o carste é expresso por formas que são o resultado e a expressão de processos e funções, compondo um todo, um sistema. Como no grupo humano, as formas cársticas oferecem uma grande variedade, mesmo que refletindo a mesma função. O ser humano oferece uma morfologia que varia muito de um indivíduo para outro: cor da pele, tamanho, volume, peso, pilosidade, etc., mantendo sua característica primária: macho ou fêmea. O mesmo se aplica ao carste. Basta olhar para sua diversidade para entender a realidade [Bögli, 1980]. É por isso que definir um objeto cárstico apenas com base em sua forma tem pouca relevância; é o estudo de sua função que permite integrá-lo em seu contexto. É esta última abordagem, menos estética e mais científica, que nos guiou na elaboração deste manual.

Entretanto, a presente abordagem procura ser conceitual. Ela se fundamenta em numerosas observações em milhares de cavidades em todo o mundo, em uma base documental relativamente grande, em numerosos intercâmbios com pesquisadores de disciplinas muito diferentes e, naturalmente, em numerosas medições *in situ* ou em laboratório. É essa dimensão conceitual que tem guiado este manual, e os apaixonados por fórmulas matemáticas podem sentir uma enorme frustração. No entanto, consideramos que a abertura das referências bibliográficas apresentadas ao final poderá auxiliá-los a encontrar o prazer.

A tomada de medidas e as abordagens matemáticas permitem a quantificação [Dreybrodt, in Yuan & Liu, 1998: p. 33-49] e são, portanto, indispensáveis para a compreensão científica das coisas: o que estou observando, o que isso representa, qual é sua função? Uma vez estabelecido isso, basta identificar o elemento, defini-lo e compreender sua função em um todo. É a abordagem conceitual que nos permite ler um elemento e compreender a sua função sem exigir uma bateria de experimentos e cálculos com ferramentas tecnológicas desenvolvidas por pesquisadores e engenheiros. Todos podem utilizar essa abordagem, mesmo sem ser um especialista. Ler o carste é um pouco assim: compreender a função de certos elementos sem ter que refazer sistematicamente os cálculos feitos por nossos predecessores. O conceito nasce das observações e comparações, dos intercâmbios e da multidisciplinaridade [Renault, 1990].

Quando comecei minha vida como pesquisador subterrâneo, em 1963, já tinha tido o privilégio de crescer perto de dois importantes fenômenos cársticos que haviam intrigado minha jovem mente: a nascente do Rio Loiret, nos subúrbios de Orleans (Vale do Loire, França); e, sobretudo, as nascentes do Rio Touvre (Charente, França), que corria aos pés da minha casa na infância (Figura 1.2), nos arredores do famoso Périgord – lugar que me proporcionou as primeiras emoções subterrâneas. Foi mais tarde, quando adolescente e atraído pelos mistérios das “terríveis defesas incrustadas nas falésias do Canal da Mancha”, que comecei a minha – agora longa – carreira de espeleólogo nas cavidades artificiais e naturais no calcário poroso normando, que tinha a reputação de não ser carstificável. Tive a oportunidade de participar da constituição de um grupo de pesquisa com base científica, o que me trouxe a capacidade técnica para uma abordagem acadêmica, mais particularmente com Michel Lepiller. As explorações ultrapassaram rápida e amplamente os limites da Normandia para cobrir toda a França e depois outras regiões da Europa – das Ilhas Britânicas às Ilhas Gregas –, antes de abarcar terras mais distantes, dos Estados Unidos à Austrália ou Polinésia e Terra do Fogo, até descobrir, por baixo, as raízes do Brasil. Essa experiência, adquirida em meio a uma variedade de climas (do frio ao quente), bem como a uma variedade de substratos (de rochas carbonáticas a silicosas ou ferríferas), despertou em mim questões importantes que as abordagens clássicas da carstologia não respondiam.

Eu tive a enorme alegria de intercambiar com os mestres Bernard Gèze, Philippe Renault, Jean Nicod, Pierre Birot; também com Marjorie Sweeting, Joe Jennings, Derek Ford, Paul Williams e Arthur Palmer, sem me esquecer de Tatiana Muxart, Michel Bakalowicz, Alain Mangin, Tim Atkinson e Camille Ek; e muitos outros, como Georges Conrad, Jean-Pierre Lautridou, Jean Vaudour e Jean-Jacques Dufaure. Este último me acompanhou com gentileza durante 20 anos, desde minha entrada na universidade até minha livre docência.

Graças a essa convivência com cavernas e espeleólogos, com carstólogos, hidrogeólogos, geomorfólogos, arqueólogos, climatólogos, etc., meus questionamentos tomaram forma e, pouco a pouco, surgiu uma nova leitura do fenômeno cárstico que surpreendeu a muitos, mas que teve o mérito de responder mais claramente às minhas dúvidas. Fortemente apoiado

nos conceitos desenvolvidos por Renault [1967-1969], desenvolvi um paradigma que venho ensinando há quase 30 anos aos meus alunos, na França e no Brasil, e que, graças aos amigos de minha geração e a pesquisadores mais jovens, foi consolidado e agora é apresentado. São muitos para mencionar aqui, mas entre eles estão Patrice Gamez, Jean-Paul Dupont, Francis Calba, Yves Quinif, Richard Maire, Alfredo Bini, Jean-Jacques Delannoy, Laurent Bruxelles, Philippe Audra, Stéphane Jaillet, para citar apenas alguns. E não me esqueço de Dominique Todisco, com quem conversei longamente sobre carstificação e glaciologia, sob o vento patagônico (Figura 1.3).

Faço um agradecimento especial ao meu amigo Luc Willems, com quem tive o prazer de compartilhar a descoberta do carste do Baixo Meuse belga-holandês e da variedade litológica dos carstes não carbonáticos do Brasil – em granito, quartzito, arenito e ainda outras rochas –, com o apoio de André Pouclet. Agradeço também a muitos amigos e colegas brasileiros, companheiros de pesquisa e ex-alunos, desde Belém, no Norte, a Curitiba, no Sul; da zona costeira, no Leste, a Cuiabá no Centro-Oeste: em particular, Alessandra Vasconcelos, Manuela Pereira, Frederico Gonçalves, Rubens Hardt, Adolf H. Horn, Augusto Auler, Luis Beethoven Piló, Ezio Rubbioli.

Há mais de 60 anos eu descobria o subsolo normando e seu carste, tão discreto a ponto de ser ignorado. Essa experiência, um pouco ingrata e frustrante para um apreciador de grandes abismos e galerias, me fez tomar consciência de um fato. Como todas as abordagens, a carstologia se revela em seus limites: uma bela caverna em um maciço calcário bem exposto não é excepcional, porque ilustra o fenômeno cárstico de estrutura clássica, mas não nos ensina nada que não esteja dentro dos limites da carstificação. Ainda assim, satisfaz o interessado, seja cientista, seja visitante estético. Por outro lado, a caverna em um meio considerado de pouca ou nenhuma sensibilidade cárstica, como foi minha experiência nos calcários porosos da Bacia de Paris, questiona fortemente o visitante, que põe seu corpo e seu córtex cerebral para, por meio de ginástica contorcionista, observar alguns metros de um conduto, com seu nariz no chão e suas costas acariciando as irregularidades de sílex (Figura 1.4). Nestas condições, vencer a topografia requer muita paciência e flexibilidade, assim como esperar progredir nas estreitas cavidades cheias de sedimentos.

Como explicar o desenvolvimento de condutos cársticos, reconhecidamente pequenos em diâmetro, mas representados por formas parietais dignas das mais belas cavidades dos calcários, em uma rocha conhecida por seu comportamento poroso e baixa resistência mecânica? Em outras palavras, como concentrar um fluxo em esponja? E como explicar condutos atravessando fraturas tectônicas em vez de serem guiados pelas diaclases? Essas são perguntas que o paradigma clássico não responde. E é aqui que entra a experiência brasileira: cavernas de arenitos, de quartzitos, de gnaisses e granitos, de formações de ferro; cavernas reais, não simples vazios mecânicos sobre rachaduras, com formas de alteração e precipitação química, resultados de processos de dissolução. Essas realidades, colocadas em paralelo, me permitiram elaborar, passo a passo, uma nova teoria da gênese do carste, que



Figura 1.3 - O impressionante portal da Cueva del Milodon – cavidade glaciocárstica aberta nos conglomerados do Cerro Benitez (Patagônia Chilena). © J. Rodet-2015.



Figura 1.4 - Galeria parageneticamente preenchida em carste de calcários porosos (Normandia, França). © J. Rodet-2013.

considera o impacto das coberturas, o papel do criptocarste e de suas raízes no manto de alteração [Rodet, 1992], os “esqueletos” e os “fantasmas de rocha” [Quinif, 2010], bem como os conceitos de carste de introdução e carste de restituição [Rodet, 1981] – o que forneceu uma resposta mais clara à questão da carstificação [Rodet, 2014]. Naturalmente o esquema não está completo. Está evoluindo e sendo aperfeiçoado. E o paradigma que está surgindo abre novos horizontes, com esperança tanto de novas descobertas como de perguntas ainda não formuladas [Dubois *et al.*, 2014].

Numerosos exemplos brasileiros aparecem em minhas observações. Há duas razões fundamentais para isso: a primeira é que há mais de 30 anos venho estudando o carste em diversos tipos de rocha do Brasil; a segunda é que, apesar de ter geologia e clima radicalmente diferentes dos encontrados na Europa e na América do Norte, o carste brasileiro oferece uma morfologia, em grande parte, comparável ao carste de outras regiões do mundo.

Finalmente, considero fortemente que o carste é legível. Para isso, é preciso aprender a decifrar as formas nas paredes, formas estas comparáveis a palavras, a ideogramas, que constroem sentenças quando estão entrelaçadas. Neste contexto, podemos atribuir às galerias o valor dos parágrafos. Já as cavernas são comparáveis aos capítulos; e as redes e sistemas cársticos, aos livros. E três níveis de leitura podem ser identificados: o das formas, o das funções e o dos conjuntos.

1.2 LEITURA DO CARSTE

Após reflexão, o título *A Leitura do Carste* foi escolhido porque reflete fortemente o meu pensamento. Os elementos constituintes do carste, qualquer que seja seu papel e em qualquer escala, representam “ideogramas” que devem ser identificados e decifrados

para que o observador possa compreender seu significado e seu valor e assim ler o carste. Além disso, para mim, o criptocarste desempenha um papel fundamental na gênese e no desenvolvimento do carste, e promover essa perspectiva é uma contribuição importante para a disciplina.

Este livro é dividido em 9 partes ou capítulos, sendo o primeiro esta introdução. O segundo capítulo é dedicado à definição de carste superficial ou exocarste, abordado a partir de quatro diferentes ângulos: (1) o carste desnudo, com suas célebres extensões aflorantes e espetaculares, com rochas com ranhuras e pequenas bacias esculpidas; (2) o carste coberto, mais discreto, sob uma cobertura sedimentar ou um manto de alteração, onde tudo acontece em contato com o substrato definido como criptocarste; (3) os elementos do endocarste, trazidos à superfície e interceptados pela erosão; e finalmente (4) os acessos ativos ao endocarste [Ginès *et al.*, 2009], em particular os sumidouros e as surgências.

O endocarste ou carste subterrâneo é a essência do carste. Sua abordagem constitui o terceiro capítulo. Depois de definir (1) os condutos verticais – abismos e chaminés –, que impressionam a imaginação por causa da dificuldade técnica para explorá-los, discute-se (2) a complexidade dos condutos horizontais, essencialmente a galeria e suas combinações, que formam os salões [Renault, 1970]. No imaginário social, a galeria é a caverna sem fim, às vezes decorada com magníficas concreções de múltiplas formas. Em seguida, o foco vai para (3) as formas dentro dos condutos [Slabe, 1995]. A compreensão dessas feições é fundamental, pois elas fornecem informações sobre a dinâmica dissolutiva na origem de seu desenvolvimento. Finalmente, (4) a abordagem da junção dos condutos nas três dimensões nos permite identificar padrões organizacionais que fornecem informações sobre a definição do domínio subterrâneo estudado [Palmer, 2007].

O quarto capítulo, seguramente o mais importante, trata da gênese do carste, que continua sendo a questão central da carstologia. Os processos fundamentais são apresentados e são propostas as fases de evolução do carste [Rodet, 2017a, 2017b], com a definição das etapas sucessivas raramente descritas anteriormente. A abordagem começa com (1) a preparação da rocha encaixante durante a fase antecarste. A fase seguinte é definida sob o conceito de (2) primocarste [Rodet, 1996, 2014], que determina os limites, permitindo, na próxima fase, (3) a constituição da caverna “espeleológica”. A fase residual ocorre então quando o carste é desconectado e introduzido na denudação superficial, caracterizando (4) o paleocarste. Esta última fase pode ocorrer em qualquer etapa da evolução do fenômeno cárstico.

Essa cadeia de etapas desenha o sistema cárstico, a máquina funcional que se baseia em dois subsistemas que constituem o quinto capítulo: (1) o carste de introdução, que responde à força gravitacional representada pelos aportes verticalizados das águas que penetram nos maciços até encontrar um nível de base que impeça uma penetração mais profunda; (2) o carste de restituição, caracterizado pelos vazios periféricos para os quais flui o aquífero subterrâneo (Figura 1.5) acumulado em seu nível de base [Rodet, 1992]. Quando o

carste de introdução e o carste de restituição se conectam, permitem a realização de (3) uma continuidade hidrodinâmica (Figura 1.6) e a ligação hidrocarstica [Rodet, 2017b].

O sexto capítulo trata da dimensão da água como vetor e agente da organização e da evolução do sistema. A água expressa as energias que fazem funcionar o carste: hidrodinâmica, química e mecânica. O resultado é a organização zonal do sistema desde o epicarste, com sua definição complexa, passando pelo criptocarste e pela zona profunda para então alcançar o carste hipogênico, cujo funcionamento e morfologias têm sido objeto de extensos estudos nas últimas décadas [Klimchouk, 2007, 2009; Klimchouk *et al.*, 2017]. Como um ser vivo, o sistema cárstico se adapta às mudanças e às limitações do relevo. Tal evolução é salientada por reguladores como o sifão, que não é um simples incidente de drenagem, e sobretudo os níveis de base local ou regional, temporários ou perenes.

O sétimo capítulo resume a evolução da rede cárstica em um contexto intracontinental. O primeiro elemento é a adaptação da rede subterrânea às alterações morfológicas nas entradas e saídas do sistema [Rodet, *in* Guyot, 1996]. O segundo elemento é a disposição dos condutos em andares ou níveis, o que acompanha as fases de estabilidade das drenagens entre duas ou mais oscilações hídricas ou geomorfológicas do contexto. Essas oscilações também influenciam as drenagens superficiais, gerando relações complexas entre o rio superficial e o endocarste, notadamente na evolução dos meandros. Em uma situação extrema, as oscilações hidrogeomorfológicas levam a capturas cársticas da drenagem superficial para o subterrâneo. Exemplo de captação das bacias do reverso de cuesta pelas bacias frontais pode ser observado no contexto particular das cuestras, dentro das bacias sedimentares [Rodet, 1992; Hardt, 2011].

O oitavo capítulo trata de uma dimensão do carste raramente abordada: a da evolução costeira. Esta apresenta consequências surpreendentes, que resultam de dois domínios hídricos opostos em termos da qualidade química da água e da sua dinâmica de fluxo [Rodet,

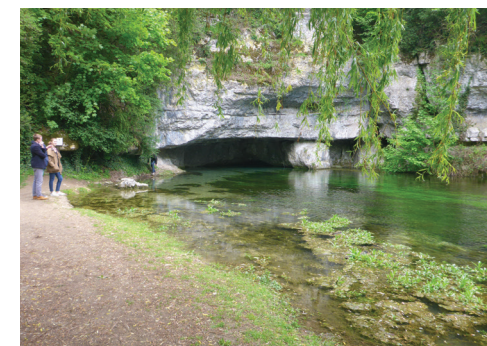


Figura 1.5 - Nascente do Rio Douix, imponente surgência cárstica reconhecida por mergulho autônomo (Châtillon-sur-Seine, Borgonha, França). © J. Rodet-2021.

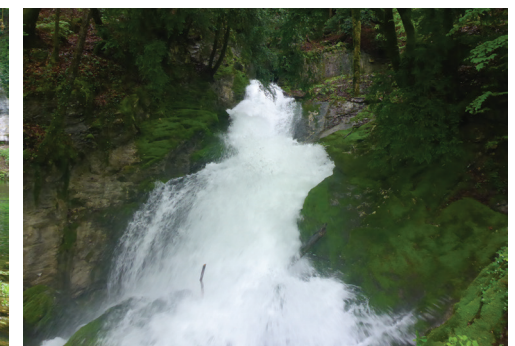
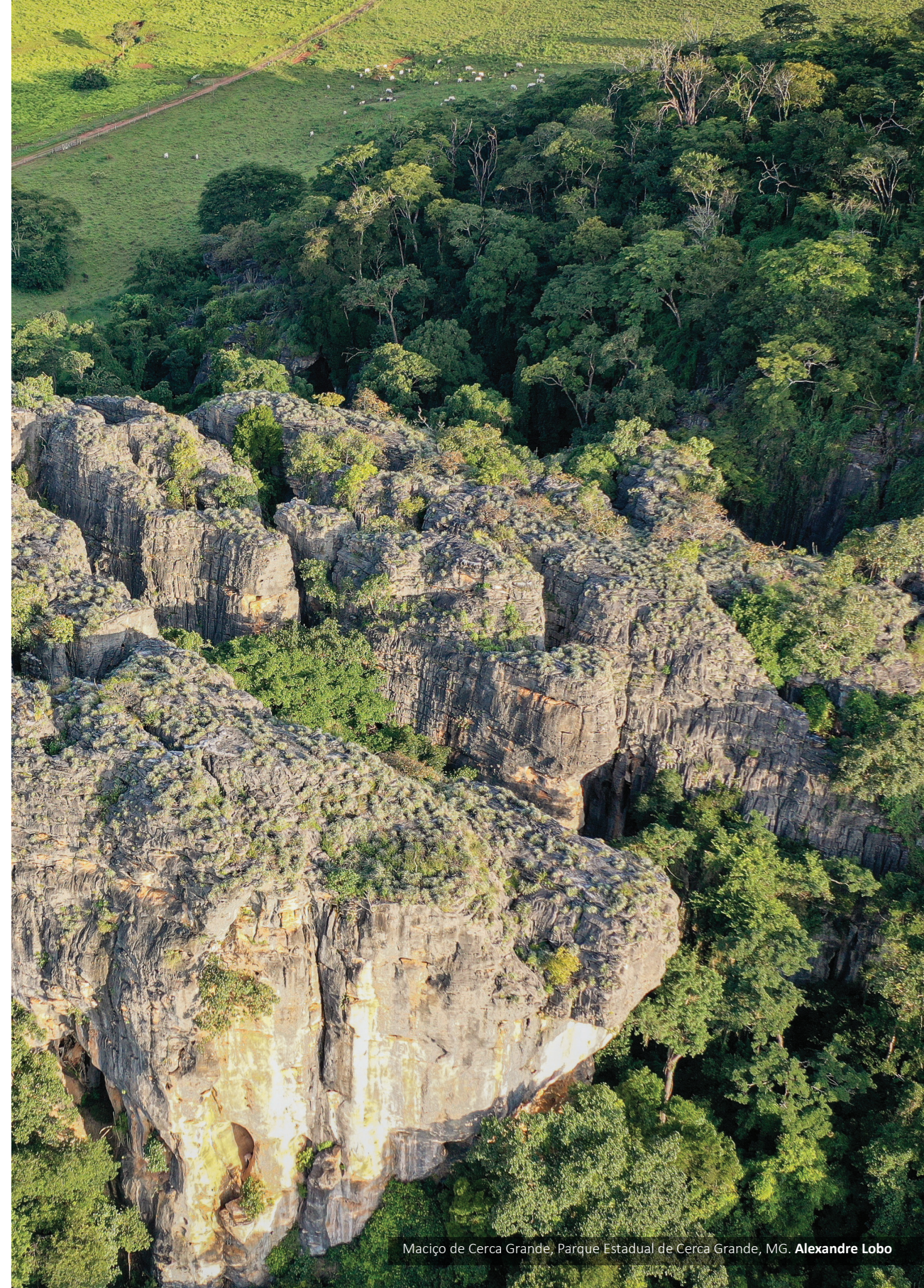


Figura 1.6 - Nascente do Rio Bourneau ou Var, ressurgência do maciço do Semnoz, na inundação da primavera (Saint-Jorioz, Haute-Savoie, França). © J. Rodet-2021.

1992]. Com base em exemplos na Normandia e nas Antilhas, e até mesmo em regiões da Austrália, examina-se três dimensões: (1) as cavernas litorâneas (cavidades continentais ou marinhas?) e, em particular o significado dos “cenotes” e “abóbadas”; (2) o impacto do carste na evolução da linha de costa, que revela surpresas geomorfológicas [Rodet, 1983, 2013]; e, por fim, (3) a espetacular representação da importância das variações do nível de base marinho [Rodet & Lautridou, 2003] e da linha de costa sobre as drenagens cársticas litorâneas [Rodet *et al.*, 2005], levando à redistribuição das drenagens continentais e à reorganização acentuada das surgências e deltas.

O nono capítulo conclui essa abordagem, abrindo-se a uma evolução da disciplina carstológica e, em particular, do seu valor patrimonial, da diversidade de sua riqueza e das ameaças que pesam sobre essas feições devido à insanidade político-econômica em nível planetário, que favorece o lucro imediato em detrimento do bem-estar da humanidade.



Maciço de Cerca Grande, Parque Estadual de Cerca Grande, MG. Alexandre Lobo



2 Carste superficial ou exocarste

O carste superficial ou exocarste é uma paisagem que pode passar despercebida às pessoas que transitam ou que vivem em regiões onde essas morfologias são gradativamente destruídas por processos erosivos. Muitos países ao redor do mundo têm locais cuja espetacular beleza deve-se, ora mais, ora menos, à morfologia do carste. Começando pela região entre Itália e Eslovênia, onde surgiram os termos *carso* e *krás*, que evoluiu para *karst*, em alemão; em português de Portugal, para *carso*; e em português do Brasil, para *carste*. No Brasil, um país continental em virtude de sua área imensa e variedade de substratos, os famosos locais cársticos constituem uma lista que cresce regularmente [Rubbioli *et al.*, 2019], começando pela região onde nasceu a espeleologia brasileira, o carste de Lagoa Santa, no estado de Minas Gerais [Holten & Sterll, 2011; Holten *et al.*, 2012; Auler & Piló, 2015].

A maior parte dos processos cársticos ocorre no interior dos maciços e não é perceptível diretamente na superfície [Gèze, 1965]. No entanto, as formas da superfície podem refletir essa atividade, uma vez que parte delas está especificamente associada à evolução do maciço cárstico submetido à ação química superficial. Consequentemente, é necessário distinguir as formas induzidas exclusivamente pela exposição superficial do maciço em questão (o carste de superfície e as formas exocársticas) das formas subterrâneas exumadas pela erosão de sua cobertura (as formas endocársticas).

O carste superficial (exocarste) é composto de formas observáveis na superfície, sejam elas criadas na superfície ou herdadas de feições subterrâneas. Parte dessas formas são realmente originadas pelo intemperismo na superfície, enquanto outras são formas endógenas e exumadas pela ação química da cobertura (carste exumado). Além disso, é comum contrastar as formas de superfície esculpidas na rocha aflorante (carste desnudo) e as formas de superfície visíveis na cobertura (carste coberto). Definir a gênese do carste desnudo é geralmente fácil, mas, quando se trata de um carste coberto, essa análise é mais complexa.

Restringir-se a descrever o carste de superfície por suas formas é uma visão simplista. De fato, o carste é composto de formas que ilustram sua gênese, mas não explicam seu funcionamento atual. Em geral, as formas ilustram processos ocorridos no passado e quase não há atualização para o seu funcionamento mais recente. Na maioria das vezes,

a carstificação avança a partir de frentes de intemperismo em áreas com acúmulo de água (expresso em feições de Liesegang e de primocarste fissural) ou por água corrente capturada por formas cársticas previamente existentes, do tipo abismo e sumidouro. É necessário realçar o papel fundamental das águas superficiais na carstificação dos maciços, em particular na relação do fluido com o topo da superfície rochosa, na existência de uma cobertura de solos, de sedimentos ou de regolito e de pontos de concentração por onde a água permeia para o interior das rochas.

Consequentemente, o carste superficial será abordado a partir de quatro perspectivas: as formas do exocarste desnudo (§ 2.1), as formas do exocarste coberto (§ 2.2), o endocarste exumado (§ 2.3) e as relações ativas com o endocarste (§ 2.4).

2.1 FORMAS DO EXOCARSTE DESNUDO

As formas exocársticas estão essencialmente ligadas aos processos atuantes na superfície rochosa e, no caso do carste desnudo, onde não há cobertura, não há a proteção de sedimentos ou de solo. Diretamente sujeita aos impactos do intemperismo, a superfície desnuda é marcada por formas cársticas específicas, inseridas apenas em um contexto superficial ao ar livre. O carste desnudo é, sem dúvida, a expressão mais notável das superfícies carstificadas, com suas feições esculpidas podendo cobrir grandes áreas.

Ao contrário de Bögli [1980: p. 53-60], que reúne todas as formas de carste desnudo sob o termo *karren*, considera-se aqui haver dois grupos. O primeiro refere-se às formas alongadas, sulcos para escoar a água (exorreísmo, drenagem externa); o segundo, às formas mais circulares, pequenas bacias de acumulação da água (endorreísmo, drenagem interna). As primeiras formas são chamadas, em português, de lapiás [Rodrigues, 2007: p. 105], termo originado do francês *lapiaz*. Para as formas de detalhe, a literatura adota ainda o termo *karren*, de origem alemã, menos utilizado nos países lusófonos. No Brasil, por exemplo, parte dos espeleólogos usa o termo “canelura de dissolução”. A segunda classe de forma é chamada de *kamenitza* (termo de origem eslava), podendo ser chamada de “caldeirão” no Nordeste brasileiro.

Essas são as únicas formas diretamente originadas pela evolução superficial do substrato rochoso. Outras formas resultam de paleoformas criptocársticas ou endocársticas exumadas e remodeladas pela erosão da superfície. Recomenda-se a leitura do livro organizado por Ginès *et al.* [2009], que representa o estado da arte sobre o tema.

2.1.1 Lapiás ou karren

O primeiro grupo, do tipo linear, consiste em sulcos mais ou menos retilíneos (Figura 2.1 & Figura 2.2), de levemente inclinados a subverticais, chamados lapiás [Gèze, 1965] ou

karren (Figura 2.3). Conjuntos de grande número desses sulcos compõem lapiás [ibidem] ou campo de rocha esculpido a partir desses sulcos (Figura 2.4). A variedade morfológica desses sulcos foi objeto de uma extensa classificação, especialidade do estudioso de carste suíço Alfred Bögli [1980].

Essas grandes extensões rochosas são o paraíso dos espeleólogos, com as formas endocársticas mais facilmente acessíveis pela ausência de cobertura (Figura 2.3 & Figura 2.6). No entanto, a maioria desses sulcos se encerra depois de alguns metros (Figura 2.5) com a perda da agressividade das águas pluviais. Apenas os antigos sumidouros (Figura 2.7), que já estavam ativos quando havia coberturas inconsolidadas, dão acesso ao endocarste e aos abismos e cavernas que os espeleólogos sonham (Figura 2.8). A Serra do Sabonetal (Figura 2.4), na margem direita do Rio São Francisco (MG, Brasil), oferece um belo exemplo de platô com lapiás que ainda foi pouco prospectado por espeleólogos.

2.1.1.1 Principais tipos de karren ou lapiás

Pode-se classificar *karrens* ou lapiás de acordo com diferentes critérios. Nicod [1972], Salomon [2006] e Gilli [2011] propõem uma classificação baseada em processos genéticos e distinguem lapiás livres, lapiás sob cobertura ou lapiás vinculados a processos biológicos. Este texto limita-se aos chamados lapiás livres, como entendem Salomon [2006] e White [1988]. Os lapiás sob cobertura serão abordados adiante, no item voltado ao carste oculto (§ 2.2.1).

Com uma tipologia vasta e extremamente detalhada, optou-se por destacar alguns modelos representativos:

a) Lapiás com ranhuras ou *rillenkarren*: consistem em canais retilíneos e íngremes e interflúvios agudos (Figura 2.1 & Figura 2.9). As dimensões variam de centímetro a metro. Esse tipo de *karren* pode se desenvolver nas paredes do *karren* acanalado.



Figura 2.1 - Sulcos lineares de lapiás do tipo *rillenkarren*, acompanhando o gradiente hidráulico subvertical, no Curral de Pedras I (Jequitai, MG, Brasil). © J. Rodet-2009.



Figura 2.2 - Paredes estratificadas cortadas por lapiás no Curral de Pedras I (Jequitai, MG, Brasil): a base, mais recentemente liberada de sua cobertura, ainda oferece formas arredondadas, enquanto a parte superior, exposta por mais tempo, é mais esculpida. © J. Rodet-2009.



Figura 2.3 - Superfície de lapiás em estágio inicial de formação pela recente exumação de sua cobertura inconsolidada no Maciço da Limeira (Prudente de Morais, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.



Figura 2.4 - Lapiás formados na ausência de cobertura. A estrutura tectônica é destacada e a forma amplamente dominante são os lapiás (Serra do Sabonetal, Itacarambi, MG, Brasil). © J. Rodet-2007.



Figura 2.5 - Superfície com lapiás no Maciço da Limeira (Prudente de Morais, MG, Brasil), apresentando estágio inicial de degradação, com muitos elementos separados. © J. Rodet-2011.



Figura 2.6 - Extensão de lapiás degradados transformando-se em fragmentos rochosos soltos (Serra da Grupiara, Jequitaiá, MG, Brasil). © J. Rodet-2009.



Figura 2.7 - Abismo em sumidouro a jusante de uma pastagem, Combe du Villard, Maciço do Semnoz (Alpes, França). © R. Hardt-2007.



Figura 2.8 - Entrada em alçapão para abismo em superfície plana, aven do Gonvi, Maciço do Semnoz (Alpes, França). © R. Hardt-2007.

b) Lapiás em sulcos ou *rinnenkarren*: consistem em canais retilíneos e inclinados, com base arredondada e interflúvios agudos (Figura 2.9). As dimensões têm, em média, de 50 cm a 1 m de profundidade e um comprimento que pode atingir vários metros.

c) Lapiás meandriformes ou *meanderkarren*: entalhes sinuosos, com fundo em U e contato claro com a superfície levemente inclinada (Figura 2.10). Entalhes de 10 cm a 50 cm de profundidade podem se desenvolver ao longo de vários metros de comprimento [Gilli, 2015: p. 32].

d) Lapiás em degraus ou *trittkarren*: apresentam depressões circulares, em degraus, formando um caminho pouco marcado. Lembram muito a figura dos *kamenitzas* (§ 2.1.2) em vários níveis (Figura 2.17), mas sem profundidade [White, 1988: p. 53].

2.1.1.2 Lapiás gigantes ou *tsingy*

As lâminas verticais (arestas) liberadas pela dissolução dos canais entre os lapiás podem atingir dimensões vertiginosas (Figura 2.11), com várias dezenas de metros de altura. A parte superior consiste em uma borda afiada (Figura 2.12) como uma lâmina de barbear [Gilli, 2011, 2019]. Essas formas exacerbadas são algumas vezes definidas como *tsingy*, um nome originário de Madagascar, onde esse tipo de relevo é particularmente espetacular [Rossi, 1975; Salomon em Ginés *et al.*, 2009: p. 411-422; Delaty *et al.*, 2006; Wolozan & Grunewald, 2006].

A célebre Floresta de Pedra de Lunan (Yunnan, China) tem morfologias do tipo *karren* gigante [Maire *et al.*, 2004; Knez & Slabe em Ginés *et al.*, 2009: p. 439-452], da mesma forma que a região de Mulu (Sarawak, Malásia) [Day & Waltham em Ginés *et al.*, 2009: p. 423-432]. Também pode-se citar os exemplos de Papua Nova Guiné [Williams em Ginés *et al.*, 2009: p. 433-437] e da região do Mavro Skiadi (Lefka Ori, Creta Ocidental, Grécia) [Rodet, 1977]. No Brasil, em vários locais de carste em calcário, há formas bastante comparáveis a



Figura 2.9 - *Rinnenkarren* com paredes esculpidas de *rillenkarren* e interflúvios agudos (Jequitaiá, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.



Figura 2.10 - *Meanderkarren* com paredes esculpidas de *rillenkarren* e interflúvios agudos, nos lapiás do Curral de Pedras I (Jequitaiá, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.

lapiás gigantes. Essas formas geralmente se desenvolvem na borda dos platôs ou no início dos precipícios, onde são amplificadas pelo gradiente hidráulico. No Brasil, destacam-se as ocorrências de Curral de Pedras I, em Jequitaiá, MG (Figura 2.11 & Figura 2.12); e nos maciços quartzíticos das Grutas do Salitre (Figura 2.13) e do Monte Cristo (Figura 2.14), em Diamantina, MG. É importante observar que caminhar nessas áreas é muitas vezes impossível e no mínimo extremamente arriscado. Um passo em falso ou a ruptura de uma lâmina devido à sua delicadeza pode ter consequências muito sérias.

2.1.2 Kamenitza ou bacia de dissolução

A segunda forma emblemática do carste desnudo é a *kamenitza*, um elemento espacialmente importante [Viala, 2000]. Em Portugal, é chamada de “bacia” ou “pia de



Figura 2.11 - Conjunto de lâminas do tipo *tsingy* no Curral de Pedras I (Jequitaiá, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.



Figura 2.12 - Em meio às lâminas do tipo *tsingy* no Curral de Pedras I, detalhe da borda aguda da parte superior (Jequitaiá, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.



Figura 2.13 - Lapiás de lâminas do tipo *tsingy* nos quartzitos do Morro do Salitre (Diamantina, MG, Brasil). © L. Willems-2003.



Figura 2.14 - *Tsingy* nos quartzitos da Gruta do Monte Cristo (Diamantina, MG, Brasil). © J. Rodet-2017.

dissolução” [Rodrigues, 2007: p. 123], termos similares aos usados em inglês, *solution basin* ou *solution pan*, propostos por Sweeting [1973]. É uma depressão de fundo plano, mais ou menos circular, cujas dimensões raramente ultrapassam alguns metros de diâmetro (Figura 2.15). Em 1992, foram observadas as maiores *kamenitzas* conhecidas, excedendo 10 metros de diâmetro. Estão localizadas no carste calcário do Serrote do Antonião (Coronel José Dias, PI, Brasil), isto se não foram destruídas por pedreiros locais à procura de calcário para a produção de cal. As menores não excediam 10 cm em seu maior comprimento (Figura 2.16).

2.1.2.1 Definição de kamenitza

A *kamenitza* parece uma tigela ou uma frigideira (daí o nome anglo-saxão *solution pan*), mas nem sempre tem forma circular, podendo mesmo sugerir uma forma torcida [Veress, 2010]. Em geral, tem largura máxima da ordem de 1 metro. A *kamenitza* é um reservatório geralmente raso (de poucos centímetros a poucas dezenas de centímetros no máximo) e suas bordas são subverticais, como miniprecipícios (Figura 2.15 & Figura 2.16). Frequentemente, as paredes das *kamenitzas* são entalhadas por um pequeno patamar, refletindo o contato entre ar e água quando a forma está cheia. A bacia normalmente tem uma pequena canaleta, um “ladrão” que permite o escoamento do excesso de água. As *kamenitzas* são normalmente alimentadas pelas águas escoadas de estruturas do tipo lapiás ou *karren*. O fundo das bacias desse tipo consiste na rocha do maciço, desnuda ou com discreta cobertura bioossedimentar.

2.1.2.2 Organização das kamenitzas

É interessante observar a organização das *kamenitzas*, em particular a sua adaptação à variação do nível de base: há um arranjo em camadas escalonadas (Figura 2.17), com as mais altas alimentando as localizadas a jusante. Muitas vezes, esse padrão leva a um sumidouro,



Figura 2.15 - Kamenitza com paredes subverticais e canaleta de evacuação à esquerda, no alto. © J. Rodet-2011.



Figura 2.16 - Pequena *kamenitza*, com menos de 20 cm de diâmetro, na greda de Les Andelys (Normandia, França). © J. Rodet-2012.

como um poço ou fenda nos lapiás. *Kamenitzas* se desenvolvem ao ar livre, em rochas aflorantes (Figura 2.18). Curiosamente, sob certas condições, elas podem se desenvolver em uma galeria subterrânea, sob uma claraboia aberta para o exterior, pela qual são abastecidas com água superficial insaturada (Figura 2.19 & Figura 2.20).

2.1.2.3 Variedade das rochas encaixantes

Observa-se *kamenitzas* sobretudo nas rochas carbonáticas (Figura 2.21 & Figura 2.22), mas elas podem ocorrer em qualquer rocha, como arenitos (Figura 2.23), quartzitos (Figura 2.24), granitos, gnaiss, formações ferríferas, como itabirito (Figura 2.25), conglomerados (Figura 2.26), etc. [Sgarbi, 2012].



Figura 2.17 - Conjunto escalonado de *kamenitzas* organizando um início de drenagem sobre os lapiás do Curral de Pedras I (Jequitaí, MG, Brasil). © J. Rodet-2009.



Figura 2.18 - Conjunto escalonado de *kamenitzas* no arenito de Vila Velha (Ponta Grossa, PR, Brasil). © J. Rodet-2011.



Figura 2.19 - Situação surpreendente: o desenvolvimento de uma *kamenitza*, cercada de sulcos verticais ou lapiás, aos pés de uma claraboia. © J. Rodet-2009.



Figura 2.20 - *Kamenitza* desenvolvida aos pés de uma claraboia, realizando a ligação com o endocarste do Curral de Pedras I (Jequitaí, MG, Brasil). © J. Rodet-2009.



Figura 2.21 - *Kamenitza* em calcário, Curral de Pedras I (Jequitaí, MG, Brasil). © J. Rodet-2009.



Figura 2.22 - *Kamenitza* em arenito (GPS como escala), Chapada dos Guimarães (Cuiabá, MT, Brasil). © R. Hardt-2010.



Figura 2.23 - *Kamenitza* em quartzito, Rio Preto (São Gonçalo do Rio Preto, MG, Brasil). © J. Rodet-2003.

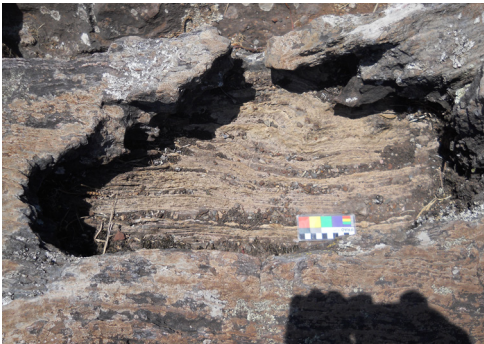


Figura 2.24 - *Kamenitza* em itabirito, Serra da Piedade (Caeté, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.



Figura 2.25 - *Kamenitza* em conglomerado silicoso, Cerro Benitez (Puerto Natales, Patagônia Chilena). © J. Rodet-2012.



Figura 2.26 - *Kamenitza* com lençol d'água, durante a estação chuvosa, Curral de Pedras I (Jequitaí, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.

2.1.3 Abismo no carste desnudo

As formas da infiltração de água pelos sumidouros, dolinas e abismos são normalmente associadas à evolução do exocarste desnudo. Observe-se, entretanto, que sumidouros e dutos para a infiltração se abrem em áreas de rocha aflorante, mas também em locais com cobertura. Os espeleólogos procuram fraturas na superfície de lapiás buscando abismos que permitam oportunidades para exploração profunda (Figura 2.27). O caso das infiltrações será estudado na quarta parte deste capítulo (§ 2.4), limitando-nos aqui aos abismos (Figura 2.28), que são ou a evolução de antigos sumidouros (Figura 2.29) ou o resultado de colapso em profundidade, tema a ser abordado à frente (§ 2.2.2.2).

Aven é um termo do sul da França que significa um abismo que se abre na superfície. É um elemento da morfologia superficial, mas a maior parte de seu desenvolvimento ocorre em profundidade, no interior do maciço. O *aven* geralmente surge em meio às superfícies lapiesadas, entre os *karrens*. Muitas vezes apresenta um perfil vertical em forma de V que se fecha em profundidade, o que pode ser explicado pela perda de agressividade geoquímica das águas infiltradas. Pode ser comparado a uma raiz do manto de alteração (§ 3.1.1.1 & § 5.1) cuja alterita foi totalmente dissolvida ou removida mecanicamente. Pode dar acesso a uma grande cavidade subterrânea, com vários quilômetros de comprimento e várias centenas de metros de desnível. O *aven*, portanto, é um acesso ao endocarste, o que geralmente não é o caso dos lapiás.

Os abismos podem ter dimensões muito variadas. Em regiões com orogênese ativa, há abismos com desníveis de várias centenas de metros, como o Mavro Skiadi (Creta, Grécia) [Rodet, 1977]. Em outras regiões, onde a morfodinâmica é mais calma, os desníveis podem ser significativamente reduzidos. Naturalmente que as dimensões podem ser limitadas pela estratigrafia, pela espessura da sequência sujeita à carstificação, gerando abismos limitados a apenas alguns metros de profundidade, como parece ser o caso do Curral de Pedras I (Jequitaí, MG, Brasil) (Figura 2.27, Figura 2.28 & Figura 2.29).

E como se explicam os abismos profundos em lapiás, não associados à tectônica, sem alimentação de drenagem? Essas formas parecem reliquiares (Figura 2.30), resultando de uma longa evolução associada à presença de uma cobertura pouco resistente que foi erodida (Figura 2.31). De fato, a noção de abismo exige um forte gradiente e um fluxo concentrado suspenso acima do nível de base. E os lapiás não oferecem o suporte necessário para a drenagem superficial. Então, como escavar um abismo sem uma bacia de alimentação substancial? Deve-se imaginar que o abismo seja um sumidouro, com drenagem significativa, aberto no meio de um carste coberto. Os lapiás de Innerbergli (Pré-Alpes de Berna, Suíça) oferecem exemplos espetaculares [Bitterli & Häuselmann, 2010: p. 50].

Como é demonstrado por várias formas presentes no exocarste desnudo, é necessário considerar o exocarste coberto, que pode ter precedido a instalação de um carste desnudo.



Figura 2.27 - *Aven* aberto em meio a lapiás sem bacia de alimentação; trata-se de uma paleoforma (Curral de Pedras I, Jequitai, MG, Brasil). © J. Rodet-2009.



Figura 2.28 - *Aven* vertical com fundo cheio de sedimentos e blocos (Curral de Pedras I, Jequitai, MG, Brasil). © J. Rodet-2009.

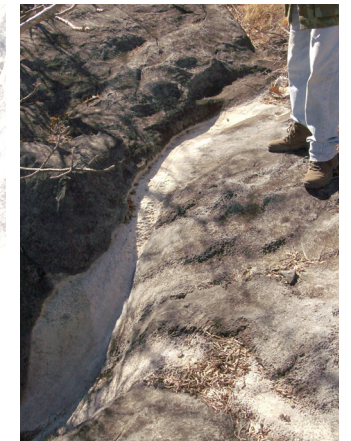


Figura 2.29 - Local de infiltração temporária (estação chuvosa), introduzindo águas carregadas de bicarbonato de cálcio (Curral de Pedras I, Jequitai, MG, Brasil). A aeração gerada pela aceleração do fluxo e a sua queda favorecem a precipitação de calcita no solo (notar superfície esbranquiçada). © J. Rodet-2009.



Figura 2.30 - Abismo das Furnas Gêmeas, no arenito da Formação Serra Geral (Ponta Grossa, PR, Brasil). © J. Rodet-2011.



Figura 2.31 - Abismo aberto em superfície de lapiás localmente protegida por cobertura reliquia em processo de dismantelamento - Maciço da Limeira (Prudente de Moraes, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.

2.2 FORMAS DO EXOCARSTE COBERTO

A presença de uma cobertura inconsolidada, seja residual de alteração (regolito), seja de depósito sedimentar (marinho, fluvial, eólico, glacial), esconde as formas que se desenvolvem no contato com o substrato carstificado [Nicod, 1992]. Isso faz com que a grande maioria das formas exocársticas não revele sua presença na superfície.

A grande variedade de coberturas inconsolidadas, móveis, foi examinada por Nicod [1994], que distingue vários contextos a partir de exemplos na Europa Ocidental. O primeiro caso diz respeito aos carstes de contato litoestratigráfico sob coberturas argilosas. O segundo, aos carstes de cuesta sob coberturas arenosas. O terceiro compreende os carstes e os paleocarstes recobertos com camada de alteração recente. O quarto remete aos carstes sob cobertura aluvial. O quinto trata dos carstes sob depósitos glaciais. E o sexto contexto ilustra os carstes sob *loess*.

As formas de carste coberto resultam da atividade subterrânea, primordialmente a partir da exumação de desenvolvimentos endocársticos; e também – e sobretudo – da evolução criptocárstica, ou seja, das interações entre o substrato carstificável e sua cobertura (§ 4). Apenas os processos mais impactantes refletem na superfície, geralmente pelo desenvolvimento de depressões simples, as dolinas (Figura 2.32), a formas complexas como uvalas (grandes depressões formadas pela coalescência de diversas dolinas), vales cegos e vales sumidouros. Desta forma, podem ocorrer processos subterrâneos sem a menor manifestação visual na superfície, que resultam em mais de 450 funis ou tubos de dissolução por hectare escondidos sob o manto de alteração, sendo estes possíveis futuros abismos (Figura 2.34). Funis e tubos de dissolução são a expressão morfológica do processo químico concentrado denominado *Raiz do Manto de Alteração/RMA (solution pipe)* (§ 2.2.3) [Rodet, 1992] (§ 4). O carste coberto, portanto, pode ter duas origens: vir do criptocarste (Figura 2.35); e ser resultante do endocarste. Por fim, não se deve ignorar algumas formas que são essencialmente subterrâneas, mas com expressão na superfície – seja por colapso, seja pela introdução concentrada da água superficial em sumidouros (Figura 2.33) –, gerando poços e abismos sobre o platô [Rodrigues, 2007], bem como surgências e grutas na base dos maciços, que são os elos entre o endocarste e a superfície (§ 2.4).

2.2.1 Criptocarste

As duas formas visíveis mais expressivas da evolução criptocárstica são a dolina de dissolução (Figura 2.32) e a dolina-sumidouro (Figura 2.33). Essas formas criptocársticas se expressam na cobertura inconsolidada, e apenas o fluxo de água permite distingui-las. A diferença é que a primeira pode reter por algum tempo a água superficial, enquanto a segunda pode absorvê-las. Mas, afinal, o que é o criptocarste?



Figura 2.32 - Uma forma do criptocarste: “dolina de dissolução” (Maciço de Urkulu no País Basco, França). © J. Rodet-2003.



Figura 2.33 - Uma forma do criptocarste: “dolina-sumidouro” (Rio Bébec, Normandia, França). © J. Rodet-2013.

2.2.1.1 Definição de criptocarste

A definição de criptocarste é relativamente simples, mas engloba uma grande diversidade morfogênética [Ford & Williams, 2007: p. 3-4]. Segundo a definição dos hidrogeólogos (Bakalowicz em White & Culver, 2012: p. 284-288), o criptocarste distingue-se do epicarste, pois este último abrange todo o maciço acima da área saturada até os lapiás. No entanto, o termo “epicarste” é equivocado, porque sua definição varia de acordo com a área do saber. Assim, para um geomorfólogo, o exocarste não está incluído no epicarste. Para o carstólogo, o criptocarste não diz respeito aos condutos inativos de infiltração, enquanto estes últimos participam da definição de Bakalowicz.

Criptocarste é a área de contato entre a rocha encaixante e a cobertura inconsolidada. Essencialmente é o resultado de alteração do substrato [Ford & Williams, 2007: p. 4]. Em geral, resulta em formas semelhantes a lapiás arredondados, sem bordas afiadas e com variação de cor em relação à rocha encaixante, refletindo a alteração desta, seja pela saída de material, seja pelo enriquecimento e endurecimento do tipo “crosta” por minerais de várias origens. A pedreira de Bois de Darvault (Maciço de Fontainebleau, França) contém um exemplo espetacular de criptocarste desenvolvido no arenito (Figura 2.36 & Figura 2.37).

Esse contato é geralmente próximo à superfície (Figura 2.36), mas localmente pode estar a várias dezenas de metros de profundidade (Figura 2.35), acompanhando a frente de alteração de uma raiz do manto de alteração ou RMA (§ 4), podendo alcançar o freático do maciço. Trata-se, portanto, da frente de alteração nas zonas carstificadas. As formas resultantes são geralmente arredondadas e realçam variações litológicas pontuais (Figura 2.37). É também um setor ativo, no qual ocorre a maior parte da atividade de dissolução no sistema cárstico. Lacroix *et al.* [2000, 2002] mostram que, em um sistema costeiro na Normandia (França), a atividade de dissolução criptocárstica foi responsável por 80% da alteração total daquele sistema. Refere-se, pois, a um aspecto fundamental do funcionamento

de um sistema cárstico, definido como carste de introdução [Rodet, 1981]. Quando a ligação hidrodinâmica não for alcançada entre o carste de introdução e o carste de restituição (ou de recarga), o criptocarste representa a maior parte do funcionamento do carste de introdução e é a atividade geoquímica que domina largamente o processo. As raízes do manto de alteração (Figura 2.34, Figura 2.35, Figura 2.38) são as formas dominantes [Henriques, 2017] e também as mais espetaculares [Rodet, 2014].

É importante notar que esses processos, fortemente expressos em contextos verticais sobre os maciços, também existem em contextos menos verticais. Por exemplo, na periferia de certos poljes, desenvolvendo frentes de progradação sub-horizontais (Figura 2.39), algumas



Figura 2.34 - Expressão do criptocarste: raízes do manto de alteração, formando funis expostos sem sua cobertura de alteração por ação antropogênica em uma pedreira de calcário para cimento (Normandia, França). Notar a densidade. © J.-C. Staigre-2013.



Figura 2.35 - Expressão do criptocarste: alteração por raízes do manto de alteração ilustrando o complexo contato entre o substrato calcário e o manto de alteração, também exposto em frente de lavra (Prudente de Moraes, MG, Brasil). © J. Rodet-2017. Notar, para ambos os exemplos, o contraste com a morfologia plana da superfície.



Figura. 2.36 - Criptocarste aflorando de sua cobertura inconsolidada, no arenito de Fontainebleau (França). © J. Rodet-2024.



Figura 2.37 - Criptocarste desobstruído de sua cobertura inconsolidada após o basculamento do bloco, permitindo o escoamento na superfície de arenito (Floresta de Fontainebleau, França). © J. Rodet-2024.

das quais conseguem avançar e emergem do outro lado do maciço. É o caso do sistema cárstico da Chapada dos Guimarães (MT, Brasil), onde um complexo de três depressões é conectado por drenos penetráveis. As expressões geoquímicas dos processos de progradação são numerosas e explícitas [Hardt, 2011; Hardt *et al.*, 2013].

Dependendo do grau de evolução do criptocarste, três morfologias complementares, mas também cronologicamente sucessivas, podem ser identificadas. Elas estão descritas na sequência.

2.2.1.2 Criotolapiás

Criotolapiás (Figura 2.40) são formas arredondadas que esculpem o topo do maciço, no contato com sua cobertura. Essas formas se assemelham aos *karrens* do carste desnudo, mas com bordas arredondadas (Figura 2.36). É um ambiente dominado pela alteração sem fluxo concentrado rápido e, portanto, essencialmente geoquímico (Figura 2.41). Essas formas só podem ser observadas quando o regolito for removido (Figura 2.37).

2.2.1.3 Raízes do manto de alteração – RMA

A cobertura de alteração com característica argilosa apresenta, nos pontos baixos entre os criptolapiás, o contato da água superficial com o substrato. Esse aspecto facilita a alteração pontual, diferenciada; e, conseqüentemente, o foco do ataque geoquímico do substrato. Ocorre aí maior progressão da frente de alteração, individualizando as depressões (Figura 2.42), as raízes do manto de alteração, os *soil-filled grikes* ou *cutters* dos anglo-saxões, como expresso em Jennings [1985: p.80-81]. Sua forma de funil, resultante da diminuição progressiva da



Figura 2.38 - A raiz do manto de alteração de Vespasiano (MG, Brasil) é uma frente de progradação subvertical que entra no maciço (destruída entre 2020 e 2025). © J. Rodet-2017.



Figura 2.39 - A Lagoa Azul (Chapada dos Guimarães, MT, Brasil) é uma frente de progradação sub-horizontal que penetra no maciço. © J. Rodet-2010.



Figura 2.40 - Criptolapiás na pedra de Pique-Poche (Entre-Deux Mers, França). © J. Rodet-2014.



Figura 2.41 - Criptocarste tipo alvéolos expostos pela lavra da pedra de Pique-Poche (Entre-Deux Mers, França). © J. Rodet-2014.

agressividade geoquímica, facilita a drenagem de uma superfície de alimentação maior que o seu diâmetro, acelerando assim a velocidade da progressão dentro do maciço (Figura 2.35). A progressão vertical sob os platôs ou lateral na base das encostas (Figura 2.39) é definida pelo fornecimento de água quimicamente ativa, pelo gradiente hidráulico e pela existência de um obstáculo local que pode retardar ou bloquear a progressão da frente. Em uma raiz vertical, o único obstáculo real é a superfície superior do nível freático – seja temporário, seja perene –, implicando alagamento do ambiente. Enquanto a cobertura existir, essas formas não são observáveis (Figura 2.42), exceto em caso de sobreposição topográfica superficial (falésias, frente de pedra – Figura 2.40 & Figura 2.41) ou endocárstica (escavação, Figura 2.43).

2.2.1.4 Pináculos

Pináculos são relevos individualizados que se transformam em pequenas torres ou cumes formados pela coalescência dos topos das RMAs, reduzindo o topo do maciço a pequenos picos isolados (Figura 5.24). Aqui também a remoção do manto da alteração é necessária para observar as formas, razão pela qual são mais facilmente vistas perto de falésias e nas encostas de vales.

A evolução cárstica leva à absorção da cobertura residual (Figura 2.42), notadamente pelo aprofundamento das formas criptocársticas, permitindo exposições do criptocarste que podem ser espetaculares. É o caso de locais famosos como Carsac (Dordogne, França, Figura 2.44), Felsenmeer (Hemer, Alemanha, Figura 2.45) e Fondry des Chiens (Couvin, Bélgica, Figura 2.46 & Figura 2.47). Tricart [1956: p. 467] apresenta um exemplo exumado de alteritas na mineração Cauê, em Pedro Leopoldo (MG, Brasil).



Figura 2.42 - Expressão superficial de uma RMA ativa (Normandia, França). © J. Rodet-2010.



Figura 2.43 - RMA ativa exposta por retroescavadeira (Normandia, França). © J. Rodet-2010.



Figura 2.44 - Criptocarste com pináculos exumados de Carsac (Dordogne, França). © J. Rodet-2003.



Figura 2.45 - Criptocarste com pináculos lapiesados de Felsenmeer (Hemer, Alemanha). © S. Marks-2012.



Figuras 2.46 / 2.47 - Criptocarste exumado em Fondry des Chiens (Nismes-Couvin, Bélgica) mostrando a morfologia alterada do contato entre o substrato carstificado e sua cobertura inconsolidada parcialmente retirada. @ J. Rodet-2015.



2.2.2 Manifestação do endocarste

É importante ressaltar que frequentemente há ampla desconexão entre as formas de superfície e a organização subterrânea. De fato, a cobertura só mostra essa influência nas zonas de entrada, onde os sumidouros estão concentrados, e nas zonas de restituição, onde as surgências são pontuais. Entre essas zonas, é a presença dos condutos que pode pontuar o trajeto subterrâneo por colapsos que vão desde uma dolina simples (Figura 2.48 & Figura 2.49) a um cânion com evolução complexa (Figura 2.53). Os elementos podem ser separados em três grupos, dependendo da situação: (1) no maciço, as formas ligadas à introdução; (2) na periferia ou nos vales, as feições ligadas à restituição; e (3) entre os dois, as expressões exocársticas de trajetos subterrâneos.

2.2.2.1 Dolina de colapso

A dolina de abatimento (Figura 2.48 & Figura 2.49) é logicamente o resultado de um colapso subterrâneo (Figura 2.50 & Figura 2.51), ou seja, de uma atividade endocárstica, e não de uma atividade superficial ou exocárstica. Como consequência, essa feição superficial é testemunha da atividade subterrânea, e não da atividade superficial. Na atividade subterrânea, é importante considerar a atividade criptocárstica, que pode ser reforçada pelo efeito da depressão superficial que concentra as águas de chuva e mesmo as de escoamento. Tais feições ilustram perfeitamente as consequências paisagísticas da evolução endocárstica e geralmente refletem a instabilidade do teto da galeria, resultante da diminuição de sua espessura. Quando esse teto se torna muito delgado em relação à largura da abóbada, ocorre o colapso (Figura 2.50 & Figura 2.51). A bacia cárstica do Rio Peruaçu (Januária/Itacarambi, MG, Brasil) oferece exemplos espetaculares de dolinas de abatimento [Rodet *et al.*, 2015].

A discussão sobre a variedade das dolinas parece infinita. Essas formas podem apresentar, ao mesmo tempo, tanto características de uma dolina de colapso como de dissolução; ou até mesmo se assemelhar a um abismo, quando a dolina apresenta paredes verticais abertas no substrato. É certo que o assunto é interessante e faz parte da enorme variedade morfológica de formas expressas pelo impacto de processos de alteração em distintos contextos paisagísticos e estruturais. Essa variabilidade de processos e contextos é responsável pela extrema diversidade de sistemas cársticos. Os pesquisadores voltados à modelização estão crescentemente atentos ao efeito desses contextos no funcionamento dos sistemas cársticos, bem como ao fato de que tais modelos devem estar voltados aos processos – não às formas –, para assim entender este meio. Como os humanos, cada dolina é única, específica, mas todas manifestam o mesmo papel da morfogênese.

A dolina de colapso pode perfurar a caverna subjacente. Quando dá acesso à cavidade subterrânea, é geralmente chamada de *aven*, em francês; *chasm*, em inglês; e claraboia, em português. A partir de uma dolina, forma-se então um abismo de abatimento, de colapso

(Figura 2.50 & Figura 2.51). Um dos mais famosos abismos abertos ao público é o de Padirac (Quercy, França), muito valorizado pela espetacular exploração e desenvolvimento de Edouard-Alfred Martel [Martel, 1925].

2.2.2.2 Abismo de abatimento ou de colapso

Quando o colapso subterrâneo é grande e o espaço vazio na caverna é suficiente para absorver o volume do abatimento, forma-se um abismo de colapso que dá acesso da cavidade subjacente à superfície. Essa evolução pode ocorrer com algum atraso pelo processo de dissolução e subsidência posterior ao colapso [Choppy, 2008: p. 20]. A forma vertical abre-se no maciço rochoso, coberto ou não por uma camada de alteração. O abismo sempre cativou a imaginação das pessoas por ser inacessível. Os abismos de Padirac (França) e o da Planície de Nullarbor (Austrália, Figura 2.48) são excelentes ilustrações disso. O sistema cárstico do Rio



Figura 2.48 - Dolina de colapso da Winbirra Cave (Nullarbor Plain, Austrália). © J. Rodet-1980.



Figura 2.49 - Dolina de colapso ou *katavothre* em Dydimia (Peloponeso, Grécia). © J. Rodet-2005.



Figura 2.50 - Dolina de abatimento (ou colapso) que dá acesso à Lapa dos Bichos (Peruaçu - Januária/Itacarambi, MG, Brasil). © R. Lopes Ferreira-2007.

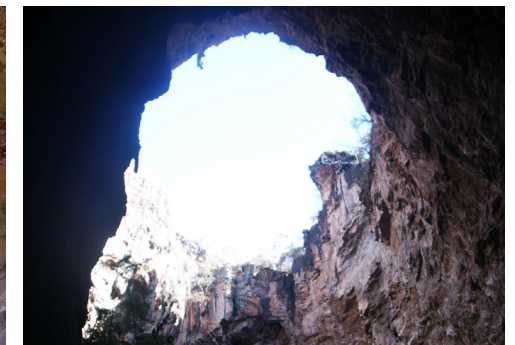


Figura 2.51 - Claraboia de colapso com paredes verticais na Lapa do Janelão (Peruaçu - Januária/Itacarambi, MG, Brasil). © J. Rodet-2003.

Peruaçu (Januária/Itacarambi, MG, Brasil) oferece também exemplos espetaculares (Figura 2.50, Figura 2.51, Figura 2.52 & Figura 2.53). Na Papua Nova Guiné [Maire, 1990] e na China, abismos gigantes podem ter até várias centenas de metros de diâmetro [Courbon, 2008], estruturas estas chamadas de *tiankeng* [Ford & Williams, 2007: p. 346-347; Zhu *et al.* in White & Culver, 2012: p. 821-825].

O abismo emissivo é uma forma visível na superfície, mas seu funcionamento é indubitavelmente endocárstico, do tipo chaminé em equilíbrio hidrostático. Assim, esse aspecto do exocarste e sua relação ativa com o endocarste serão examinados na seção dedicada ao abismo emissivo (§ 2.4.2).

2.2.3 Depressões, entre dolina e polje

Dolinas e poljes são os dois grandes tipos de depressões fechadas e visíveis no exocarste coberto. Antes de abordar a associação entre dolina e polje, certamente não é demais definir claramente o que se chama de polje.

2.2.3.1 Polje

Este termo, de origem eslava, significa simplesmente “campo” ou “planície”. Nicod [1972, 2003], a principal referência consultada para entender o que é um polje, também usa o termo “lago cárstico”. As regiões mais famosas por seus poljes estão na cadeia de montanhas conhecidas como Alpes Dináricos, na costa leste do Mar Adriático, nas terras da antiga Iugoslávia, desde a Eslovênia até Montenegro e Albânia [Nicod, 2003]. Outras ocorrências notáveis estão nos Hellenides (Grécia) e nos Taurides (Turquia) [Dufaure & Vaudour, em Dufaure, 1985: p. 263-276]. Exemplos muito bons são descritos também na China [Maire *et al.*, 2004; Sweeting, 1995].



Figura 2.52 - Abismo de abatimento que une a superfície à Galeria do Janelão (Peruaçu - Januária/Itacarambi, MG, Brasil). © L. Willems-2003.



Figura 2.53 - Cânion de abatimento de antiga galeria (Peruaçu - Januária/Itacarambi, MG, Brasil). © J. Rodet-2003.

No Brasil, curiosamente, poucas pessoas interessadas no carste aceitam a existência de poljes no território nacional, embora o carstólogo brasileiro Heinz Charles Köhler [1989, 1994: p. 323] tenha usado o termo para definir algumas formas do carste de Lagoa Santa (MG), particularmente o polje do Sumidouro (Figura 2.54 & Figura 2.55) [Köhler, 1989: p. 48-49, 1994: p. 324; Köhler & Malta, 1991: p. 12]. Assim Journaux [1977: p. 323] fala de depressões em que “*les versants rocheux ont reculé, isolant quelques mogotes. [...] Des ponors jalonnent la base [des reliefs rocheux], gouffres par où remonte la nappe au moment des pluies. Celle-ci envahie brusquement le fond des dépressions [...] et disparaît de même peu de temps après*” (“as encostas rochosas recuaram, isolando uns poucos mogotes. [...] Ponores marcam a base [dos relevos rochosos], abismos onde o lençol freático sobe durante as chuvas. Este invade bruscamente o fundo das depressões [...] e desaparece também pouco tempo depois”). Esta é a descrição exata do funcionamento do que se entende como polje (Figura 2.54 & Figura 2.55). *Mogotes* ou *hums* são elevações proeminentes, isoladas e em forma de torre.

Os poljes não são irregularidades ou anomalias que ocorrem ao acaso na paisagem; são formas superficiais com função no processo hidrocarstístico [Rodrigues, 2007]. Um polje é uma superfície plana, limitada em sua periferia por escarpas relativamente pronunciadas e submetida a inundações temporárias, por vezes marcada no entorno por entalhes que indicam interfaces água/ar, o que facilita a alteração periférica (Figura 2.56 & Figura 2.57). A inundação deve-se ao abastecimento de água em volume superior às insuficientes ou inexistentes saídas da depressão por várias razões: litológica, tectônica, imaturidade cárstica, impacto climático, etc. (Figura 2.66). O resultado é o estabelecimento de uma lagoa de inundação temporária com sedimentação basal favorável à agricultura (Figura 2.58 & Figura 2.59). A mitologia grega descreve essa feição na cultura clássica. De fato, nas *Doze Obras de Herácles* (Hércules), a limpeza dos estábulos de Augias é a tradução lírica da manutenção anual dos *ponores* (sumidouros que também podem funcionar como surgências) ou *katavothres* (Figura 2.60)



Figura 2.54 - Polje do Sumidouro com água, em maio 2011 (Lagoa Santa, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.



Figura 2.55 - Polje do Sumidouro seco, em maio 2017 (Pedro Leopoldo, MG, Brasil). © J. Rodet-2017.

para facilitar a evacuação das águas de primavera dos poljes do Peloponeso (Figura 2.61) e permitir o cultivo da terra (Figura 2.58 & Figura 2.59). É isso que explica os espetaculares e colossais desenvolvimentos realizados (Figura 2.60 & Figura 2.61) em regiões onde as terras agrícolas são escassas e, portanto, preciosas (Figura 2.56 & Figura 2.57).

A evacuação concentrada das águas pode ser descrita nos terrenos cársticos pelo termo eslavo *ponor*, que significa “perda de água” ou “sumidouro”. Uma vez que a maioria desses sumidouros estão em poljes, o uso internacional do termo refere-se às perdas de água alimentando galerias subterrâneas. No entanto, um ponor também pode funcionar como uma nascente d’água quando o aporte subterrâneo é maior. Neste caso, o ponor é chamado de *inversac* ou *estavelle* e alimenta a bacia inundada. Como Nicod [1972: p. 113] aponta, um polje é, acima de tudo, uma história de endorreísmo. E assim “*grande est la variété des poljes karstiques et complexe leur évolution morphologique*” (“é grande a variedade de poljes cársticos e complexa a sua evolução morfológica”) [ibidem: p. 113].



Figura 2.56 - Polje de Askifos (Creta, Grécia), de médio porte, nas montanhas do Mediterrâneo. © J. Rodet-2005.



Figura 2.57 - Polje de Cerknica, Eslovênia, submetido a severas inundações na primavera. © J. Rodet-2017.



Figura 2.58 - Paleopolje de Terra Brava, no carste do Peruáçu (Januária/Itacarambi, MG, Brasil). © J. Rodet-2003.



Figura 2.59 - Polje quartzítico da Lapa da Doida (Conselheiro Mata, MG, Brasil). © I. Mascarenhas Oliveira-2011.

Nem todos os poljes têm como saídas d’água os ponores. Alguns estão ligados a rios, como o de Popovopolje (Bósnia e Herzegovina), que tem mais de 200 km de comprimento [Nicod, 1972: p. 117]. Poljes abertos (rio) e poljes fechados (ponor) são, portanto, formas distintas [Delannoy, 1997: p. 422-451; Mitchell & Mitchell, 2007: p. 80], mas ambas apresentam tendência ao endorreísmo [Nicod, 1972]. Pode-se classificar como polje fechado o de Terra Brava (Januária/Itacarambi, MG, Brasil) (Figura 2.56) e como polje aberto a planície cárstica de quartzitos da Lapa da Doida (Conselheiro Mata, MG, Brasil) (fig. 2.57) [Vasconcelos, 2014; Vasconcelos *et al.*, 2017]. Na Normandia (França), o sítio Verneuil-sur-Avre é o único polje conhecido em greda, rocha calcária porosa [Rodet & Magne, 2009, 2018].

Há autores que definem poljes com base em sua morfologia, o que não pode ser critério na geomorfologia, já que esta se baseia na função das formas, ou seja, nos processos em que se associa. Nos Alpes Dináricos, o maior polje tem 700 km² (Likapolje), enquanto o menor, o Blatcapolje, tem apenas 0,3 km²; e há ainda menores em outras regiões [Bögli, 1980: p. 68-72]. No Brasil, são conhecidos alguns poljes ativos (Figura 2.62), como o de Curral de Pedras (Jequitaí, MG), que mede 45 m de comprimento por 14 m de largura máxima [Gonçalves, 2013]. Essas dimensões estão distantes do mínimo linear de 400 m definido por Gams (1977). Contudo, pergunta-se o porquê de se estabelecer esse mínimo se funcionalmente a referida feição é como qualquer outro polje do mundo (Figura 2.63). Para Nicod [1972], um polje, maior depressão no carste, é a expressão de um processo, e não de uma forma fixada por um padrão rígido.

2.2.3.2 Dolina e uvala

Dolina, termo que em eslavo significa “pequeno vale”, é uma depressão fechada, de origem natural. Logo, esse substantivo não pode ser aplicado à depressão antrópica (pedreira



Figura 2.60 - Obras de proteção do *katavothre* (sumidouro) de Kapsia, um dos maiores ponores dos poljes de Trípoli (Peloponeso, Grécia). © L. Zogbi-2005.



Figura 2.61 - Canal de escoamento das inundações dos poljes de Trípoli (Peloponeso, Grécia). © L. Zogbi-2005.

superficial). A raiz “dol”, de origem indo-europeia “do”, traduz-se nas línguas germânicas por “thal” e no anglo-saxão “dale”, ambas significando “vale”. Esta mesma raiz pode ser encontrada como “dar” no bretão arcaico e como “dalr” nos idiomas nórdicos.

A dolina é, portanto, uma depressão fechada e sem forma ou função específica (Figura 2.64 & Figura 2.65). A dolina pode ser pequena, grande, circular, com contornos irregulares, profunda ou rasa, com fundo plano ou cônico, etc. Sua função também pode ser diversificada e às vezes complexa: dolina de colapso, dolina-sumidouro (Figura 2.67), de alteração, de contato tectônico ou litológico... Dependendo de sua origem e função, pode ser definida como uma expressão do carste superficial ou do endocarste. Quando duas ou mais dolinas próximas se fundem por coalescência, a forma resultante é complexa e recebe o nome de uvala, termo muito pouco utilizado atualmente [Rodrigues, 2007; U. Sauro in Williams &



Figura 2.62 - Polje da Lapinha (Curral de Pedras I, Jequitaiá, MG, Brasil) seco em setembro de 2011. © J. Rodet-2011.



Figura 2.63 - Polje da Lapinha (Curral de Pedras I, Jequitaiá, MG, Brasil) inundado em dezembro de 2011. © J. Rodet-2011. Observa-se que a inundação temporária é devido à presença de um nível estratigráfico menos favorável à alteração que suspende o fluxo a quase 200 metros acima do nível de base regional [Gonçalves, 2013].



Figura 2.64 - Depressões do carste de Lagoa Santa: dolina simples do Baú (Pedro Leopoldo, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.



Figura 2.65 - Dolina de contato com substrato íngreme (Lagoa Santa, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.

Culver, 2012: p.140-155]. Nas uvalas, os limites entre as dolinas originais podem ser mantidos ou desaparecer, dependendo da evolução do conjunto.

2.2.3.3 Polje ou dolina-perda?

Qual a verdadeira diferença entre dolina e polje? Ambas as formas acompanham uma tendência de concentrar águas, de endorreísmo; a diferença está no campo hidrológico. De fato, um polje indica uma inadequação da drenagem subterrânea aos aportes hídricos, uma subcalibração da drenagem e, portanto, uma ligação incerta ou imatura com o carste de restituição, o que gera saturação do aquífero subterrâneo e o armazenamento superficial do excesso de água (Figura 2.66). Ao contrário, uma dolina-perda (dolina que também funciona como sumidouro) drena totalmente o aporte de água superficial através da rede subterrânea, desenvolvendo-se em função de sua capacidade de levar a água até a ressurgência (Figura 2.67) [Williams in Gunn, 2004: p. 304-305].

A evolução do ponto de introdução nas dolinas acompanha o desenvolvimento subterrâneo e normalmente há um recuo do ponto do sumidouro para montante. Quando esse ponto a montante está saturado, logicamente ocorre fluxo superficial alimentando os antigos sumidouros mais a jusante, comprovando a capacidade de absorção da rede subterrânea e sua conexão eficaz com a rede introdutória. A dolina pode saturar, inundando a superfície a montante e consequentemente gerando a instalação de um rio temporário a jusante (Figura 2.68). Nesses casos, o sistema se aproxima do funcionamento de um polje (Figura 2.69).

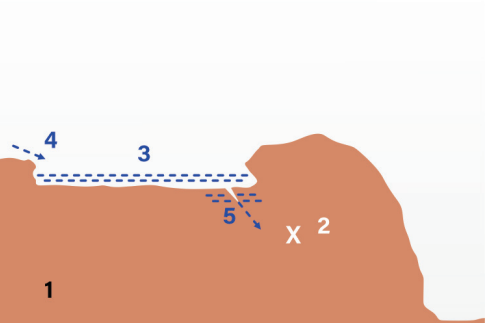


Figura 2.66 - Modelo conceitual diferenciando o polje (2 a 5) e a dolina (6 a 8). Esquema funcional de um polje: 1- rocha encaixante do maciço; 2- barramento subterrâneo do fluxo ou drenagem subterrânea subdimensionada; 3 - planície de inundação temporária do polje; 4 - alimentação do polje; 5 - o ponor ou inversac.

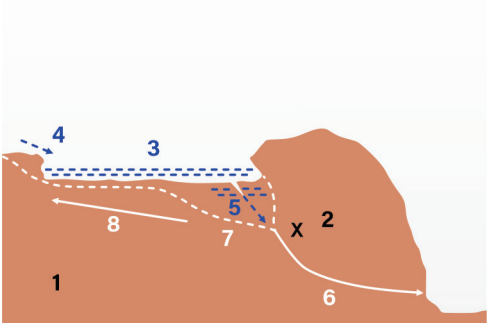


Figura 2.67 - Modelo conceitual diferenciando o polje (2 a 5) e a dolina (6 a 8). Esquema funcional de uma dolina: 6 - calibração da ligação cárstica com a ressurgência; 7 - crescimento da dolina [segundo Rodet, 2014]; 8 - recuo da incisão de alimentação formando um vale cego.

2.2.3.4 Vale cego e desfiladeiro

Um curso d'água exógeno, ao fluir sobre um maciço cárstico, suspenso acima do topo do aquífero subterrâneo, e se perder pontualmente, forma gradualmente uma dolina. Por erosão regressiva, o ponto de perda d'água recua relevo acima enquanto a inclinação diminui. O resultado é uma dolina assimétrica, uma forma clássica da dolina-perda. Esse mecanismo pode continuar ativo rio acima e pouco a pouco formar um vale cego (Figura 2.70 & Figura 2.71). Se ocorrer um rebaixamento significativo do nível de base, o processo pode se exacerbar, com o aprofundamento do vale cego formando vales profundos e estreitos e, por fim, gargantas ou desfiladeiros. Esse mesmo processo pode ser aplicado a fluxos exógenos superficiais que cavam seu leito no maciço cárstico. O curso d'água pode permanecer suspenso acima do nível de base hidrológico e alimentar a drenagem cárstica. Ao aprofundar seu leito, o córrego pode se tornar o nível de base regional que drena as águas do maciço cárstico. Essa é a imagem clássica dos platôs atravessados por cursos d'água exógenos para os quais se aplica a palavra



Figura 2.68 - Transbordamento pela saturação de dolina-perda (Bébec, Normandia, França). © M. Fournier.



Figura 2.69 - Polje central do sistema cárstico da Chapada dos Guimarães (Cuiabá, MT, Brasil). © J. Rodet-2010.



Figura 2.70 - Vale cego do Chantoir de la Laide Fosse (Ardenne, Bélgica): o córrego cavou um pequeno vale. © J. Rodet-2008.



Figura 2.71 - Antes de se perder ao pé de um íngreme declive. © J. Rodet-2008.

francesa *causse*. Martel [1890, 1925b], pai da espeleologia mundial, dedicou grande parte de sua vida de espeleólogo à exploração, ao estudo e à valorização das regiões do sul da França que têm esse nome.

Outro processo é responsável pela criação de vales estreitos e profundos, ou cânions. O colapso do teto de grandes galerias subterrâneas libera gradualmente um vale estreito, uma incisão profunda no maciço: o cânion. Talvez a mais famosa ilustração brasileira seja o entalhe do Rio Peruaçu (Januária/Itacarambi, MG), cujo nome original em tupi-guarani significa “grande passagem estreita” (Figura 2.72). Em outras palavras: cânion [Rodet *et al.*, 2015]. Deve-se notar que parte da travessia hídrica do maciço cárstico (Figura 2.73) ainda é subterrânea [Chabert, 2003].

O criptocarste é, portanto, um elemento fundamental na composição de formas superficiais observáveis de um exocarste encoberto. A evolução erosiva das superfícies expostas leva à sobreposição de formas subterrâneas profundas na topografia superficial. Assim, é importante medir os impactos desses elementos endocársticos na modelagem da paisagem superficial. Nos poljes, o desenvolvimento de uma bacia de inundação, ora mais, ora menos temporária, é responsável pela redução – e até pela eliminação – dos relevos residuais arredondados em forma de torre que a cercam. Tais estruturas geomorfológicas residuais são chamadas de *hums* ou *mogotes* (Figura 2.74 & Figura 2.75).

2.3 CARSTE EXUMADO

A evolução da denudação nos maciços traz à superfície formas geradas no subsolo. E, de fato, é comum nas paisagens cársticas a exposição de elementos endocársticos. Na maioria das vezes, é a evolução cárstica subterrânea que, ao tragar a cobertura inconsolidada, exuma o contato com o maciço carstificado e expõe as formas criptocársticas (Figura 2.76



Figura 2.72 - Cânion do Peruaçu, uma incisão de 200 metros de profundidade entre a Lapa do Janelão e a Lapa dos Bichos (Januária/Itacarambi, MG, Brasil). © J. Rodet-2007.



Figura 2.73 - Confluência entre o cânion do Peruaçu e a Lapa do Janelão como visto a partir do planalto (Januária/Itacarambi, MG, Brasil). © J. Rodet-2003.



Figura 2.74 - Um dos menores hums conhecidos, em um pequeno polje do Curral de Pedras I (Jequitaiá, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.



Figura 2.75 - Pequeno hum no polje quartzítico do Doida (Diamantina, MG, Brasil). © J. Rodet-2013.

& Figura 2.77). A retirada da cobertura também pode resultar da erosão da superfície. Esse processo, se continuando além da exposição do contato criptocárstico, também pode exumar, pela erosão do substrato, paleodrenagens desconectadas do sistema. Duas situações devem então ser discutidas: a exumação do criptocarste e o recorte das galerias subterrâneas.

2.3.1 Exumação do criptocarste

A cobertura inconsolidada de sedimentos ou rocha alterada [Nicod, 1992, 1994] pode ser levada a desaparecer ou por erosão ou por ser absorvida pelo criptocarste. Esse fenômeno levou E.-A. Martel [1907], o pai da espeleologia, a usar a expressão *la marche à la lune* (a evolução para a lua) em função da exposição direta da rocha sã, resultando numa morfologia parecida à da Lua. O processo de exumação, como primeira consequência, apaga as formas impressas na cobertura, especialmente as dolinas, passando então a revelar as formas existentes no contato com o maciço. É assim que são expostas as formas planas ou lajes (Figura 2.76), as arredondadas (Figura 2.77), os pináculos e as torres. Uma vez exumadas, todas essas formas criptocársticas sofrem o impacto – às vezes mais intenso, às vezes menos – da evolução da superfície, criando uma morfologia mais acentuada, aguda, marcada pelos impactos da chuva (Figura 2.78) e gerando lapiás, de modo contrário às formas arredondadas originadas na frente de alteração sob cobertura (Figura 2.79). Nos climas tropicais, esse impacto é exacerbado pela alta pluviosidade e presença de ácidos húmicos. Entretanto, o processo pode ser desacelerado pela formação de silcrete (acumulação de sílica) na superfície de rocha sã do maciço se houver presença, nas proximidades, de uma fonte de sílica (Figura 2.76). É o que ocorre na Bacia do Rio Peruaçu (Januária/Itacarambi, MG, Brasil), sobre os primeiros calcários a jusante dos granitos do escudo [Rodet *et al.*, 2015]. O fenômeno de silcretização teve um desenvolvimento espetacular na Bacia de Paris (França)

durante os climas quentes semiáridos do Terciário [Pomerol & Renard, 1997: p. 478], gerando uma curiosa rocha silicosa de cor ocre a negra (Figura 2.80), com aspecto cariado que lembra o clínquer ferruginoso, chamada *meulière* – largamente utilizada em construções na região de Paris no fim do século XIX e começo do século XX (Figura 2.81) [Pomerol & Fouet, 1961: p. 102].

Com a ampliação do processo de exumação do criptocarste, e sobretudo com o rebaixamento da topografia, elementos subterrâneos mais profundos e intersectados podem ser interceptados: galerias verticais a horizontais, simples ou complexas.



Figura 2.76 - Laje, superfície criptocárstica exposta, platô calcário do Curral de Pedras I (Jequitaiá, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.



Figura 2.77 - O atraso na manifestação do impacto exocárstico pode ser atribuído à silcretização por águas ricas em sílica durante a fase criptocárstica. © J. Rodet-2011.



Figura 2.78 - Formas criptocársticas em processo de exumação: parcialmente expostas, essas superfícies criptocársticas mostram alteração exocárstica. © J. Rodet-2011.



Figura 2.79 - Mas podem conservar, segundo seu comportamento geoquímico, sua morfologia criptocárstica (Curral de Pedras I, Jequitaiá, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.



Figure 2.80 - Bloco de *meulière* com morfologia cavernosa, resultado da transformação da rocha calcária carstificada em uma rocha silicosa.
© J. Rodet-2023.



Figure 2.81 - Blocos de *meulière* utilizados em alvenaria, região de Paris, França.
© J. Rodet-2020.

2.3.2 Hum e torres residuais – o desmantelamento do endocarste

Os agentes degradadores que alteram um maciço cárstico são de várias ordens. Naturalmente aí atuam os processos geoquímicos e mecânicos clássicos, que são a base da alteração. Mas a intensidade do impacto desses processos nos maciços cársticos pode ser ampliada ou reduzida segundo a influência do relevo. É assim que a denudação global evolui para oscilações, a depender da escala de espaço e tempo.

A partir da denudação global, discute-se aqui as variações espaciais e temporais. Por exemplo, um penhasco desvia o fluxo de ar, um vale canaliza esse mesmo fluxo, um pico o difunde. O mesmo raciocínio pode ser aplicado à água – sua estagnação ou seu fluxo. Além disso, as incisões no relevo são elementos que enfraquecem o maciço pelo efeito de distensão, gerando fraturas utilizadas pela água para alterar as rochas e dismantlar o relevo em seu entorno. É assim que aparecem as torres residuais, fragmentos isolados de seu ambiente original (Figura 2.82). Da mesma forma, um polje, durante as fases de cheia, usa tais descontinuidades para progressivamente isolar elementos mais elevados que a superfície da inundação: os *hums* (Figura 2.83). Estas feições tipo inselbergs (maciços isolados) sofrem ataque erosivo durante as inundações, reduzindo-os cada vez mais (Figura 2.74 & Figura 2.75). Com o tempo, mantidas as condições hidrológicas, o *hum* acaba desaparecendo.

2.3.3 Exposição de condutos endocársticos

A exposição de condutos endocársticos é um importante fenômeno que deixa a sua presença impressa na paisagem e que ocorre sob todos os climas. Esse processo origina relevos complexos e, em geral, acentuados. Pode-se encontrar ao menos quatro diferentes situações.

2.3.3.1 Exposição topográfica simples de paleodrenagem

A erosão superficial de maciços cársticos permite a exposição do endocarste. Inicialmente, o entalhe revela a estrutura profunda do relevo, como mostra o exemplo do Curral de Pedras I (Jequitaí, MG, Brasil), cuja drenagem passou por uma fase labiríntica, com muitos condutos próximos e interligados (Figura 2.84). Posteriormente, a evolução continuou seu trabalho dissolutivo, isolando parte do maciço em uma torre residual (Figura 2.85) na qual se conserva uma ilustração de evolução mais intensa (Morro do Baú). O estudo de tais locais completa o conhecimento que pode ser adquirido ao viajar pelo maciço e por suas cavidades subterrâneas.

O sítio da Lapa do Baú (Pedro Leopoldo, MG, Brasil) é conhecido por seu importante valor estético (Figura 2.85). O sítio foi objeto de um significativo estudo geomorfológico



Figura 2.82 - Torres residuais no arenito da Chapada dos Guimarães (Cuiabá, MT, Brasil).
© J. Rodet-2010.



Figura 2.83 - Hum nos calcários do Morro da Escrivânia (Prudente de Moraes, MG, Brasil). Esses dois exemplos de *hum* conservam evidências de uma antiga galeria recortada pela superfície.
© J. Rodet-2011.



Figura 2.84 - Rede de drenagem labiríntica exposta pela topografia superficial. Curral de Pedras I (Jequitaí, MG, Brasil). © J. Rodet-2009.



Figura 2.85 - Torre residual do buraco de fechadura da Lapa do Baú (Pedro Leopoldo, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.

como parte de uma tese de doutorado [Piló, 1998]. Em frente ao maciço calcário, uma torre residual apresenta um notável “buraco de fechadura” de um antigo conduto cárstico evoluído, completamente isolado. Essa torre residual ilustra uma longa e complexa evolução: (1) inicialmente endocárstica (conduto freático superior, gerado sob um nível de base mais elevado); depois, (2) rebaixamento do nível de base, gerando uma dinâmica singenética com a escavação de um pequeno cânion pela migração em direção ao fundo; posteriormente (3) exocárstica, por corte transversal do maciço por denudação superficial, isolando-o e tornando-o um inselberg; então, (4) uma torre com interrupção do conduto a montante e a jusante; e (5) a presença de lapiás verticais nas paredes. Essa é a situação atual. Com o tempo, (6) a abóbada do paleoconduto deverá ruir, liberando duas torres que, por sua vez, (7) vão desaparecer.

2.3.3.2 Exposição da morfologia superficial

O afloramento do substrato, seguido de sua remoção pelo intemperismo e pela erosão superficial, expõe as formas endocársticas. Essas formas são marcadas rapidamente pelo impacto do processo exocárstico, que apresenta um modo de alteração característico e eficaz, permitindo a observação de formas do tipo lapiás na base de abismos (endocarste) expostos pela denudação superficial, como mostrado na Figura 2.86. A junção dessas duas morfologias (endo e exocarste) contribui para o desenvolvimento de feições exacerbadas de lapiás, do tipo *tsingy*. Outras vezes, são inselbergs ou torres residuais que seguem as fases de inundação do polje, o qual aí se estabeleceu utilizando paleoformas em seu desenvolvimento (Maciço da Escrivânia).

Uma das formas mais comuns impressas no processo são as células ou alvéolos de dissolução, fruto de atividade geoquímica, com a quase total ausência de fluxo rápido de água, exceto em ocorrências pontuais e de curta duração (Figura 2.87).

2.3.3.3 Superposição de evolução cárstica sobre um endocarste exumado

Quando a superfície recorta um relevo cárstico ou uma cavidade subterrânea, logicamente o intemperismo e a dissolução passam a registrar seu impacto na paisagem, geralmente uma erosão simples acompanhada da exposição do exocarste nas rochas aflorantes. Em algumas situações, um novo ciclo cárstico é assim iniciado. Na região de Lagoa Santa (MG, Brasil), o carste passou por uma evolução muito prolongada, com formas mais recentes sendo superpostas às mais antigas. Essa sucessão de fases cársticas demonstra, por exemplo, que a evolução de um polje pode levar à exposição de formas endocársticas anteriores, isolando-as em *hums*. É o exemplo da “renda de rocha”, no polje entre os maciços da Escrivânia e da Limeira, em Prudente de Moraes/MG (Figura 2.88), resultante da formação densa de alvéolos de alteração (Figura 2.89) durante as fases de inundação de morfologias



Figura 2.86 - Formação de lapiás no fundo de poço, expostos na topografia no serrote calcário do Garrincho (São Raimundo Nonato, PI, Brasil). © J. Rodet-1992.



Figura 2.87 - Hum ou inselberg calcário residual marcado pelas impressões exocársticas (alvéolos) que evidenciam as fases de inundação no polje da Escrivânia (Prudente de Moraes, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.



Figura 2.88 - “Renda de rocha” no polje da Escrivânia (Prudente de Moraes, Brasil, MG), resultante da superposição de fases de inundação (evidenciadas pelos alvéolos de dissolução) em um relevo cárstico residual (galeria cárstica). © J. Rodet-2011.



Figura 2.89 - Este exemplo excepcional mostra o impacto das fases de atividade mais recente de um polje sobre as formas mais antigas. © J. Rodet-2011.

endocársticas residuais [Rodet, 2012a; Auler & Pessoa, 2020: p. 171]. Como esses poljes têm evolução polifásica, as fases mais recentes atuam sobre as mais antigas, propiciando a redução do maciço às «rendas de rocha». O autor já havia observado esse tipo de superposição cárstica no polje de Omalos (Creta, Grécia), cujo crescimento periférico terminou por intersectar lateralmente o abismo de Tripa Tzani, que alguns autores consideram ser um ponor, o que, para este autor, não parece ser o caso, tendo em vista que se situa a montante do polje e, sobretudo, porque se prolonga largamente em altitudes acima da planície cárstica [Maire, 1990: p. 137].

Durante os períodos de represamento do polje instalado entre os maciços da Escrivânia e da Limeira, a dinâmica de inundação do tipo lacustre se expressa como numerosos alvéolos

de dissolução nas paredes dos inselbergs e das torres residuais do maciço e também nas galerias residuais, gerando uma morfologia de “renda” visualmente espetacular. Essa morfologia de alvéolos, resultado da atividade hidrogeoquímica, não deve ser confundida com a morfologia de “ondas de erosão” ou *scallops* [Trudgill, 1985: p. 75], resultante do impacto físico de correntes d’água muito rápidas em microturbulências que geram concavidades em forma e processo comparável ao das “marmitas”, comuns em leitos rochosos de rios. Acrescente-se que esses alvéolos são muito mais profundos do que sua abertura e podem estar interligados no interior da parede, o que seria simplesmente improvável em ambiente de fluxo torrencial. Portanto, é inegável que são alvéolos de dissolução, ou seja, são formas de origem hidrogeoquímica, e não marmitas, de origem hidrodinâmica. Acrescente-se, por fim, que algumas formas são tão delgadas e frágeis que não teriam resistido à violência de uma corrente torrencial; teriam sido fragmentadas. A remodelagem dos condutos (Figura 2.90) e de seus preenchimentos (Figura 2.91) ilustra perfeitamente o papel dessas fases de inundação do polje.

2.3.3.4 Remoção superficial de antigas formas subterrâneas

Ao longo do tempo geológico, com a continuidade do processo de exumação, a denudação superficial apagará gradualmente as formas subterrâneas até que elas desapareçam. A evolução geomorfológica da confluência dos Rios Sítio e Bibocas (Figura 2.92) revelou um pequeno inselberg de quartzito, no qual podem ser vistos três pequenos condutos fósseis escalonados, mostrando a evolução da drenagem antes que o relevo residual fosse desconectado e intersectado pela erosão superficial [Rodet, 2012].

Na área de lapiás do Curral de Pedras I (Jequitaí, MG, Brasil), a progressão da superfície de erosão está perto de apagar vestígios de um antigo sumidouro do sistema cárstico. Hoje resta apenas um pequeno pedaço do teto da antiga drenagem para testemunhar a morfologia pretérita (Figura 2.93). Dentro de algum tempo, essa bela estrutura reliquiar desaparecerá, restando apenas um entalhe em meio a outros entalhes profundos dos lapiás locais.

Entre estas duas feições, desde o inselberg com a paleodrenagem até o antigo coletor, há formas reliquias espetaculares e didáticas, especialmente pontes residuais, que destacam o desenvolvimento de drenagens endocársticas hoje desaparecidas, apagadas pela erosão superficial, tanto nos arenitos do Mato Grosso (Brasil) (Figura 2.94) como nos calcários de Lagoa Santa (MG, Brasil) (Figura 2.95 & Figura 2.96).

Essa denudação superficial, que elimina o antigo carste, pode localmente dar origem a um novo ciclo de carstificação a partir do maciço exumado. É o que algumas camadas do carste sugerem, como as formas residuais com aparência de verrugas instaladas em platôs nos quais outras cavidades se desenvolvem sem nenhuma conexão óbvia com o carste residual. Este parece ser o caso do carste da Chapada dos Guimarães (Figura 2.82) ou do carste de Lagoa Santa (Figura 2.95).

É evidente que a evolução do relevo traz à superfície formas profundas, endocársticas, mas esse desnudamento expõe também as formas que acompanham a frente de ataque do substrato pela alteração intempérica. O resultado é uma mistura de formas de diferentes origens, aumentando a riqueza morfológica das superfícies (Figura 2.96) e a variedade patrimonial das espetaculares paisagens das regiões cársticas (Figura 2.97). A leitura da paisagem é valorizada quando é possível diferenciar suas origens e entendê-las.



Figura 2.90 - Face periférica do polje da Lagoinha (Curral de Pedras I, Jequitai, MG, Brasil), com entalhe basal bem marcado, e a superposição de formas endocársticas mais antigas. © J. Rodet-2011.



Figura 2.91 - Paleodrenagem e seu preenchimento de sedimentos remodelados pelas fases de inundação do polje da Escrivânia (Prudente de Moraes, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.



Figura 2.92 - O inselberg ou torre do sítio Bibocas com suas três galerias, ilustram a evolução da drenagem no maciço quartzítico (Jequitaí, MG, Brasil). © J. Rodet-2009.



Figura 2.93 - Antiga drenagem endocárstica exposta pela denudação superficial (Curral de Pedras I, Jequitai, MG, Brasil). Atualmente subsiste apenas uma parte do teto da antiga drenagem em meio a uma grande superfície com lapiás. © J. Rodet-2011.



Figura 2.94 - Ponte residual no arenito, testemunha de antiga rede subterrânea, hoje totalmente desaparecida, desorganizada pela erosão de superfície com cobertura (Chapada dos Guimarães, Cuiabá, MT, Brasil). © J. Rodet-2010.



Figura 2.95 - Ponte residual do Sítio Vereda 3 (Matozinhos, MG, Brasil). © J. Rodet-2010.



Figura 2.96 - Conjunto endocárstico exposto por erosão superficial, formando uma ponte residual (Maciço da Limeira, Prudente de Morais, MG, Brasil). © J. Rodet-2017.



Figura 2.97 - Ponte residual da galeria-túnel de Veliki Naravni Most (Rakov Škocjan, Eslovênia). © J. Rodet-2017.

2.4 RELAÇÕES ATIVAS COM O ENDOCARSTE

O exocarste é o ambiente de encontro da denudação superficial com as formas cársticas subterrâneas. Em geral, estas são fósseis e estão inativas, o que permite medir claramente o resultado dos processos de dissolução em formas já estáveis em relação aos processos cársticos que as criaram. Mas esse resultado afeta também os eixos dinâmicos da atividade endocárstica, notadamente em relação aos fluxos d’água concentrados ao entrar no sistema subterrâneo, via sumidouros, e ao sair, via surgências, que trazem as águas de volta à luz e à exposição na superfície. Por vezes, a erosão abre acessos, expondo ao olhar tanto os cursos d’água subterrâneos quanto a inundação de abismos por ocasião das cheias (Figura 2.98).

Sentido da drenagem da água	Vertical	Horizontal
Introdução	Abismo	Gruta-sumidouro, sumidouro de rio
Restituição	Fonte artesiana ou vauclosiana	Gruta-ressurgência
Reversão/Inversão	Ponor/Inversac	Ponor/Inversac
Recorte/Sobreposição	Paleocarste	Paleocarste

Figura 2.98 - Síntese dos acessos ao endocarste, segundo a localização em relação a drenagem.

2.4.1 Perda cárstica ou sumidouro

Como alimentar continuamente um sumidouro sem uma bacia de captação ou um reservatório? A resposta está nas coberturas inconsolidadas que, pela porosidade, configuram reservatórios que permitem a relativa perenidade do fluxo d’água drenado. Mas tais coberturas estão ausentes do carste desnudo, e a drenagem pluvial é rápida (somente regiões sujeitas a significativas chuvas diárias, nas quais se pode assegurar continuidade no fluxo; e isto desde que o desenvolvimento de lapiás a montante não desvie a alimentação da bacia de captação). Consequentemente, pode-se argumentar que os atuais sumidouros são, sobretudo, testemunhos da evolução superficial dos maciços e evidenciam a retirada ou a manutenção da cobertura inconsolidada. Isso pode ser inferido pela observação do solo residual nas depressões das superfícies cársticas desnudas [Salomon *in* Ginès *et al.*, 2009: p. 419].

O número de sumidouros em cursos de água perenes é espantoso no contato da cobertura com a rocha desnuda (Figura 2.99). Acrescente-se a isso o fato de o recuo da frente da cobertura ser acompanhado pelo também recuo dos sumidouros, deixando a jusante entalhes do tipo “garganta”, cuja morfologia é, às vezes, extremamente espetacular (Figura 2.100). Um dos fenômenos cársticos mais espetaculares é a perda concentrada de água em platôs ou em certas planícies. O súbito desaparecimento de um rio sempre marcou o imaginário popular.

Existem dois tipos principais de sumidouros, dependendo de sua localização: sumidouros verticais nos platôs ou nas montanhas, dando origem a abismos ativos (Figura 2.99 & Figura 2.71); e sumidouros sub-horizontais, ao pé de escarpas (Figura 2.101). Esses sumidouros podem ser perenes ou temporários em função de variações climáticas. Existem ainda sumidouros no leito de rios (Figura 2.102), em geral discretos (Figura 2.103), mas, por vezes, repentinos e espetaculares (Figura 2.104). Boa parte destes últimos é rapidamente entupida por sedimentos.



Figura 2.99 - O rio se perde no carste assim que a cobertura desaparece, deixando de proteger o substrato rochoso (sumidouro do Rio Valserine, Bellegarde-sur-Valserine, França). © J. Rodet-2021.



Figura 2.100 - A jusante, resta apenas o entalhe do tipo garganta gerado pelo recuo do sumidouro (sumidouro do Rio Valserine, Bellegarde-sur-Valserine, França). © J. Rodet-2017.



Figura 2.101 – Sumidouro do Rio Lesse no contato com o substrato carbonático que constitui uma barreira ao fluxo superficial (Han-sur-Lesse, Bélgica). © J. Rodet-2024.



Figura 2.102 - Sumidouro do Buraco do Padre (Ponta Grossa, PR, Brasil) em arenito da formação Serra Geral. O delgado solo de origem detrítica é coberto por vegetação densa. © J. Rodet-2011.



Figura 2.103 - Sumidouro cárstico em platô de arenito acima da Gruta Aroe Jari (Cuiabá, MT, Brasil). © J. Rodet-2010.



Figura 2.104 - Sumidouro cárstico no vale do Rio Risle (Normandia, França). © J. Rodet-2012.

A evolução da paisagem e o deslocamento dos sumidouros modificam as condições de fluxo d'água superficial e a distribuição das drenagens. Desse modo, alguns sumidouros tornam-se temporários (Figura 2.105), ou seja, ficam ativos apenas durante a estação chuvosa ou, especialmente em poljes, nas inundações (Figura 2.106). Já outros sumidouros não são mais atingidos por fluxos superficiais, mas os condutos de escoamento permanecem e tornam-se cavernas e abismos, acessos diretos ao endocarste, permitindo, às vezes, a exploração humana profunda. Excepcionalmente, podem permitir uma travessia, ou seja, o percorrer do sumidouro à ressurgência.

Certa empreitada, feita com sucesso por Edouard-Alfred Martel, em 1888, é considerada o nascimento da espeleologia francesa. Martel e sua equipe entraram pelo sumidouro do riacho Bonheur (Camprieu, França) e, seguindo o curso da água por cerca de 700 m, saíram pela ressurgência na Caverna de Bramabiau (Canto do Boi) [André, 1988].

2.4.2 Surgência cárstica ou exsurgência

O aparecimento repentino de um córrego na base de uma vertente ou no meio de um planalto é uma feição que surpreende. Classicamente, esse fenômeno é chamado de “surgência” (ou exsurgência em português lusitano). Em português informal, é chamado de “olho de água” ou nascente. Quando se sabe que as águas vêm de um sumidouro conhecido, elas são chamadas de “ressurgência”. Há uma ampla tipologia de surgências cársticas, porque, além de sua função (restituir para a superfície as águas subterrâneas), a geomorfologia local influencia o fenômeno de restituição [Kresic *in* Kresic & Stevanovic, 2010: p. 31-85]. Pode-se identificar, entre outras modalidades, a surgência de descarga (Figura 2.107), a surgência de transbordamento (Figura 2.108) e a surgência de barragem (Figura 2.109). As surgências podem sair de uma cavidade no meio de uma vertente, de um buraco escuro, jorrar de sedimentos ou aflorar em uma fenda (Figura 2.110). Essa diversidade faz mais sentido em



Figura 2.105 - Sumidouro temporário do Trou Maulin (Ardenne, Bélgica). © J. Rodet-2008.



Figura 2.106 - Sumidouro temporário nos sedimentos do polje de Cerknica (Eslovênia). © J. Rodet-2017.



Figura 2.107 - Fonte do Lison (Doubs, França), surgência cárstica acima no nível de base regional. © J. Rodet-2007.



Figura 2.108 - Fonte de Moulinot (Yonne, França), surgência de escoamento no nível de base, ao pé de uma colina. © J. Rodet-2017.



Figura 2.109 - Surgência perene de Pré-Rouge (Alpes, França), levemente barrada pelos terraços glaciais do Holoceno. © R. Hardt-2007.



Figura 2.110 - Fonte de Yport (Normandia, França), uma surgência de barragem litorânea na plataforma de abrasão ao pé de falésia. © J. Rodet-2014.

uma abordagem hidrogeológica do que em estudos do carste. Tal variabilidade pode ser resumida a três situações: (1) a surgência ocorre acima do nível de base e o escoamento pode ser rápido ou muito rápido, apresentando-se, por vezes, como uma cachoeira (Figura 2.107); (2) a surgência está no nível de base e transborda (Figura 2.108); e (3) a surgência está alagada sob o nível de base e pode gerar depósitos sedimentares e um reservatório hidrogeológico importante (Figura 2.109), sob condições artesianas (Figura 2.110).

As fontes podem ser temporárias, passando por fases sem água e atuando em transbordamento durante chuvas fortes ou derretimento de neve acumulada (Figura 2.111 & Figura 2.112). Também podem ter intermitência regular, sendo a mais famosa destas fontes a de Fontestorbes (Ariège, França), um modelo detalhadamente estudado que ilustra o mecanismo de evacuação das águas subterrâneas por um conjunto de sífoes duplos com presença de câmaras de ar [Mangin, 1969]. Na estação úmida, é contínua; na estiagem, é intermitente com ciclos de cerca de uma hora.

2.4.3 Abismo emissor

O abismo emissor é um tipo clássico de abismo – uma cavidade predominantemente vertical – por onde a água ascende e jorra à superfície. É como uma chaminé em equilíbrio hidrostático mais ou menos complexo, cujo topo é intersectado pela topografia de superfície. Essa combinação de condições permite que a água aflore na superfície através da parte superior, criando uma surgência surpreendente.

Quando esse fenômeno é temporário, a descarga de água é chamada de “punção”. O caso mais famoso é o da Caverna Luire (Pré-Alpes franceses) [Jennings, 1985: p. 67], um abismo com cerca de 450 m de profundidade [Garnier *et al.*, 1997] e um fluxo d’água que atinge 60 m³/s [Delannoy, 1997: p. 273]. Espeleólogos locais acompanharam a ascensão desta água, documentando-a em detalhes. Tal fenômeno ocorre devido à saturação da drenagem subterrânea profunda, durante grandes inundações regionais causadas pela conjunção do derretimento de neve e chuvas intensas.

Alguns abismos emissores permanecem continuamente submersos, com as águas jorrando constantemente na superfície. Funcionam como chaminés em equilíbrio hidrostático perene, sendo denominadas em francês como fontes *vaclusiennes* em homenagem à mais famosa de todas, a Fonte de Vaucluse [Couturaud, 1995], explorada por robôs submarinos até a profundidade de 306 m (Figura 2.113). Esse fenômeno está associado a um mecanismo de represamento, neste caso, a elevação do nível do mar após a crise de Messiniana (há 3,7 Ma), quando o Mediterrâneo foi rebaixado depois do fechamento do Estreito de Gibraltar. A base da chaminé situa-se aproximadamente a 220 m abaixo do nível atual do mar. Fenômeno semelhante ocorre nas ressurgências do Rio Touvre (Figura 2.114), onde falhas e dobras geológicas funcionam como barragens naturais [Dandurand, 2011].



Figura 2.111 - Pórtico da Caverna Sarrazine, uma fonte temporária de inundações repentinas e impressionantes, topografada em mais de 4 km de galeria (Doubs, França). © R. Hardt-2007.



Figura 2.112 - Pórtico da Caverna de Pré-Rouge, fonte temporária que restitui o transbordamento de água de uma grande rede subterrânea, com 54 km de galerias topografadas (Savoie, França). © R. Hardt-2007.



Figura 2.113 - A Fonte de Vaucluse (França) é uma fonte temporária reconhecida até 306 m abaixo da superfície da água. Na estiagem, a água escapa por vazamentos laterais que dão origem ao Rio Sorgues. Nas cheias, as águas fluem pelo ponto onde se encontra o fotógrafo. © J.-C. Staigre-2017.



Figura 2.114 - A fonte do Rio Touvre (Charente, França), uma fonte perene como a de Vaucluse, é reconhecida até 180 m de profundidade. © J. Rodet-2014.

Esse processo também pode ocorrer em sinclinais, nas quais a alimentação do ambiente freático se dá nas camadas aflorantes na periferia da estrutura e que mergulham em direção ao eixo da dobra, o que gera pressão na água subterrânea. Uma sondagem feita na camada impermeável que mantém o aquífero sob pressão faz a água jorrar na superfície, configurando um clássico poço artesiano. A Bacia de Paris tem exemplos célebres desses aquíferos confinados em sinclinais [Lemoine *et al.*, 1939].

2.5 SÍNTESE

O exocarste é muito mais complexo do que parece à primeira vista. É um meio tanto de contato entre ambientes quanto de herança desses ambientes, que se modificam em evolução constante (Figura 2.115). É onde primordialmente se manifesta o resultado dos processos de denudação superficial: nas superfícies expostas das rochas suscetíveis à carstificação são impressas formas lineares e espaciais que, combinadas, formam os espetaculares lapiás. Contudo, as coberturas inconsolidadas, como regolito, podem mascarar superfícies rochosas onde a atividade criptocárstica produz seus efeitos. Com o avanço do tempo geológico, a denudação superficial desgasta, apaga e elimina o relevo superficial, assim como exuma as formas endocársticas modeladas antes da remoção das coberturas, incluindo os condutos de entrada e ressurgências de seu vetor e o agente de transporte: a água. Não se pode esquecer que a exploração dos mistérios do subsolo – as cavernas e os abismos – depende da exposição dos elementos endocársticos em superfície. Graças à denudação superficial, o endocarste é exposto – uma paisagem composta e em permanente renovação, o que explica sua diversidade, suas dimensões espetaculares e seu imenso valor patrimonial e científico. Em outras palavras, o exocarste permite o acesso ao subsolo: as cavernas e os abismos são as portas que se abrem para o endocarste.

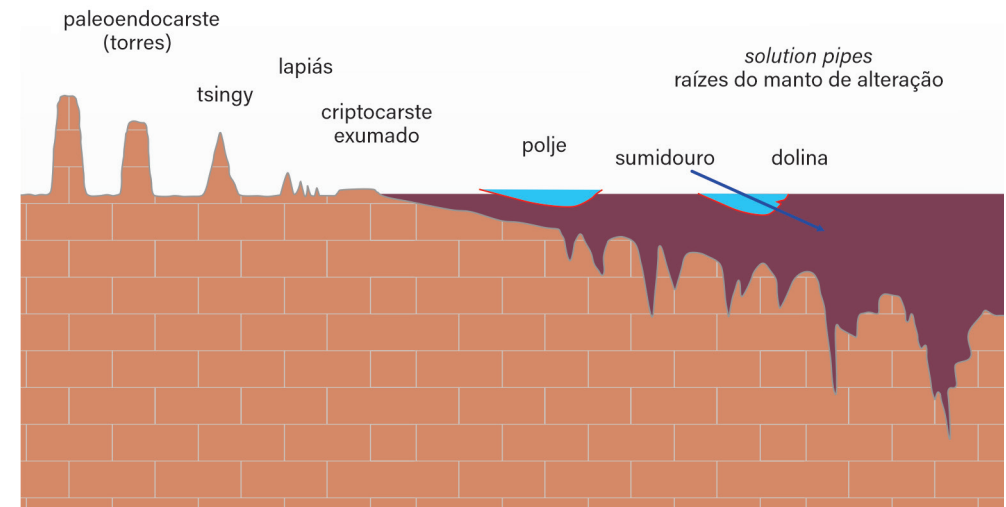


Figura 2.115 - Síntese simplificada do exocarste, mostrando a dualidade entre o exocarste desnudo e o coberto. Este lugar de encontro mostra como o rebaixamento da superfície do manto de alteração renova constantemente a paisagem pela exumação do endocarste e o desenvolvimento do criptocarste.

REFERÊNCIAS

- FENELON, Paul (1972). *Vocabulaire français des phénomènes karstiques*. Mémoires et Documents, vol. 4, phénomènes karstiques, CNRS Editions: 13-68.
- FIELD, Malcom S. (2002). *A lexicon of cave and karst terminology with special reference to environmental karst hydrology*. U.S. Environmental Protection Agency, National Center for Environmental Assessment, Washington (DC) : 214 p.
- GEZE, Bernard (1965). *La spéléologie scientifique*. Paris, Le Seuil, le rayon de la science n° 22 : 190 p.
- GILLI, Eric (2015). *Karstology – karsts, caves and springs: elements of fundamental and applied karstology*. CRC Press: 244 p. [978-1-4822-4315-4]
- GINÉS, Angel; KNEZ, Martin; SLABE, Tadej; DREYBRODT, Wolfgang – eds. (2009). *Karst rock features – karren sculpturing*. Carsologica 9, ZRC Publishing, Ljubljana: 561 p. [978-961-254-161-3]
- GUNN, John – ed. (2004). *Encyclopedia of cave and karst science*. Fitzroy Dearborn, New York: 902 p. [978-1-57958-399-6]
- NICOD, Jean (1972). *Pays et paysages du calcaire*. Presses Universitaires de France, collection Sup – le Géographe 7, Paris: 244 p.
- PALMER, Arthur N. (2007). *Cave geology*. Dayton (USA), Cave Books: 454 p. [978-0-939748-66-2]
- VIALA, Claude (2000). *Dictionnaire de la spéléologie*. Spelunca-Librairie Editions: 264 p. [978-2-900894-12-5]
- WHITE, William B. & CULVER, David C. – eds. (2012). *Encyclopedia of caves*. 2nd edition, Academic Press – Elsevier, London: 945 p. [978-0-123-83832-2]



3 Formas de carste subterrâneo ou endocarste

Após expor a diversidade dos elementos superficiais de origem cárstica, discutem-se agora as formas e as organizações subterrâneas. Esses elementos estão longe de ser os únicos que podem ser observados no meio subterrâneo. Portanto, torna-se necessário definir o que se entende por “cavidades cársticas”, cujo estudo é o objeto deste capítulo (Figura 3.1).

Uma cavidade é um vazio subterrâneo no interior de um maciço rochoso. Essa cavidade pode ser antrópica, tal como uma galeria de mineração ou uma mina, ou ser natural. Em relação às cavidades naturais, não serão abordadas as que compreendem espaços vazios entre blocos (tálus). Serão tratadas aqui as que se desenvolvem no interior da massa rochosa. Algumas das cavernas são resultado da atividade tectônica (fendas, dobras, etc.), outras são formadas por fluxos diferenciais, como tubos de lava, ou pela presença de blocos de gelo

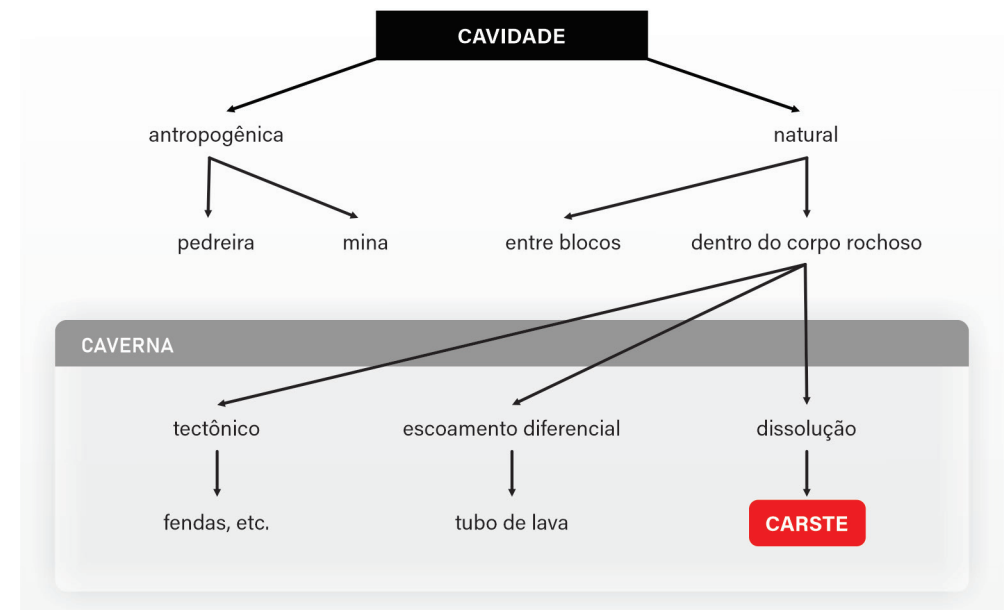


Figura 3.1 - Tipologia de vazios subterrâneos, excluindo cavidades de gelo, e localização das cavidades cársticas.

no solo (criocarste). As cavernas aqui estudadas são aquelas originadas por processos de dissolução dentro de um maciço rochoso homogêneo ou heterogêneo e são denominadas pelos anglo-saxões como *solution caves*.

O carste assume sua verdadeira dimensão apenas no ambiente subterrâneo [Trombe, 1952]. Como visto no capítulo anterior, grande parte das formas superficiais tem sua gênese associada aos processos que ocorrem no subsolo. O francês Philippe Renault [1958] propôs uma classificação clara de cavidades subterrâneas, baseada em noções fundamentais da hidrodinâmica e da evolução dos condutos subterrâneos [Renault, 1967-1969]. Antes de examinar sua organização espacial, serão discutidos aqui os condutos subterrâneos verticais e horizontais (Figura 3.2).

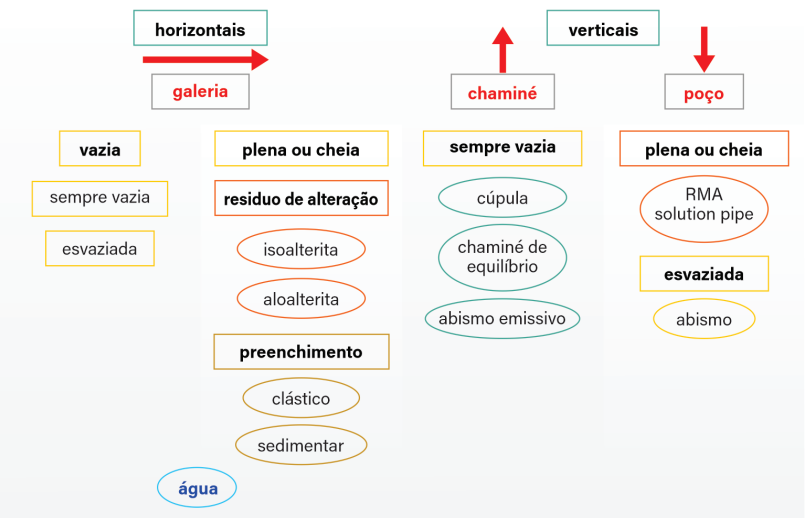


Figura 3.2 - Classificação das principais formas verticais e horizontais do endocarste.

3.1 CONDUTOS VERTICAIS

Os condutos verticais respondem a processos específicos, sejam os guiados pela gravidade, caso do carste de introdução, sejam os orientados por tensões subterrâneas, respondendo a formas de dissipação de energia, especialmente durante o aumento da pressão hidrológica nas abóbodas dos condutos. É possível, portanto, distinguir as formas verticais escavadas de cima para baixo (*per descensum*) e as de baixo para cima (*per ascensum*).

3.1.1 Formas *per descensum*

As formas verticais *per descensum* são aquelas escavadas pela água de cima para baixo sob a ação da gravidade, formando cavidades. Quando se abrem para a superfície, são geralmente denominadas *aven* (termo francês muito usado) ou “abismo”. Se forem

inteiramente subterrâneas, são comumente chamadas em Portugal de “algar” e de *puits* na França, que se traduz por “poço”. Entretanto, esse termo, no português brasileiro, é usado normalmente para perfurações antrópicas. Usa-se então, no Brasil, o termo “abismo” tanto para as formas abertas à superfície como para as subterrâneas. Distingue-se dois tipos de abismo: os abertos e os preenchidos por materiais de origem variada.

3.1.1.1 Abismos preenchidos

Abismos preenchidos podem ser observados, mas são impenetráveis [Grimes *in* Ginés *et al.*, 2009: p. 513-523; Palmer *in* Ginés *et al.*, 2009: p. 349-358]. Seu estudo, dificultado pelas condições de acesso, tem ganhado certa popularidade, no momento, pelos dados científicos que esse tipo de conduto pode fornecer [Rodet, 1992a, 2014]. Como não se trata de um preenchimento sedimentar ou clástico, mas sim de resíduo de uma alteração profunda do leito rochoso (Figura 3.3), seu estudo está relacionado às raízes do manto de alteração, tema que será abordado mais adiante (§ 5.1.1).

A falta de estudos anteriores sobre o assunto criou um problema linguístico: como chamar uma forma preenchida por alterita, ou seja, por material *in situ*? Foi necessário introduzir um neologismo, visto que falar de um abismo preenchido sugere uma fase anterior vazia, o que não é o caso (Figura 3.4), pois não há um processo de encher, já que o material do preenchimento é endógeno. Algo como “filão de alteração”? Em inglês, o termo usado é *solution pipe*, o que não é totalmente satisfatório, por não indicar a gênese da forma, ou seja, as *solution pipe* poderiam ser observadas em qualquer parte do endocarste, sem associação ao manto de alteração. Em razão de sua gênese que deriva do manto da alteração, e seu modo de progressão em uma frente isolada e delimitada que lembra as raízes das plantas, optou-se por chamá-las de “raiz do manto da alteração”, termo que tem sido usado neste documento sob a sigla RMA [Rodet, 1991].



Figura 3.3 - Abismo preenchido, esvaziado de sua alterita; na verdade, uma raiz do manto da alteração, na Caverna Caster (Montagne Saint-Pierre, Bélgica). © J. Rodet-2007.



Figura 3.4 - Raiz do manto de alteração (RMA), parcialmente esvaziada de seu conjunto de alteritas, na Caverna do CRSOA (Montagne Saint-Pierre, Bélgica). © J. Rodet-2007.

3.1.1.2 Abismos abertos

O abismo é uma forma que evolui de cima para baixo, com a gravidade atuando sobre a água. A água flui para baixo ao longo de descontinuidades ou, em meio ao maciço rochoso, na presença de uma cavidade preexistente. O fluxo dinâmico esculpe sua morfologia e pressupõe a existência de uma continuidade hidrológica onde predomina a solução. Aqui assumem importância as RMAs, que preparam essa continuidade.

Por muito tempo, as formas verticais representaram um sério obstáculo à exploração de cavidades subterrâneas, exigindo o desenvolvimento de técnicas de progressão leves e seguras. A espeleologia moderna, conhecida como espeleologia alpina, baseia-se na exploração de formas verticais, as quais se desenvolvem mais facilmente em regiões montanhosas com altos gradientes topográficos, como os Alpes, de onde deriva o nome dessas técnicas difundidas em abismos durante as décadas de 1960/1970 [Dobrilla *et al.*, 1973; Marbach e Rocourt, 1980]. O maior desnível conhecido em uma cavidade cárstica é superior a 2.200 m; para alcançar tal recorde, foi preciso explorar muitos abismos.

Dois tipos principais de morfologia podem ser identificados: os abismos cilíndricos e os abismos em sino.

O abismo cilíndrico é o resultado da dinâmica hidrológica do fluxo. Comumente se observam discretas caneluras subverticais, escavadas pelo escoamento de água.

O abismo em forma de sino, por sua vez, resulta do impacto da ventilação gerada pela queda d'água (Figura 3.5). As cascatas causam uma convecção que faz subir umidade pelas paredes, favorecendo a alteração da rocha. Gradualmente, a base se alarga, dando a esses abismos forma característica de sino. Um exemplo espetacular é o abismo escavado no arenito do Parque Estadual de Vila Velha (Ponta Grossa, PR, Brasil) [Melo, 2006: p. 83].

Alguns abismos são formados em grandes feições tectônicas, que às vezes os guiam por várias centenas de metros de desnível. Essas morfologias são observadas em maciços com orogênese recente (Andes, Sierra Madre, Alpes, Cáucaso, etc.) e com altos gradientes topográficos [Courbon & Chabert, 1986]. No México, os *sótanos* são magníficos abismos verticais com várias centenas de metros de desnível [Atkinson *em* Palmer & Palmer, 2009: p. 375-376]. Na Grécia continental, o desnível do abismo de Provatina (Pindhos Oros) ultrapassa os 400 m e, em Creta, o Mavro Skiadi (Lefka Ori) atinge 346 m [Rodet, 1977]. No maciço das Arbaillies (Pirineus, França), o abismo de Aphanicé mede 328 m de profundidade. Na China, o de Baiyudong (Panxian, Guizhou) tem 424 m de desnível [Mayor *et al.*, 2004], enquanto, no Brasil, a Serra quartzítica do Caraça (Mariana/Catas Altas, MG) abriga os dois abismos mais profundos conhecidos do país: o Velózia (Gruta do Centenário), com 120 m; e o P.116 (Gruta da Bocaina), com 116 m [Auler *et al.*, 2001; Rubbioli *et al.*, 2019].



Figura 3.5 - Abismo em sino (a Garrafa), recortado pela topografia superficial nos arenitos de Vila Velha (Ponta Grossa, PR, Brasil), com seu topo estreito, que se alarga para a base, resultando em um “familiar” perfil de garrafa. Notar o impacto da estratigrafia na morfologia das paredes verticais. © J. Rodet-2011.

3.1.2 Chaminés *per descensum*

Quando um conduto subterrâneo recebe mais água do que pode expelir, ocorre sua saturação, e, assim, uma pressão positiva é aplicada a todo o conduto. Essa pressão é mais eficaz nas abóbadas, onde as trocas geoquímicas são intensificadas pela busca do equilíbrio dos vasos comunicantes. Tais pressões são exercidas sobre o maciço rochoso, em maior ou menor grau, dependendo da extensão e da duração da inundação, mas também das características locais das rochas e da água. As formas resultantes são distribuídas na abóbada dos condutos e classicamente ordenadas de acordo com sua importância, que vai desde uma simples impressão na abóbada até sua abertura na superfície topográfica, originando abismos emissivos (§ 2.2.2.5).

3.1.2.1 Alvéolos

A feição mais comum e mais discreta relacionada à inundação no teto dos condutos é o alvéolo de dissolução [Fénelon, 1972; Viala, 2000]. De forma hemisférica a esférica, essa forma ocorre em grande número de abóbadas. De origem geoquímica (*pocket*), os alvéolos não devem ser confundidos com incisões ou entalhes ou com as ondas de erosão (*scallop*) (§ 3.3.1.1), isto é, formas orientadas, resultantes de um fluxo de água rápido a torrencial [Campo, 2002]. O diâmetro dos alvéolos varia de poucos centímetros a cerca de 20 centímetros (Figura 3.6). Nos maiores, é comum encontrar várias gerações de alvéolos que se superpõem (Figura 3.7). Essa morfologia é comumente observada por espeleólogos mergulhadores em sífões de fluxo bastante lento. Os alvéolos são distribuídos indiferentemente em rocha sã, ou na presença de estruturas como fraturas (realçadas nas fases de inundação), demonstrando muito claramente a ausência de relação entre o alvéolo e a estruturação do conduto, o que pode destacar a baixa pressão exercida pela inundação.



Figura 3.6 - Alvéolos de abóbada em quartzitos da Gruta de Torras (Igatú, BA, Brasil). © J. Rodet-2009.



Figura 3.7 - Alvéolos de várias gerações nos arenitos do ponor de Lagoa Azul (Cuiabá, MT, Brasil). © J. Rodet-2010.

3.1.2.2 Domos, cúpulas e sinos

O domo ou sino é uma forma hemisférica, circular a oblonga, normalmente instalado sobre fendas (Figura 3.8), mas às vezes desvinculado de feições tectônicas, no teto das galerias. É o resultado da atividade de corrosão gerada pelas flutuações de pressão de ar em sistemas semialagados [Lismonde, 2000] ou de biocorrosão [Barriquand, 2025]. Sua dimensão varia muito conforme o local. Em alguns casos, sob influência tectônica, seu perfil pode ser comparado ao de um casco de navio, virado para cima [Rodet, 1992a]. O sítio subterrâneo de Caumont (Normandia, França) oferece muitos exemplos espetaculares (Figura 3.12). Pode-se observar um círculo colorido marcando a interface ar/água, no local onde a precipitação de calcita fixa os elementos argilosos da inundação (Figura 3.11). Essa feição demonstra a ausência de uma hidrodinâmica rápida, incompatível com um conduto sem saída marcado por uma cúpula ou uma chaminé em equilíbrio hidrostático (Figura 3.9). A definição de cúpula é baseada numa baixa relação altura/largura, de no máximo 1/1. São descritas cúpulas de quase 10 m de altura e com cerca de 15 m de largura. Por vezes, várias cúpulas se unem, criando formas mais complexas (Figura 3.10).

3.1.2.3 Chaminé em equilíbrio hidrostático

Quando a altura da forma supera a largura da abertura, numa relação de 2/1 ou mais, adota-se a denominação de “chaminé em equilíbrio hidrostático”. A chaminé em equilíbrio expressa uma estrutura hidrológica significativa para todo um sistema ou parte dele. Funciona como um reservatório subterrâneo, resultante de um fenômeno regulador (sifão), ou de um evento hidrológico importante, de longa duração ou que se repete, como uma inundação excepcional, efeito do represamento das águas por um colapso a jusante, gerando elevação do nível de base local (Figura 3.14). A morfologia das paredes é semelhante à de condutos



Figura 3.8 - Duas cúpulas, abrindo chaminés em equilíbrio hidrostático no teto da Gruta Aroe Jari (Cuiabá, MT, Brasil). © J. Rodet-2010.



Figura 3.9 - Pequena chaminé em equilíbrio hidrostático no teto da galeria principal da Gruta Aroe Jari (Cuiabá, MT, Brasil). © J. Rodet-2010.



Figura 3.10 - Cúpulas unidas no teto em abóbada da Gruta do Fóssil, em arenitos (Serra de Itaqueri, SP, Brasil). © J. Rodet, 2010.



Figura 3.11 - Domos unidos no teto em abóbada de uma chaminé em equilíbrio hidrostático em rocha carbonática porosa, Caverna das Petites Dales (Normandia, França). Observar os círculos argilocalcíticos nas cúpulas semiseparadas. © J. Rodet-2014.

freáticos (Figura 3.13). As paredes não são necessariamente perfuradas com alvéolos, como ocorre em uma raiz do manto de alteração. Elas podem ser lisas, sem marcas geradas pelo fluxo d'água, comum em abismos (Figura 3.15). Entretanto, após período prolongado de inundação, pode haver dissolução nas paredes e na formação de alvéolos.

Da mesma maneira que a conjugação de cúpulas, uma chaminé de equilíbrio pode conter vários domos, sublinhando uma evolução multifásica complexa. Entretanto, após um longo período de inundação, é possível haver exsudação nas paredes e o desenvolvimento de alvéolos. Com a evolução da chaminé, ocorre a conjugação de domos. Assim, uma chaminé em equilíbrio hidrostático pode conter vários domos, evidenciando uma complexa evolução multifásica (Figura 3.11).

Quando as fases de inundação se tornam perenes, a carstificação passa a ser mais complexa e pode ocorrer coalescência entre várias chaminés (Figura 3.16; Figura 3.17) e, por vezes, também a abertura de condutos sub-horizontais no topo da inundação, determinando um novo nível de base. Esses condutos sub-horizontais ocorrem prioritariamente a jusante, próximos à causa da inundação.

As chaminés em equilíbrio hidrostático podem ascender várias dezenas de metros e mesmo centenas de metros, atingindo perto de 450 m na Gruta de La Luire (maciço do Vercors, França). Sua interseção pela topografia superficial, enquanto estão ativas, é capaz de transformá-las em um abismo emissivo.

3.1.2.4 Abismos emissivos

Os abismos emissivos são chaminés de equilíbrio hidrostático que interceptam a topografia superficial ou que são posteriormente interceptados pela superfície topográfica (Figura 3.18; Figura 3.19). Muitos abismos emissivos são conhecidos em todo o mundo, o que demonstra haver muitas situações de carste com barramentos. Há inúmeras razões para tais barragens: tectônica rúptil (falhas) e/ou dúctil (dobras), transgressão marinha, impacto climático (reajuste hidrostático, geleira, morainas), drenagem subterrânea subdimensionada, etc. [Audra *et al.*, 2010; Rodet, 1992]. Os exemplos mais espetaculares são nomeados, na França, de fontes *vaclusiennes* (§ 2.2.2.5). Pode-se distinguir abismos emissivos perenes e temporários. Quando temporários, são chamados de “punção”. No Pays d’Othe (Aube & Yonne, França), eles são denominados localmente de *bîmes* [Chabert & Maingonat, 1970; Mégrien, 1960].

É importante não confundir um abismo emissivo com uma chaminé em equilíbrio hidrostático, exposta à superfície pela erosão e criando uma claraboia. Um caso particular diz respeito às furnas do Paraná (Brasil) [Le Bret *et al.* 1962]. Trata-se de formas verticais, de formato circular, cujo fundo é geralmente ocupado pelo freático [Young *et al.*, 2009]. Sua gênese ainda não é plenamente compreendida, e uma hipótese é terem sido vastas chaminés em equilíbrio hidrostático, ligadas a um aquífero profundo, cujos topos foram interceptados pela erosão superficial [Melo, 2006]. De acordo com Melo [2006: p. 87], essas furnas não se aprofundam abaixo do aquífero local. A mais conhecida é a Furna nº 1 de Vila Velha (Figura 3.20), com cerca de 50 m de diâmetro e 113 m de profundidade, dos quais em torno de 50 m permanecem alagados, dependendo da variação sazonal [Le Bret, 1962: p. 27]. As furnas são,



Figura 3.12 - Chaminé em equilíbrio hidrostático (Normandia, França). © J. Rodet-2022.



Figura 3.13 - Chaminé em equilíbrio hidrostático com alvéolos de paredes em Caumont (Normandia, França). © J. Rodet-1999.



Figura 3.14 - Chaminé em equilíbrio hidrostático nos granitos da Gruta João Matias (Ataleia, MG, Brasil). © J. Rodet-2009.



Figura 3.15 - Chaminé em equilíbrio hidrostático em uma cavidade calcária no Morro da Escrivânia (Prudente de Morais, MG, Brasil). Notar a pequena estrutura tectônica que atravessa a forma sem influenciá-la. © J. Rodet-2011.

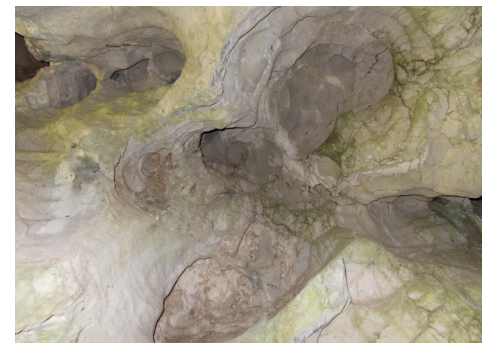


Figura 3.16 - Chaminés em equilíbrio hidrostático coalescentes, criando uma rede vertical complexa, Balcarka Jeskyně (Morávia, República Tcheca). © J. Rodet-2013.



Figura 3.17 - Chaminé em equilíbrio hidrostático, instalada sobre um plano ligeiramente inclinado de origem tectônica, mostrando uma morfologia complexa que ilustra uma evolução polifásica (Mayenne, França). © J. Rodet-2009.

por vezes, comparadas com cenotes. Entretanto, algumas delas, como o Buraco do Padre (Figura 3.21), são claramente abismos. Atualmente, o rio que o abastecia abandonou a borda do abismo e passou a formar uma queda d'água em uma parede lateral.

3.2 CONDUTOS HORIZONTAIS

O segundo conjunto de condutos que compõem o endocarste é o dos condutos horizontais a inclinados (Figura 3.22), frequentemente percorridos pelos visitantes das cavernas. Existe, assim, uma associação muito forte no imaginário popular entre a caverna e o conduto horizontal (Figura 3.23). De fato, nas cavernas preparadas para o turismo, o percurso normalmente se dá por conduto horizontal [Biot, 2006], sendo rara a visitação em abismos ou em chaminés por razões técnicas evidentes. Esse fato reforça o imaginário



Figura 3.18 - Chaminé em equilíbrio hidrostático interceptada pela superfície, abrindo uma claraboia nos quartzitos da Serra de Ibitipoca (MG, Brasil). © J. Rodet-2003.



Figura 3.19 - Claraboia em superfície com lápiés de uma chaminé em equilíbrio, transformada em poço com caneluras no Curral de Pedras I (Jequiá, MG), Brasil. © J. Rodet-2011.



Figura 3.20 - FURNAS DE VILA VELHA (PONTA GROSSA, PR, BRASIL). A mais notável é a Furna 1. Observar a plataforma flutuante que sobe e desce na dependência do nível de inundação (Ponta Grossa, PR, Brasil). © J. Rodet-2011.



Figura 3.21 - Base da furna do Buraco do Padre, com cachoeira alimentada pelas águas de córrego que flui por um conduto lateral, abrindo-se para o abismo (Figura 2.102). Observar, ao fundo, abertura para o vale vizinho (Ponta Grossa, PR, Brasil). © J. Rodet-2011.

popular [Gauchon, 1997]. A distinção entre um conduto inclinado (forma sub-horizontal) e um abismo inclinado (forma subvertical) poderia ser baseada na necessidade de utilizar equipamentos do tipo corda ou escada. Contudo, esse limite é muitas vezes antropog nico: algumas pessoas são capazes de andar onde outras perdem o equilíbrio.

3.2.1 Galeria, forma básica

A galeria é a forma básica em uma caverna, normalmente mais longa do que larga ou até mesmo alta; é geralmente sub-horizontal, mas às vezes acentuadamente inclinada, ou podendo mesmo intercalar degraus ou pequenos desníveis [Renault, 1970]. O termo "galeria" inclui grande diversidade de formas (Figura 3.23, Figura 3.24 & Figura 3.26), de dimensões (Figura 3.25 & Figura 3.27), de preenchimentos (Figura 3.28 & Figura 3.29) e, portanto, de funções. Dentro dos processos formadores da galeria, está a hidrodinâmica, o que permite distinguir dois grandes tipos de galeria, conforme proposto por Philippe Renault nos anos 1960 [Renault, 1967-1969; A. Mihevc *et al.*, in J. Gunn, 2004: p. 521]:

(1) **Galeria Fre tica** - Associada   dinâmica paragenética e, às vezes,   dinâmica singenética [Renault, 1970], o que implica estar o conduto sempre inundado. Muitas vezes tem uma seção circular (galeria em tubo ou de "conduto forçado", Figura 3.22) a ovalada horizontalmente (aberta em rocha estratificada sub-horizontalmente, Figura 3.26) ou vertical (sobre estrutura tectônica vertical, Figura 3.23; a inclinada, Figura 3.24).

(2) **Galeria Vadosa** - Localizada acima do freático, associada   dinâmica singenética [Renault, 1970], o que significa o conduto tender   emersão (Figura 3.25). Contudo, a emersão nem sempre se deve a dinâmicas singenéticas. Em alguns casos, a emersão diz respeito ao rebaixamento do nível da inundação (Figura 3.26), mas sem nenhum impacto morfológico óbvio, marcante nas paredes do conduto.



Figura 3.22 - Galeria simples, do tipo "tubo" sem depósito e, portanto, com hidrodinâmica bastante rápida e afogada, o que explica sua circularidade apesar da estrutura da rocha encaixante observada na parede lateral (Matosinhos, MG, Brasil). © J. Rodet-2018.



Figura 3.23 - Galeria complexa, instalada em fenda, com um fluxo bastante lento e com v st gios de preenchimento e formas de alteração parietal (Vengleuz Coz, Bretagne, França). © J. Rodet-2013.

3.2.1.1 Galeria simples

A galeria simples é um conduto sem nenhuma influência marcada por elementos estruturais da rocha encaixante e sem conexão relevante com outros condutos horizontais ou verticais. Em geral, a galeria simples mantém a morfologia sem evolução desde sua formação, tanto nos processos de gênese quanto na morfologia (Curral de Pedras I, MG, Brasil, Figura 2.28). Poucas galerias satisfazem esses critérios, sendo raras as galerias simples; isso porque um sistema cárstico geralmente evolui e registra os diferentes estágios pelos quais tenha passado, qualquer que seja o tamanho do conduto (Figura 2.27 & Figura 2.29).



Figura 3.24 - Galeria preteritamente inundada, com uma morfologia do tipo “tubo” muito regular, apesar da estrutura tectônica que a corta obliquamente, resultante de um fluxo relativamente regular (Mayenne, França). Pode-se pensar que o preenchimento sedimentar chegou a ocupar o fundo do conduto até sua abertura lateral máxima (interface água-ar). © J. Rodet-2001.



Figura 3.25 - Megagaleria na Caverna Abrakurrie (Planície Nullarbor, Austrália), aberta em calcários porosos do Terciário. Observar a marca escura das inundações modernas e as duas pessoas ao fundo, à esquerda, próximas à parede da galeria. © J. Rodet-1980.



Figura 3.26 – Galeria coletora da Caverna da Roche Percée (Normandia, França). © J. Rodet-1974.



Figura 3.27 - Galeria de pequenas dimensões no carste de Marie Galante (Guadalupe, Antilhas Francesas). © J. Rodet-1984.

3.2.1.2 Galeria complexa, o salão

Uma galeria complexa apresenta evidências das sucessivas fases hidrodinâmicas que moldaram o conduto, como se pode observar na caverna René-Paul (Mayenne, França) (Figura 3.30). O resultado é uma morfologia complexa que requer uma análise profunda para: (1) compreender os impactos das diferentes fases; e (2) compreender sua cronologia como em Caumont (Figura 3.31). Quando sofre um alargamento localizado, uma galeria pode



Figura 3.28 - Clássica galeria simples em elipse com preenchimento por calcita residual no piso do duto, Curral de Pedras I (Jequitaí, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.



Figura 3.29 - Espetacular galeria de grandes dimensões (100 m de altura): Caverna do Janelão (Peruaçu, MG, Brasil). O tamanho dos condutos não é um critério de maturidade do sistema cárstico. © J. Rodet-2003.



Figura 3.30 - Galeria complexa preenchida até o teto (ao fundo); posteriormente, a abertura de um canal abobadado no teto (acima das pessoas). Finalmente, um mecanismo de erosão (abaixo da pessoa de blusa vermelha), abrindo um espaço que permite a entrada na Caverna René-Paul (Mayenne, França). © J. Rodet-2008.



Figura 3.31 - Galeria complexa com coalescências no teto e exposição das paredes com alvéolos na base, no carste de Caumont (Normandia, França). © J. Rodet-2025.

pontualmente ser transformada em um salão [Renault, 1970: p. 64]. Além disso, é possível que salões derivem da interseção de condutos horizontais e/ou verticais, onde a compreensão da gênese, às vezes, é complexa.

Morfológicamente, uma galeria é definida como um único conduto que se desenvolve ao longo de um determinado comprimento. Já um salão é estabelecido como um alargamento pontual ou a interseção de galerias ou condutos verticais [Renault, 1967-1969]. Renault [1970: p. 65] distingue uma ampliação de galeria de um grande salão e, da mesma forma, diferencia um poço de grande diâmetro de um salão com desenvolvimento vertical. O tamanho não é determinante na definição, sendo que uma galeria pode deter largura ou seção muito maior do que certos salões. Alguns sistemas ou redes subterrâneas caberiam amplamente “na varanda” de certas cavernas. Os pequenos condutos, às vezes polifásicos, como os de Curral de Pedras I (MG, Brasil), apesar de menos imponentes diante da galeria do Janelão, representam uma complexa rede [Gonçalves *et al.*, 2017]. A Lapa do Janelão (Figura 3.29), por sua vez, embora grandiosa, é essencialmente uma galeria, ainda que uma galeria com evolução mais complexa do que parece, pois é polifásica (Figura 3.28), mas com menor diversidade de informação que a rede subterrânea do Curral de Pedras I [Rodet *et al.*, 2015].

3.2.1.3 Galeria sem preenchimento

A galeria sem preenchimento é uma forma relativamente rara no contexto espeleológico, ou seja, dentre as galerias penetráveis. Ela se associa a fluxos rápidos e torrenciais, capazes de impedir qualquer sedimentação ou acúmulo. A dinâmica da gênese desse tipo de conduto é definida como singenética [Renault, 1967-1969]. A maior parte das galerias desse gênero resulta do rebaixamento do nível de base, o que leva a uma aceleração do fluxo anteriormente lento e concomitante com o preenchimento da galeria por sedimentos. Em geral, essa aceleração do fluxo entalha a base do conduto, gerando uma forma conhecida como “buraco de fechadura”. Tal aceleração súbita indica uma rápida descida do nível da base, o que pode, em alguns casos, ser responsável pela desconexão do conduto e pela abertura de um novo conduto em cota inferior (Jequitaí, MG, Brasil). Quando a descida é lenta, o cânion que se desenvolve no conduto fica com a mesma largura (Figura 3.32), como se dá na Chapada dos Guimarães (MT, Brasil). Em ambos os casos, é comum encontrar vestígios do preenchimento paragenético, seja nas bancadas do buraco de fechadura, seja no topo do cânion (Figura 3.33). Entretanto, às vezes, a erosão em forma de buraco de fechadura resulta não de uma aceleração da velocidade do fluxo, mas sim da coalescência, a montante, de dois condutos, com apenas um conduto passando a receber todo o fluxo d’água. Isso eleva a vazão sem, entretanto, modificar o regime hidrodinâmico do tipo paragenético.



Figura 3.32 - Galeria-cânion sem preenchimento, indicador de uma dinâmica singenética, realçando a variabilidade estratigráfica da rocha encaixante arenosa, Caverna Kiogo Brado (Chapada dos Guimarães, MT, Brasil). © J. Rodet-2010.



Figura 3.33 - Paleopreenchimento litificado na abóbada da Caverna Kiogo Brado, testemunha do preenchimento da galeria. © J. Rodet-2010.

3.2.2 Galeria e preenchimento

A relação entre as galerias e seu preenchimento é muito próxima. Desde as origens do conduto, tem-se que a alteração da rocha encaixante produz um resíduo denominado “alterita”, passível de ser transportado, muitas vezes confundido com preenchimento. Essa alterita, pouco móvel em função da grande fração de argila que habitualmente a compõe, ou ainda graças à ausência de uma continuidade hidrodinâmica, só gradualmente é eliminada, e essencialmente por dissolução. Assim, de uma maneira ou de outra, o conduto é liberado, mas a continuidade hidrológica não necessariamente se estabelece, e o conduto resultante é, muitas vezes, paragenético. Nessas circunstâncias, ocorre a entrada de sedimentos exógenos que podem ser encontrados em condutos que evoluíram sob a dinâmica singenética. É possível que o preenchimento do conduto se dê pela água (noção de sifão), por depósitos sedimentares (trazidos pela água), por depósitos clásticos (descamação das paredes, quedas de abóbadas) e/ou químicos (espeleotemas), e ocorre especialmente se o conduto se fossilizar. Neste último caso, tem lugar uma calcificação invasiva e muitas vezes espetacular, com a possibilidade de chegar ao ponto de obstruir o conduto.

3.2.2.1 Alterita

A alterita é o elemento inicial da carstificação [Rodet, 2017]. Sem alteração da rocha encaixante, não pode haver carstificação (Figura 3.34). A evolução cárstica pode eliminar



Figura 3.34 - Conjunto alterítico em um eixo primocárstico inicial abortado, com cerca de 20 cm de largura, no sítio de La Mansonnière (Normandia, França). © J. Rodet-2002.



Figura 3.35 - Complexo alterítico em um eixo primocárstico evoluído e abortado, atingindo 6 m de largura no sítio de La Mansonnière (Normandia, França). © S. Chédeville & J. Rodet-2013.

totalmente os testemunhos das fases iniciais ou preservá-los parcialmente se o ambiente pré-conduto (Figura 3.35) não estiver totalmente incluído nas fases hidrodinâmicas. Entretanto, a alterita também pode ser produzida em um conduto já formado por processos de alteração, especialmente das paredes, caso as condições necessárias forem satisfeitas: umidade, trocas geoquímicas, ausência de atrito, etc. [Zupan Hajna, 2003].

3.2.2.2 Preenchimento de água e sifão

A água é um elemento necessário para a existência do carste; por isso, é frequente observá-la no ambiente subterrâneo. Entretanto, sua presença não está necessariamente associada à formação de condutos. Isso porque a água pode representar um preenchimento de um vazio mais antigo, o que ocorre particularmente durante as fases de elevação do nível de base. Condutos podem ser inundados pela água de forma perene ou temporária (enchente). Estes são então chamados de “lagos subterrâneos”, mas também de “sifões” quando a abóbada fica abaixo do nível d’água. As galerias inundadas testemunham as fases pré-sifão. A variedade de condutos com água é significativa: podem-se observar galerias vadosas com lagos, ou com um fluxo concentrado, como córregos ou rios, com fluxo mais ou menos importante, mas também galerias inundadas por massas de água mais ou menos móveis. Os sifões podem ser estáticos, nos quais a água não corre ou corre muito lentamente (atividade geoquímica dominante) ou sifões dinâmicos, nos quais o fluxo d’água é rápido ou muito rápido ao ponto de impedir a exploração das galerias por mergulhadores (atividade hidrodinâmica dominante). A essas variedades devem ser acrescentadas a noção de perenidade e temporalidade. Uma galeria seca pode desaparecer sob águas ascendentes, e há a possibilidade de um sifão se tornar uma abóbada úmida ou secar completamente durante as estações de seca (Lapa do Angélica, São Domingos, GO, Brasil) [Guyot, 1996].

Finalmente, deve-se também considerar que uma galeria fóssil pode ser reativada por nova circulação que a inunda permanentemente (fase de rejuvenescimento), muitas vezes após uma subida do nível de base (Figura 3.36 & Figura 3.37).

3.2.2.3 Preenchimento sedimentar

O sistema de condutos subterrâneos funciona como armadilha para sedimentos, ou seja, para fragmentos rochosos (clastos), transportados por fluxos do exterior ou de fonte sedimentar subterrânea para onde se depositam. O preenchimento sedimentar reflete parcialmente a dinâmica cárstica (pelos tipos de sedimento, Figura 3.38 & Figura 3.39) e a história evolutiva da cavidade que ele ocupa (elemento cronológico). Pode ser usado como

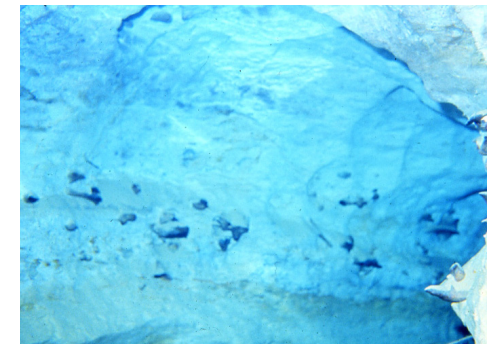


Figura 3.36 - Paleconduto inundado pela subida do nível da base resultante de um efeito de barragem, no carste de Caumont (Normandia, França). © col. J. Rodet (foto J. Enndewell-1976).

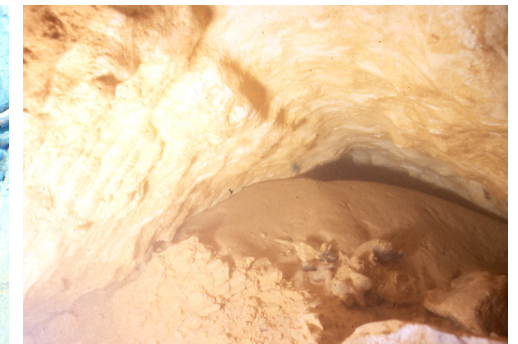


Figure 3.37 - Paleconduto inundado, mostrando uma evolução complexa com preenchimento sedimentar total, canal na abóbada, seção em meia-lua no topo, gerada durante uma fase de secagem e surgimento de poliedros em primeiro plano (Mauny, Normandia, França). © col. J. Rodet (foto P. Bernard-1989).

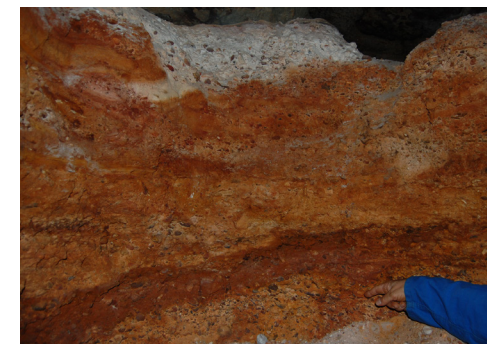


Figura 3.38 - Terraço sedimentar na Gruta do Salitre (Diamantina, MG, Brasil). © I. Mascarenhas Oliveira-2011.



Figura 3.39 - Nível de seixos no terraço sedimentar da Gruta do Salitre (Diamantina, MG, Brasil). © I. Mascarenhas Oliveira-2011.

elemento de datação [Nehmé *et al.*, 2020], por meio de isótopos cosmogênicos, em particular a relação $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$, já testada em vários sistemas cársticos com diferentes graus de sucesso [Dunai, 2010].

3.2.2.4 Preenchimento clástico

Por preenchimento clástico, entende-se uma acumulação *in situ* de fragmentos removidos das paredes ou abóbadas (Figura 3.40), sem outro transporte que a ação da gravidade. Isso diz respeito tanto ao deslocamento de paredes (Figura 3.42) quanto ao colapso do teto (Figura 3.43), bem como aos cones sedimentares que originam claraboias e abismos de colapso (Figura 3.41). Quando são mobilizados e transportados por um fluxo, esses detritos se tornam sedimentos.



Figura 3.40 - Fragmentos liberados por descamação em funil, desenvolvido em uma galeria de uma cavidade do maciço quartizítico de Ibitipoca (MG, Brasil). © J. Rodet-2003.



Figura 3.41 - Fragmentos do teto liberados pelo desenvolvimento de cone sedimentar na megagaleria de Mullamullang Cave (Nullabor Plain, Austrália). A pessoa no fundo, à esquerda, na parte mais iluminada, dá a escala. © J. Rodet-1980.



Figura 3.42 - Depósito clássico residual calcificado na parede de um conduto ativo (Peruaçu, MG, Brasil). © J. Rodet-2003.



Figura 3.43 - Colapso de uma abóboda obstruindo um conduto no carste de Caumont (Normandia, França). © J. Rodet-1981.

3.2.2.5 Preenchimento químico

O preenchimento químico dos condutos do carste calcário é essencialmente calcítico. Trata-se de um aspecto espetacular das cavernas abertas ao público (Figura 3.44). Cientificamente, esse complexo estoque de calcita pode ser usado como indicador da atividade e da cronologia da caverna [Sasowsky & Mylroie, 2004]. Utiliza-se também tal calcita reprecipitada na datação por métodos isotópicos como U/Th e outros [Quinif, 1989; Lalou, 2002]. Na geomorfologia, a abundância de calcita pode dificultar, ou mesmo impedir, a leitura das formas do conduto, ocultando as paredes (Figura 3.46); por isso, chega a ser considerada como uma “maquiagem”. Por outro lado, do ponto de vista mineralógico, as concreções são importantes fontes de informação, tanto quanto a origem da cristalização, de seus componentes, do jazimento (Figura 3.45) e da geologia local [Hill & Forti, 1997], ou ainda dos paleoclimas [Polyak & Denniston *in* White & Culver, 2012: p. 577-585]. E, sem qualquer dúvida, são também grande atração para o público em geral (Figura 3.47).

3.2.3 Reunião das formas: o salão

O salão sempre resulta da reunião/fusão de várias formas. O alargamento de uma galeria responde a um mecanismo de enfraquecimento da parede, frequentemente usado por pequenos condutos, que favorecem a abertura por coalescência e por enfraquecimento das divisórias rochosas. A coalescência pode resultar da reunião de condutos paralelos e próximos (Figura 3.48), e o cruzamento de dois condutos independentes é capaz de abrir ainda mais o espaço (Figura 3.49). É importante ainda considerar o papel de estruturas presentes na rocha encaixante, da litologia, da estratigrafia e, especialmente, da tectônica, aspectos que muitas vezes geram efeitos espetaculares.



Figura 3.44 - Concreção parietal, branca ou colorida por minerais (Peruaçu, MG, Brasil). © J. Rodet-2003.



Figura 3.45 - Piso calcítico residual suspenso (Peruaçu, MG, Brasil). © J. Rodet-2003.



Figura 3.46 - Espeleotemas calcícticos espetaculares de uma galeria: um corpo d'água barrado por uma represa de travertino – água em primeiro plano; estalagmites e colunas e cobertura de textura mamelonar na parede à esquerda. Tal profusão de formas mascara a morfologia do dreno, considerado, portanto, de difícil leitura (Ardennes, Bélgica). © J. Rodet-2004.



Figura 3.47 - Galeria em tubo, ornamentada de espeleotemas de calcita reprecipitada – evidente atrativo turístico na Caverna de Postojna (Eslovênia). © J. Rodet-2017.



Figura 3.48 - Galeria complexa com evidências de coalescência e cruzamento de condutos: um salão na Caverna Margot (Mayenne, França). © J. Rodet-2008.



Figura 3.49 - Confluência formando um salão nos quartzitos da Serra do Ibitipoca (MG, Brasil). © J. Rodet-2003.

3.2.3.1 Cruzamento

O cruzamento resulta da coalescência de dois condutos, o que gera comumente um superdimensionamento do espaço, desenvolvendo um salão (Figura 3.49). A variedade de cruzamentos é grande e demonstra a complexidade da rede subterrânea. O clássico cruzamento se refere à reunião de dois condutos ativos em confluência ou divergência. Entretanto, um verdadeiro cruzamento se estabelece com quatro ou mais condutos. Deve-se considerar a hipótese de que um dos dois condutos possa ser fóssil e que tal fusão ocorra no mesmo nível. Mas, por vezes, há uma diferença de nível entre os dois condutos. E então esse

encontro pode ser ainda mais complexo, com vários condutos, alguns ativos, outros fósseis, vazios ou preenchidos... No abismo Autran (Provença, França), o autor observou um caso bastante particular: uma galeria estreita e com várias dezenas de metros de profundidade que interceptava, em uma curva acentuada, uma grande galeria a 400 m abaixo da entrada, sem apresentar o menor sinal de adaptação ao amplo espaço vazio da galeria. A análise cuidadosa revelou que o meandro foi estabelecido quando a grande galeria estava preenchida, o que explica a ausência de qualquer forma que evidenciasse o processo de interceptação entre as feições [Gaubert, 1990].

Os salões são um elemento importante na leitura das cavernas, pois, além da forma em si, eles podem demonstrar uma sincronia ou diacronia de morfogênese. Globalmente, é possível pensar que uma confluência acompanha as atividades síncronas, sem ser uma regra absoluta, enquanto um cruzamento ilustra melhor a diacronia no funcionamento dos condutos. Somente um bom estudo de cada caso permite entender melhor os diferentes contextos.

3.2.3.2 Coalescência: o coletor

A coalescência é um fenômeno muito comum na dinâmica cárstica que evidencia a transição de uma drenagem anastomosada ou em labirinto para uma drenagem centrada em um ou vários coletores. Ela é construída com a fusão de dois condutos próximos e quase paralelos, aumentando a seção de um ou somando a de ambos os condutos e eliminando a divisória rochosa que os separava. Essa coalescência pode ser simples (sincronia, Figura 3.50), ou seja, a junção das drenagens de dois condutos paralelos (Lapa do Baú - Figura 3.111), mas também pode ser complicada com a junção das drenagens e de sua concentração em um dos dois eixos (diacronia, Figura 3.51), abaixando a base deste e fossilizando a do outro (Curral de Pedras I, Brasil).

3.2.3.3 Impacto da tectônica

Na abordagem tradicional da carstificação, o paradigma estabelecido é que a água abre sua passagem seguindo diretamente a descontinuidade estrutural (necessariamente aberta!), proporcionada pela estratigrafia e pela tectônica. É absolutamente evidente que a tectônica orienta, em casos específicos, o conduto (Figura 3.52). Não faltam exemplos que demonstrem isso (Figura 3.53). Esse controle estrutural é reforçado pelas características petrográficas e litológicas da rocha encaixante, influência que será tanto maior quanto menor for sua porosidade. É o caso dos calcários e dos quartzitos microcristalinos, fácies largamente presentes no Brasil. Isso é muito menos evidente em substratos porosos, sejam carbonatos, sejam arenitos. Por exemplo, na Caverna das Petites Dales, os setores diretamente dependentes da orientação tectônica representam 35%, e os setores sem nenhuma fratura representam 13% [Rodet *et al.*, 2013a]. Em todos os substratos, as fases de inundação

destacam a estruturação da rocha, particularmente na formação de chaminés e domos em equilíbrio. Aceita-se, portanto, que as estruturas tectônicas favorecem a carstificação (Figura 3.52), mas é importante reconhecer que sua presença não é indispensável (Figura 3.50).

3.2.3.4 Impacto da estratigrafia

A estratigrafia é um componente essencial das rochas sedimentares que constitui, juntamente com a tectônica, a estruturação de um maciço carstificável. Ela desempenha



Figura 3.50 - Criação de um coletor por coalescência na Gruta Sem Nome (Curral de Pedras I, Jequiá, MG, Brasil). © J. Rodet-2009.



Figura 3.51 - Criação de um coletor por coalescência do dreno direito com o dreno esquerdo, depois da captura do primeiro pelo segundo, graças a uma descida do nível de base (Curral de Pedras I, Jequiá, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.



Figura 3.52 - Galeria orientada por estrutura oblíqua na Caverna Škocjanske Jame (Eslovênia). © J. Rodet-2017.



Figura 3.53 - Galeria alagada com uma morfologia do tipo “tubo” muito regular, apesar da estrutura tectônica oblíqua (falha dextral pré-carste), graças a um fluxo relativamente regular (Mayenne, França). Pode-se considerar que o preenchimento de sedimentos tenha ocupado o fundo do dreno até sua abertura lateral máxima (interface água-ar). © H. Paitier-2013.

papel importante no desenvolvimento morfológico dos condutos, especialmente em contextos hidrodinâmicos de baixa energia. Assim como a tectônica, sobretudo quando está em processo de distensão – em razão da diminuição da pressão litostática por erosão das camadas superiores ou derretimento de uma espessa camada superficial de gelo –, a estratigrafia pode favorecer a ação hidrocarstica em um maciço. A estratigrafia é certamente um fator favorável à carstificação, e seu impacto pode ser espetacular em certas cavidades (passagem baixa e larga, conhecida como “laminador” em certas galerias) [Collet, 1981].

3.2.4 Síntese das formas

Nenhuma grande galeria é uma galeria simples: o tamanho de dimensão superior resulta sempre da incorporação de vários condutos em um superconduto. Essa é a própria noção de um coletor que não apenas concentra todos os fluxos, mas também absorve os condutos secundários, localizados proximamente. O exemplo do Aroe Jari (Cuiabá, MT, Brasil) é espetacular, com uma galeria de várias dezenas de metros de largura (Figura 3.54). Em suas paredes e em sua abóbada, preservam-se evidências da evolução daquele coletor. Já na caverna do Janelão (Peruaçu, MG, Brasil), a grande altura da galeria à sua entrada está associada a uma intensa erosão que atuou na base da galeria original, possivelmente por causa do rebaixamento do nível de base [Rodet *et al.*, 2015] (Figura 3.55).



Figura 3.54 - Grande galeria em elipse, gerada pela coalescência de vários condutos paralelos nos arenitos da Chapada dos Guimarães (Cuiabá, MT, Brasil). Quase todos os testemunhos dessa evolução foram apagados, exceto o canal no teto da galeria. © J.A. Labegallini-2006.



Figura 3.55 - Grande galeria com altura de 100 m, decorrente de uma consistente e acentuada erosão basal da galeria original do Janelão (Peruaçu, MG, Brasil). © J. Rodet-2003.

3.3 FORMAS NOS CONDUTOS

As formas de detalhe observadas nos condutos têm grande importância, pois revelam a morfodinâmica que atuou e moldou o conduto [Slabe, 1995]. Além disso, elas podem testemunhar fases pretéritas que, em grande parte, foram substituídas por outras dinâmicas. Neste sentido, apresentam valor paleoambiental, permitindo compreender determinados episódios da história da rede de galerias e, assim, contribuir para o entendimento da cronologia evolutiva de suas fases.

3.3.1 Sinal morfodinâmico

As formas que revestem as paredes dos condutos ilustram as condições hidrodinâmicas que levaram formação por sobre a rocha. Por um lado, há formas associadas ao impacto geoquímico, ou seja, com fluxo lento ou mesmo ausência de fluxo (efeito esponja úmida) [Gamez, 1991]. Por outro lado, há formas associadas ao fluxo rápido e, portanto, à hidrodinâmica (efeito de fricção). A leitura dessas formas é, conseqüentemente, fundamental para definir a morfogênese da rede subterrânea, objetivo central dos estudos dos carstólogos. Assim, serão abordadas a oposição entre alvéolos e ondas de erosão (*scallops*), mas também o significado das anastomoses, dos lapiás de parede e de abóbada, dos canais de abóbada e dos pisos de calcita.

3.3.1.1 Alvéolos e scallops

A forma básica registrada nas paredes de uma galeria é uma concavidade, de formato e dimensões variáveis, mas que pode ser resultante de dois conjuntos, dependendo dos processos responsáveis pela sua formação. Assim, deve-se diferenciar os alvéolos (Figura 3.56), resultantes de alterações geoquímicas, das concavidades assemelhadas a golpes de formão ou de ondas de erosão do tipo *scallops* (Figura 3.62), resultantes da dinâmica do fluxo hídrico [Auler, 1998]. A confusão entre as duas formas está entre os erros analíticos mais recorrentes na carstologia e tem consequências importantes na compreensão do desenvolvimento de uma rede cárstica, uma vez que essas duas formas representam duas dinâmicas antagônicas.

Alvéolos - Os alvéolos são o resultado de trocas geoquímicas profundas entre a rocha encaixante e a água, exigindo prolongado tempo de contato e constante renovação geoquímica (Figura 3.57). Essa feição é denominada pelos anglo-saxões de *pockets* [Field, 2002]. Alvéolos não ocorrem em situações de fluxo de água rápido que impedem as trocas geoquímicas e facilmente erodem a feição das paredes. É possível observar alvéolos de dimensão variável (Figura 3.58), dependendo do tipo de rocha encaixante, da carga geoquímica das águas e do tempo de exposição da superfície às trocas geoquímicas. Alguns alvéolos se formam por

contato direto com o ambiente freático, enquanto outros se desenvolvem associados a preenchimentos (Figura 3.59). Existem ainda alvéolos que se formam ao ar livre, e não apenas nos condutos (Figura 3.60). Neste caso, são chamados “tafoni”, cuja origem, segundo alguns autores, é atribuída à deflação do vento. Entretanto, Evelpidou *et al.* [2010: p. 35-42] aponta que, embora seu desenvolvimento possa ser parcialmente atribuído à ação eólica, sua gênese é essencialmente por alteração química. Além disso, a existência de alvéolos do tipo tafoni, conectados por continuidade hidrológica na forma de condutos (Figura 3.60), descarta a ação do vento, tal como é observado na Córsega (Figura 3.61). Da mesma maneira, demonstra que esses se desenvolveram inteiramente no ambiente subterrâneo. Existem também alvéolos de corrosão biológica, associados à atividade de morcegos [Barriquand, 2025].

Scallops - São formas assemelhadas a golpes de formão [Bögli, 1970: p. 59] ou a ondas de erosão [Viala, 2000], com gênese geralmente atribuída a fluxos intensos contra as paredes, sob dinâmica hídrica torrencial (Figura 3.62). É de origem anglo-saxônica o termo



Figura 3.56 - Alvéolos em arenito no teto da Gruta Aroe Jari (Cuiabá, MT, Brasil). © J. Rodet-2010.



Figura 3.57 - Alvéolos em arenito na parede da Lagoa Azul (Cuiabá, MT, Brasil). © J. Rodet-2010.



Figura 3.58 - Alvéolos de parede em forma de colmeia de abelhas, formados fora do alcance de correntes de ar na Gruta do Fóssil (Serra de Itaqueri, SP, Brasil). © J. Rodet-2010.



Figura 3.59 - Alvéolos de abóbada em conduto paragenético na Gruta das Petites Dales (Normandia, França). O preenchimento acompanha a formação dos alvéolos. © J. Rodet-2013.

scallops [Field, 2002]. Duas hipóteses explicam sua gênese, podendo atuar isoladamente ou combinadas (Figura 3.63). A primeira sugere que a granulometria grossa dos fragmentos transportados e a ondulação do fluxo rápido estariam na origem da escultura desses cortes semelhantes a golpes de formão. Essa abrasão física forma cortes semelhantes a de instrumentos líticos da arqueologia e podem marcar o piso das galerias (Figura 3.62) e, mais comumente, as paredes (Figura 3.63 & Figura 3.65) e a abóbada (Figura 3.64). Apresentam orientação definida, com um bulbo profundo a montante, onde ocorre o choque, e uma lâmina afinada a jusante, seguindo a sequência de remoção de material.

A velocidade do fluxo de água para a formação de *scallops* é incompatível com a sedimentação de granulometria fina; assim, os preenchimentos que possam ser observados ou são residuais, ou resultantes da queda súbita da velocidade do fluxo, como ao final da enchente, por exemplo. A segunda hipótese baseia-se nos trabalhos de Curl [1966, 1974, *in* Lismonde & Lagmani, 1987]. Lismonde e Lagmani confirmam as conclusões daquele autor e observam que as ondas de erosão se formam em águas quimicamente não saturadas, as quais mantêm certa abrasividade em relação às paredes. O ataque químico máximo ocorre a jusante da rugosidade inicial, provocando o aprofundamento gradual da parede, oblíquo e em velocidade constante. Entre duas cristas de dois *scallops*, é estabelecida uma corrente de recirculação que molda a depressão. O tamanho das ondas de erosão indica a velocidade do fluxo (Figura 3.64 & Figura 3.65). O fluxo deve, portanto, ser rápido, mas não necessariamente torrencial.

3.3.1.2 Anastomoses

As anastomoses sempre se relacionam a fluxos instáveis e de baixa dinâmica hídrica, muitas vezes associados à origem de novas drenagens. No geral, apresentam pequenas dimensões (Figura 3.66), não acessíveis; portanto, só podendo ser observados em condições específicas (Figura 3.67), seja no topo dos condutos preenchidos com sedimentos posteriormente removidos, seja entre dois estratos rochosos, quando um deles é desobstruído (Figura 3.68). À medida que o crescimento das anastomoses evolui, surgem padrões de lapiás de abóbada ou de parede (Figura 3.69).

3.3.1.3 Lapiás de parede e de abóbada

Os lapiás de parede e de abóbada resultam, classicamente, da ação de fluxos anastomosados, divergentes, que se cruzam aleatoriamente entre a parede e o preenchimento (Figura 3.67). O surgimento dessas formas requer a presença de um preenchimento sedimentar úmido, que geralmente acompanha o avanço da frente das incisões (Figura 3.69). Como resultado, as circulações permanecem no domínio paragenético, caracterizando atividade secundária, enquanto a maior parte do conduto é fossilizada.



Figura 3.60 - Alvéolos de dissolução nos granitos de Calvi (Córsega, França), mostrando certa continuidade hidrológica. © J. Rodet-2004.



Figura 3.61 - Tafoni nos granitos de Speluncatu (Córsega, França), com presença de pequenos drenos, comunicando diversos alvéolos. © J. Rodet-2004.



Figura 3.62 - Scallops - concavidades semelhantes a golpes de formão no piso de uma cavidade, atravessada temporariamente por enxurradas. Observar a ausência de depósitos e a assimetria das formas. Caverna de Pré-Rouge (Savoie, França). © J. Rodet-2007.



Figura 3.63 - Scallops em parede da Caverna Postojnska Jama (Postojna, Eslovênia). © J. Rodet-2017.



Figura 3.64 - Scallops no teto de um conduto no Maciço da Escrivânia (Prudente de Moraes, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.

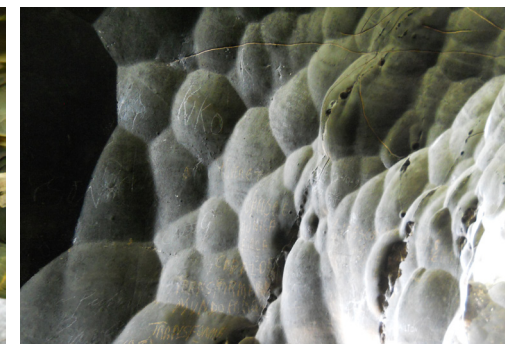


Figura 3.65 - Scallops nas paredes de um conduto no Maciço da Escrivânia (Prudente de Moraes, MG, Brasil), ilustrando um episódio de fluxos rápidos de dinâmica singenética. © J. Rodet-2011.

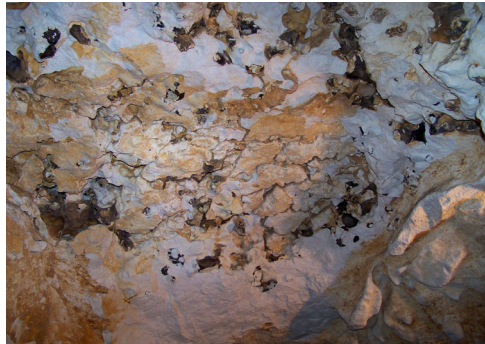


Figura 3.66 - Anastomoses entre estratos em abóbada na Caverna das Petites Dales (Normandia, França). © J. Rodet-2012.

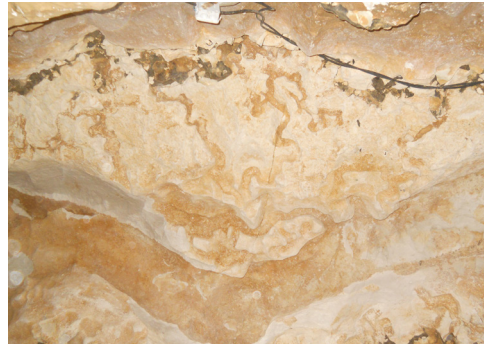


Figura 3.67 - Anastomoses acompanhando um canal de teto na Caverna das Petites Dales (Normandia, França). © J. Rodet-2012.



Figura 3.68 - Anastomoses de parede numa gruta de Nullarbor Plain (Austrália Ocidental). © J. Rodet-1980.



Figura 3.69 - Lapiás de parede com preenchimento sedimentar na Caverna das Petites Dales (Normandia, França). © J. Rodet-2013.

Alternativamente, a galeria pode ser atravessada por um fluxo vadoso, contido entre os depósitos sedimentares e as paredes que recobrem, atuando como uma proteção (Figura 3.70 & Figura 3.71). Neste caso, não há relação entre o fluxo vadoso no conduto e o desenvolvimento dos lapiás de parede. Na maior parte das vezes, a evolução ocorre por alteração química, com o preenchimento atuando como uma esponja/compressa úmida, sendo que o espaço deixado pela retração do preenchimento durante episódios secos define os eixos de progressão dos pequenos fluxos isolados (Figura 3.72 & Figura 3.73).

3.3.1.4 Canal de teto

Um canal de teto é uma feição muitas vezes espetacular, com forte significado morfogenético (Figura 3.74). Diz respeito a entalhes no teto, de largura reduzida em comparação com a da galeria em que se inserem. Em geral, o canal de teto é mais recente

que a galeria basal. Talvez seja retilíneo, mas geralmente tem um curso mais sinuoso que o da galeria, ou seja, mais largo que profundo ou o oposto. Embora por vezes de seção reduzida, pode ser localmente amplo. Um canal de teto demonstra uma complexa evolução da galeria e quase sempre acompanha uma evolução paragenética (Figura 3.75). Seu desenvolvimento marca uma reativação da galeria basal: após a interrupção de sua drenagem por preenchimento, a galeria retoma seu fluxo aproveitando a porção superior desobstruída em forma de meia-lua pela secagem do preenchimento (Figura 3.76). Quando a desobstrução dessa porção é parcial, a retomada da drenagem pode formar canais menores (anastomoses)



Figura 3.70 - Pingente de um lapiás de teto com preenchimento removido na Caverna Škocjanske Jama (Eslovênia). © J. Rodet-2017.



Figura 3.71 - Pingentes de teto, ilustrando a transição de anastomose a lapiás nos itabiritos (minério de ferro) da Gruta da Piedade (Caeté, MG, Brasil) para ser comparado com o exemplo de Škocjanske Jama. © J. Rodet-2011.



Figura 3.72 - Anastomoses desenvolvidas sobre um preenchimento sedimentar mostram uma evolução polifásica a partir de uma drenagem anastomosada (Lapa do Baú, Pedro Leopoldo, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.



Figura 3.73 - Concentração de anastomoses em eixos preferenciais (Lapa da Macumba, Lagoa Santa, MG, Brasil). Essa concentração continuada gerou um único eixo de drenagem, escavando, em um preenchimento sedimentar concomitante, um canal de teto. Desde então, a introdução de sedimento foi eliminada, mas um paleopiso de calcita testemunha a evolução desse processo (Figura 3.81). © J. Rodet-2011.

que, com o tempo, evoluem para lapiás de teto e eventualmente se concentram em um canal de teto (Figura 3.77).

Em raros casos, num contexto excepcional, o canal pode ser mais antigo que a galeria basal e resultado de uma dinâmica singenética. Nessas situações, um fluxo, ao aumentar de forma rápida, provoca a abertura lateral da parte basal do conduto, por exemplo na circunstância de uma captura de um tributário.

3.3.1.5 Piso de calcita

Os pisos de calcita são um elemento importante para compreender a evolução de um conduto subterrâneo (Figura 3.78). A deposição de calcita decorre do gotejamento a partir



Figura 3.74 - Canal de teto que ilustra uma antiga fase de evolução paragenética em uma caverna que, desde então, foi esvaziada de sedimentos pela erosão singenética (Peruaçu, MG, Brasil). © I. Mascarenhas Oliveira-2007.



Figura 3.75 - Canal de teto ilustrando uma antiga fase de evolução paragenética na Lapa da Macumba, limpa por fases singenéticas (Lagoa Santa, MG, Brasil). © J. Rodet-2017.



Figura 3.76 - Canal de teto com seu enchimento sedimentar suspenso na Gruta da Passagem (Jequitaiá, MG, Brasil). © J. Rodet-2009.



Figura 3.77 - Canal de teto coberto com desenhos e pinturas, atribuídos aos paleoindígenas, pioneiros na ocupação humana da América do Sul, na Caverna Lapa do Sol (Jequitaiá, MG, Brasil). © J. Rodet-2009.

do teto, como na formação de estalagmites, ou por fluxo laminar ou turbulento, que pouco a pouco forma um tapete no piso rochoso ou sedimentar da galeria. Esta segunda condição ocorre na ausência de hidrodinâmica, ou seja, na ausência de fluxo d'água capaz de perturbar a cristalização na superfície do piso, e pode ser considerada como uma fossilização daquela superfície.

Na situação de um piso calcário regular, pressupõe-se fluxo laminar que precipite a calcita transportada em solução. Essa deposição decorre do reequilíbrio da pressão de CO₂ entre água e atmosfera, o que explica sua formação mesmo com hidrodinâmica relativamente rápida, como em cascatas que oxigenam o fluxo. Consequentemente, os pisos de calcita podem ser observados em superfícies lisas e horizontais (Figura 3.80), mas também em pisos irregulares (Figura 3.81), incluindo saliências, como observado em Han-sur-Lesse, na Bélgica (Figura 3.78). A cobertura por calcita de um mastro de escalada, instalado, nos anos 1950, na pequena cascata de 8 m de altura do rio subterrâneo de Coufin (Vercors, França), é um exemplo surpreendente dessa cristalização [Delannoy & Lismonde, 1981: p. 63]. Ressalta-se que, em litologias não carbonáticas, é possível perceber pisos semelhantes que não sejam de calcita, como nos itabiritos de Minas Gerais (Figura 3.79) [Pereira *et al.*, 2012, 2013].

3.3.2 Formas testemunho

As formas testemunho são elementos morfológicos residuais que ilustram estados de evolução atuais ou passados dos sistemas cársticos. São, portanto, elementos pretéritos das cavernas, que contribuem para a compreensão de sua evolução e para a elaboração de sua cronologia relativa, aspecto essencial no caso de estudos envolvendo datação (Figura 3.80). Obviamente, grande parte das formas é associada à dinâmica atual ou anterior à fase fóssil. Logo, importa identificar formas antigas, ou seja, aquelas que não podem ser atribuídas à última fase morfodinâmica (Figura 3.81), mas sim à anterior, sendo este o domínio das paleoformas.



Figura 3.78 - Piso de calcita suspenso, sustentando um grande número de estalagmites e colunas de calcita, na caverna de Han-sur-Lesse (Ardennes, Bélgica). © J. Rodet-2004.



Figura 3.79 - Piso em óxido de ferro da Gruta da Macumba, Serra da Piedade (Caeté, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.



Figura 3.80 - Paleonível sedimentar sub-horizontal endurecido, suspenso acima de galeria esvaziada de seu preenchimento por uma nova circulação cárstica na gruta nº 1 da Limeira (Prudente de Moraes, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.



Figura 3.81 - Paleopiso inclinado de calcita, suspenso após remoção do preenchimento que o suportava, Lapa da Macumba (Lagoa Santa, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.

3.3.2.1 Paleoparede

As paredes observadas nos condutos representam, por vezes, vestígios de fases evolutivas passadas, fortemente modificadas pela evolução subsequente da galeria. Particularmente, as alterações de paredes são capazes de fornecer informações relevantes sobre processos pretéritos [Zupan Hajna, 2003], como no caso de uma crosta testemunho da antiga parede (Figura 3.82 & Figura 3.86). Em outros exemplos, inundações prolongadas podem deixar alvéolos de alteração na parede, os quais, após rápida emersão, são suscetíveis de ficar marcados com incisões verticais, atribuídas ao efeito da drenagem na porosidade da rocha encaixante (Figura 3.83). Águas geoquimicamente agressivas podem gerar morfologias peculiares, com grande número de alvéolos (Figura 3.84). Há ainda situações em que a exposição da estrutura interna de concreção formada sobre a parede demonstra a eliminação da parede original, muitas vezes desenvolvida por preenchimento detrítico (Figura 3.85 & Figura 3.87) [Rodet *et al.*, 2015].

3.3.2.2 Paleopiso

Os paleopisos são de grande relevância em estudos da gênese do carste nas cavernas. Trata-se de pisos suspensos sobre um vazio criado por fluxos d'água mais recentes que removeram a estrutura de suporte (Figura 3.88). Paleopisos mostram uma fase de semifossilização do conduto, já que os sedimentos não mais transitam por ele, tampouco são depositados ou removidos. O paleopiso tanto fossiliza o depósito quanto a forma sobre a qual se concebeu. A superfície rochosa não é necessariamente horizontal, podendo ser



Figura 3.82 - Crosta descolada da parede na qual se apoiava, comprovando a atualidade da alteração das paredes nos condutos da Gruta do Salitre (Diamantina, MG, Brasil). © I. Mascarenhas Oliveira-2011.



Figura 3.83 - Entalhes penetrando alvéolos em uma parede subitamente exposta, após um longo período submersa no freático (Normandia, França). © J. Rodet-2013.



Figura 3.84 - Alvéolos de corrosão gerados por águas particularmente agressivas, resultando em uma morfologia muito irregular em rocha carbonática, no Curral de Pedras I (Jequitaiá, MG, Brasil). © J. Rodet-2009.



Figura 3.85 - Visão interna de um espeleotema desenvolvido originalmente sobre uma parede de preenchimento sedimentar, demonstrando que esse preenchimento foi eliminado depois da formação do espeleotema (Peruaçu, MG, Brasil). © J. Rodet-2007.



Figura 3.86 - Paleoteto em processo de destruição, demonstrando que a alteração continua ativa no interior da galeria (Serra de Itaqueri, SP, Brasil). © J. Rodet-2017.



Figura 3.87 - Crosta no arenito em processo de destruição, testemunho de uma alteração generalizada no teto e nas paredes da cavidade (Serra de Itaqueri, SP, Brasil). © J. Rodet-2017.

inclinada e sobretudo apresentar morfologia irregular, com buracos e saliências da última fase evolutiva antes da fossilização. Outro aspecto importante dos paleopisos é que eles não são necessariamente constituídos de calcita. Em várias cavidades da Serra da Piedade, a leste de Belo Horizonte (MG, Brasil), observa-se presença de pisos suspensos (Figura 3.89), formados por óxido de ferro. Essas cavidades se desenvolvem, geralmente, na interface entre os depósitos estratificados e dobrados de itabirito e a canga, cobertura detrítica cimentada por óxido de ferro dissolvido e reprecipitado. A formação desses pisos confirma o potencial de solubilização do material.

Outro elemento relativo aos paleopisos é a informação que o exame de sua superfície inferior pode revelar. Muitos pisos calcários se assentaram sobre depósitos de argila, ilustrando uma fase de decantação precedente à de precipitação. Essa superfície pode passar por uma fase de secagem, resultando na formação de gretas de contração, isto é, poliedros limitados pelas fissuras de contração (Figura 3.90). Durante sua colocação, o depósito de calcita preenche essas fendas antes de cobrir o depósito sedimentar. Quando um fluxo limpa o conjunto sedimentar, o molde do poliedro e as fissuras aparecem (Figura 3.91).

3.3.2.3 Paleodinâmica

É comum observar nos condutos formas testemunho que registram dinâmicas distintas daquelas expressas atualmente na galeria. Renault [1967-1969, 1970] mostrou a importância desses elementos vestigiais. Por exemplo, os depósitos residuais preservados nas altas bancadas de condutos em forma de buraco de fechadura permitiram desenvolver a teoria das dinâmicas paragenética e singenética. Tais variações hidrodinâmicas são responsáveis por depósitos sedimentares testemunho, seja suspensos em paredes (Figura 3.92), seja alterados e litificados em condutos (Figura 3.93).



Figura 3.88 - Dois paleopisos de calcita, dissociados de seu preenchimento-suporte original, em uma galeria cortada pela topografia de superfície, na Lapa do Baú (Pedro Leopoldo, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.

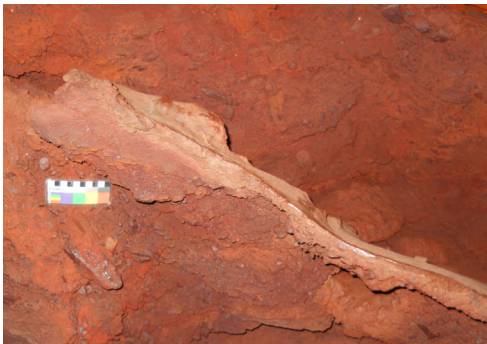


Figura 3.89 - Paleopiso de óxido de ferro suspenso, acima do preenchimento de uma caverna da Serra da Piedade (Caeté, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.

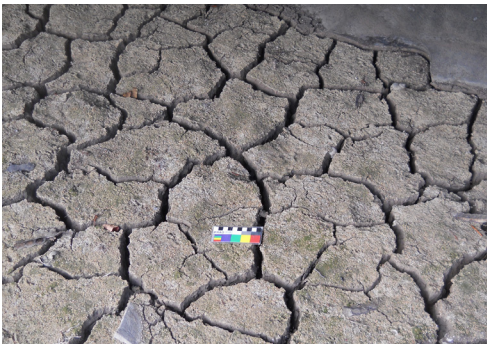


Figura 3.90 - Depósito de argila com gretas de contração, destacando uma fase de preenchimento sedimentar no polje de Lagoinha (Jequitaiá, MG, Brasil), responsável pela morfologia da parte inferior do piso de calcita. © J. Rodet-2011.



Figura 3.91 - Inclusões calcíticas nas gretas de contração geradas quando da secagem de sedimento argiloso, o qual serviu como suporte para a precipitação de calcita que formou um piso. Caverna de Han-sur-Lesse (Bélgica). © J. Rodet-2004.



Figura 3.92 - Paleodepósito sedimentar detrítico exposto pela erosão (Peruaçu, MG, Brasil). © I. Mascarenhas Oliveira-2007.



Figura 3.93 - Depósito químico-sedimentar litificado, intensamente alterado, testemunho de uma fase de inundação (Peruaçu, MG, Brasil). © I. Mascarenhas Oliveira-2007.

3.3.2.4 Paleonível de base

O nível de base é um elemento extremamente complexo no ambiente subterrâneo. Graças à impermeabilidade de muitos aquíferos, podem coexistir múltiplos níveis de base (§ 6.5), fósseis ou atuais, com significado restrito ao local. Esse é particularmente o caso dos sifões (§ 6.4.3) posicionados acima do nível de base regional.

Vários elementos testemunham esses antigos níveis de base: concreções calcárias, desobstrução de bancos de sedimentos em condutos, depósitos sedimentares suspensos (Figura 3.94) e marcas dos antigos níveis de inundação nas paredes, quer na rocha, quer no material do preenchimento (Figura 3.95).

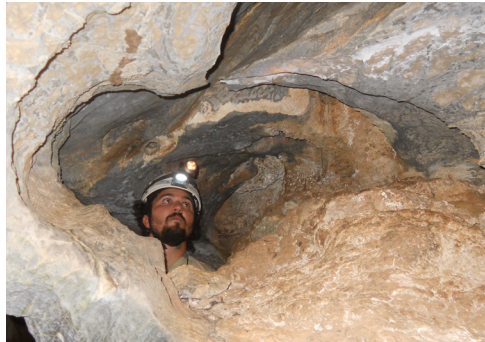


Figura 3.94 - Desconexão do conduto original, durante episódio de descida abrupta do nível basal, que permaneceu como relíquia com seu estoque sedimentar acima do novo conduto em dinâmica singenética (Jequitaí, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.



Figura 3.95 - Nível cinza-escuro, indicando inundação devido ao funcionamento de um polje, bem como marcando as paredes e o paleopreenchimento em gruta no Morro da Escrivânia (Prudente de Moraes, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.

3.3.2.5 Buraco de fechadura: rebaixamento do nível da base?

O buraco da fechadura é uma morfologia muitas vezes espetacular que caracteriza os condutos subterrâneos, sendo indicador da sua evolução e dinâmica. Considera-se haver duas categorias com evolução contrastante: uma que resulta da descida do nível de base e outra que resulta de um aumento súbito do volume de água. O buraco de fechadura pode ser observado em três situações:

a- buraco de fechadura resultante do rebaixamento do nível da base e aceleração da velocidade do fluxo (Figura 3.96 & Figura 3.97). É o modelo mais clássico e ilustra a passagem da dinâmica paragenética para a dinâmica singenética [Renault, 1967-1969, 1970];

b- buraco de fechadura derivado da perfuração ou coalescência, formado pelo forte aumento do volume de água (Figura 3.98). É um caso menos conhecido, cujo processo foi descrito mais recentemente [Rodet, 1992a];

c- buraco de fechadura que resulta da interseção de um conduto fóssil superior pelo surgimento de um conduto inferior (Figura 3.99): é uma variação do modelo de origem por rebaixamento do nível do fluxo.

3.4 ORGANIZAÇÃO DAS GALERIAS

O sistema cárstico, inserido na rocha, pode ser comparado por analogia a um ser vivo: um ambiente que nasce, desenvolve-se, amadurece e depois desaparece. É possível, assim, assinalar tal evolução por pontos de referência, etapas que marcam a evolução do sistema. Embora seja um pouco rígida ou esquemática, como em qualquer tipologia, essa abordagem facilita a compreensão do fenômeno e a sua análise.



Figura 3.96 - Pequeno entalhe basal singenético em um conduto paragenético, desenvolvido sobre a estratificação na Lapa do Sol (Jequitaí, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.



Figura 3.97 - Índice de rebaixamento do nível de base confirmado pelo buraco de fechadura da Entocada no carste do Curral de Pedras I (Jequitaí, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.



Figura 3.98 - Buraco de fechadura formado por ascenso, resultante de uma trepanação que aumentou o fluxo d'água e, portanto, a seção de uma galeria paragenética nas Petites Dales (Normandia, França). © J. Rodet-2014.



Figura 3.99 - Galeria seccionada pelo relevo, mostrando um espetacular buraco de fechadura, com cerca de 10 m de altura. A incisão basal testemunha uma descida repentina e rápida do nível de base (Prudente de Moraes, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.

3.4.1 Redes espongiiformes e cenotes

A primeira etapa evolutiva é o ponto inicial, sendo este o alvéolo de alteração (Figura 3.100). A combinação, por coalescência, de vários desses alvéolos próximos leva a uma estrutura semelhante a uma esponja, de alvéolos interligados, mas ainda sem organização ou orientação de drenagem – segunda etapa (Figura 3.101). Geralmente, essas formas iniciais são apagadas pela evolução hidrodinâmica do sistema. Entretanto, em redes com dinâmica paragenética, escavando-se a base dos condutos, o que requer um trabalho de desobstrução substancial, é possível encontrar evidências dessas fases iniciais. Essa é a descoberta realizada pelo presente autor na Caverna das Petites Dales [Rodet *et al.*, 2016a].

Um exemplo dessa etapa é o cenote, fenômeno observado em superfícies carbonáticas de baixa a muito baixa altitude, geralmente próximas ao mar, e cuja proximidade influencia sua inundação, o afogamento; portanto, determina a funcionalidade do cenote. Atribui-se o desenvolvimento de certos condutos à haloclina, sendo essa a zona de contato entre água doce continental e água salgada marinha [J. James, 1992; Ch. Thomas, 2010]. A América Central é a região mais famosa por seus cenotes, especialmente o Yucatan [Heraud-Piña, 1995, 1996], além das ilhas caribenhas e da Flórida (EUA).

Um cenote é uma cavidade com aspecto esponjiforme, com organização mais ou menos esférica (Figura 3.102), aberta em um meio bastante poroso (calcarenitos, corais, etc.). Seu acesso ocorre normalmente através de seu ápice intersectado pela topografia da superfície. Geralmente o cenote é parcialmente inundado pelo lençol freático, mas o nível de inundação pode variar bastante de acordo com as marés (proximidade do mar) ou com as chuvas (estação chuvosa). Em períodos secos, cenotes podem ficar completamente expostos (Figura 3.103). Alguns historiadores atribuem a queda da cidade Maia de Chichén Itzá, cuja subsistência dependia dos cenotes, a um longo período de seca. Existem cenotes de várias dimensões, que vão desde células ou alvéolos únicos, de diâmetro métrico, até a coalescência de numerosas células (Figura 3.104), que podem ser exploradas ao longo de centenas de metros.

3.4.2 Rede de anastomoses

A coalescência dos alvéolos pode levar à introdução de continuidades hidráulicas em pequenos condutos, sem organização clara, que se cruzam formando um tipo de labirinto (Figura 3.103). Tal configuração é denominada “anastomoses” (Figura 3.105). A direção do fluxo nem sempre é óbvia e, portanto, pode ser difícil indicar o que está a montante e/ou a jusante (Figura 3.104). Jennings [1985: p. 141] atribui às anastomoses o início do desenvolvimento das cavernas (Figura 3.105 & Figura 3.106). Esse emaranhado não é humanamente penetrável, salvo raríssimas exceções.



Figura 3.100 - Alvéolo isolado original, ilustrando o primeiro vazio cárstico que pode originar uma futura caverna. © J. Rodet-2016.



Figura 3.101 - Alvéolos conectados, sem continuidade a jusante, encontrados na base de uma galeria paragenética na Caverna das Petites Dales (Normandia, França). © J. Rodet-2016.

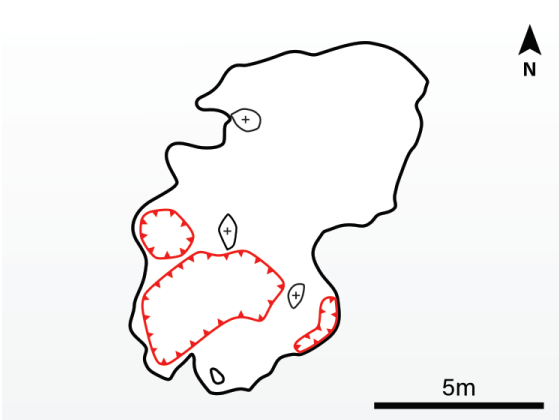


Figura 3.102 - Topografia do cenote do Mancenillier (Guadalupe, Pequenas Antilhas). Círculos vermelhos: aberturas à superfície; círculo preto fino com cruz: chaminé em equilíbrio no teto. © J. Rodet-2011.



Figura 3.103 - Morfologia alveolar das paredes da Caverna de Rousseau (Guadalupe, Antilhas Francesas). © J. Rodet-2011.



Figura 3.104 - Junção por coalescência de um grande alvéolo a outro, no cenote das Tortues (Guadalupe, Antilhas Francesas). © J. Rodet-2011.



Figura 3.105 - Anastomoses interestratais mostrando o estágio das anastomoses no estabelecimento do sistema cárstico. Arenito da Chapada dos Guimarães (Cuiabá, MT, Brasil). © J. Rodet-2010.

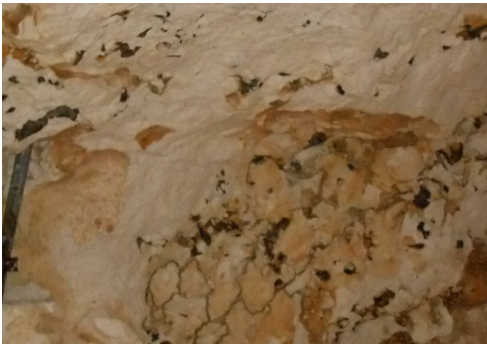


Figura 3.106 - Anastomoses interestratais formadas no teto de conduto no calcário poroso da Gruta das Petites Dales (Normandia, França). © J. Rodet-2012.

3.4.3 Labirinto

O labirinto é um tipo de organização de galerias semelhante às anastomoses, mas em escala humanamente penetrável (Figura 3.107, Figura 3.108 & Figura 3.109). Alguns autores tentaram classificar as diferentes organizações em labirinto de acordo com uma tipologia [Palmer, 2007: p. 146-147, *in* Klimchouk *et al.*, 2000: p. 77-90, *in* White & Culver, 2012: p. 601-603; Palmer & Audra *in* Gunn, 2004: p. 573-575], considerando, em particular, o impacto tectônico, que varia de acordo com as características petrográficas das rochas hospedeiras. Alguns labirintos são fortemente subordinados à estruturação tectônica da rocha de inserção, gerando o que aqui se denomina redes “em malha” (Figura 3.110), ou seja, redes nas quais é observada certa frequência de direções e cruzamentos [Rodet, 1996]. Já outros labirintos, formados em associação a outros fatores condicionantes, como redes espongiiformes (Figura 3.102, Figura 3.103 & Figura 3.104) e em anastomoses (Figura 3.106, Figura 3.107 & Figura 3.109), raramente estão instalados segundo a rede tectônica.

O Brasil apresenta excelentes exemplos de redes labirínticas, tais como a Toca da Boa Vista e a Toca da Barriguda (Campo Formoso, BA), respectivamente com 111 km e 33 km de condutos conhecidos e topograficamente pesquisados [Wikipedia, 2018; Rubbioli *et al.*, 2019]. Em uma escala completamente diferente, o labirinto do Curral de Pedras I (Jequiá, MG), orientado pela estruturação tectônica, tem algumas centenas de metros de dutos passíveis de visita (Figura 3.107, Figura 3.108 & Figura 3.109) [Gonçalves, 2013]. A organização em redes de galerias está frequentemente associada a drenagens pouco evoluídas, com baixo gradiente hidráulico. Portanto, não é surpreendente observá-lo em ambientes do tipo polje (Figura 3.108) [Auler, 1995] ou de primocarse (Figura 3.110) [Rodet, 1996]. Além do aspecto labiríntico, essas redes muitas vezes apresentam formas sobrepostas, que representam registros associados a diferentes fases evolutivas.



Figura 3.107 - Reservatório subterrâneo tipo labirinto associado a um polje (Jequitaí, MG, Brasil).
© L. Willems-2009.



Figura 3.109 - Rede labiríntica do Curral de Pedras I (Jequitaí, MG, Brasil), na qual a organização da drenagem é pouco elaborada. © J. Rodet-2011.

Figura 3.108 - Labirinto subterrâneo que acompanha os minipoljes do Curral de Pedras (Jequitaiá, MG, Brasil). Dois eixos de escoamento, em grande parte subcalibrados, foram estabelecidos. O primeiro (1) vai em direção ao vale do Rio Jequitaiá, e depois é capturado por uma nova direção de drenagem (2) orientada para a incisão tributária do Riacho Fundo, destacando a evolução geomorfológica da região [Gonçalves, 2013; Gonçalves *et al.*, 2017].

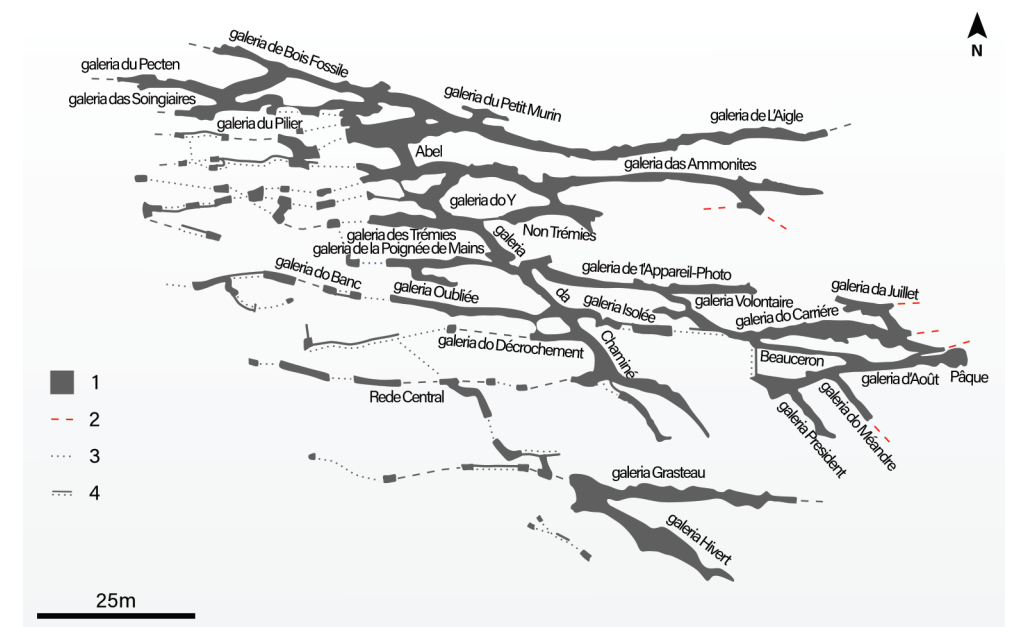


Figura 3.110 - Topografia do labirinto em malhas da Gruta de La Mansonnière (Normandia, França) [Rodet-2007b].

3.4.4 Coalescência e hierarquização

Uma vez estabelecida a drenagem cárstica, os condutos em uma rede labiríntica iniciam uma competição. Na prática, o aumento da área de seção transversal dos condutos leva a junções (coalescências) (Figura 3.111), o que tem importante consequência em termos de fluxo hidrológico e transporte de sedimentos. Importa aqui destacar uma regra mecânica fundamental: qualquer fluxo tem em suas bordas um efeito de atrito, chamado “índice de rugosidade”, atuando especialmente contra as paredes, que retarda o fluxo. Quanto menor o diâmetro do conduto, maior é o impacto desse índice de rugosidade sobre o fluxo. Quando dois fluxos adjacentes coalescem (Figura 3.112), o diâmetro do canal de fluxo aumenta, e o índice de rugosidade diminui.

Como resultado, não somente as vazões se somam, mas principalmente há a redução do índice de rugosidade, o que facilita o escoamento e permite o aumento no fluxo, com consequente desvio de água de outros condutos. Esse desvio de água e, portanto, a diminuição da vazão nos outros condutos faz com que eles percam competência, notadamente para transportar partículas sólidas, que então passam a depositar como sedimento. Tal sedimentação reduz o diâmetro do conduto, elevando assim seu índice de rugosidade, o que, através da transferência de pressão, favorece os condutos com o menor índice de rugosidade, ou seja, aqueles que se fundiram por coalescência (Figura 3.113). Como consequência, os pequenos condutos são progressivamente preenchidos e fechados (Figura 3.114), formando galerias secundárias, enquanto os maiores concentram os fluxos, unindo em poucos condutos maiores, estes denominados “galerias coletoras”, que transportam a maior parte do fluxo. Isso representa a formação de uma hierarquização da hidrodinâmica da drenagem.



Figura 3.113 - Duplo canal de abóbada, mostrando a coalescência de dois condutos paralelos, Gruta Aroe Jari (Cuiabá, MT, Brasil). © J. Rodet- 2010.



Figura 3.114 - Galeria secundária, preenchida e abandonada da rede de drenagem na Gruta Aroe Jari (Cuiabá, MT, Brasil). © J. Rodet- 2010.

3.4.5 Condutos multicoletores em árvore

O mecanismo de concentração dos fluxos em poucas galerias coletoras leva à organização em forma de árvore, sendo os tributários hierarquizados em uma sucessão de confluências. Esses afluentes contribuem para a formação de alguns eixos principais que, progressivamente, se unem para originar um grande conduto com ampla surgência (Figura 3.115).

3.4.6 Condutos monocoletores lineares

Quando o mecanismo se consolida, observa-se o abandono progressivo dos pequenos tributários, seguido da concentração dos eixos principais em uma única galeria coletora (Figura 3.116 & Figura 3.117). De uma rede dendrítica, a rede se torna linear: os antigos tributários são preenchidos (Figura 3.114) e desaparecem na base do coletor, caso este tenha evolução paragenética. Se a evolução for singenética, os tributários tendem a se alojar acima do coletor. A evolução final é a ligação direta entre a entrada d'água no sistema e a surgência, gerando as famosas cavidades-túnel, geralmente de dimensões imponentes e percorridas por um regime fluviocárstico. O Rio Peruaçu é um exemplo perfeito desse modelo [Rodet *et al.*, 2015]. Também se destacam as grutas Kiogo Brado (Figura 3.118) e Aroe Jari na Chapada dos Guimarães (MT, Brasil) (Figura 3.113 & Figura 3.116). Na mesma categoria, citam-se as grandes travessias das cavernas de Terra Ronca (São Domingos, GO, Brasil); ainda que alguns condutos apresentem longas sequências de meandros lineares, esses não são retilíneos [Guyot *et al.*, 1996].



Figura 3.111 - Galeria coletora resultante da coalescência de vários dutos na Lapa do Baú (Pedro Leopoldo, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.



Figura 3.112 - Galeria coletora resultante da coalescência de vários dutos na Caverna de Margot (Mayenne, França). © J. Rodet-2009.

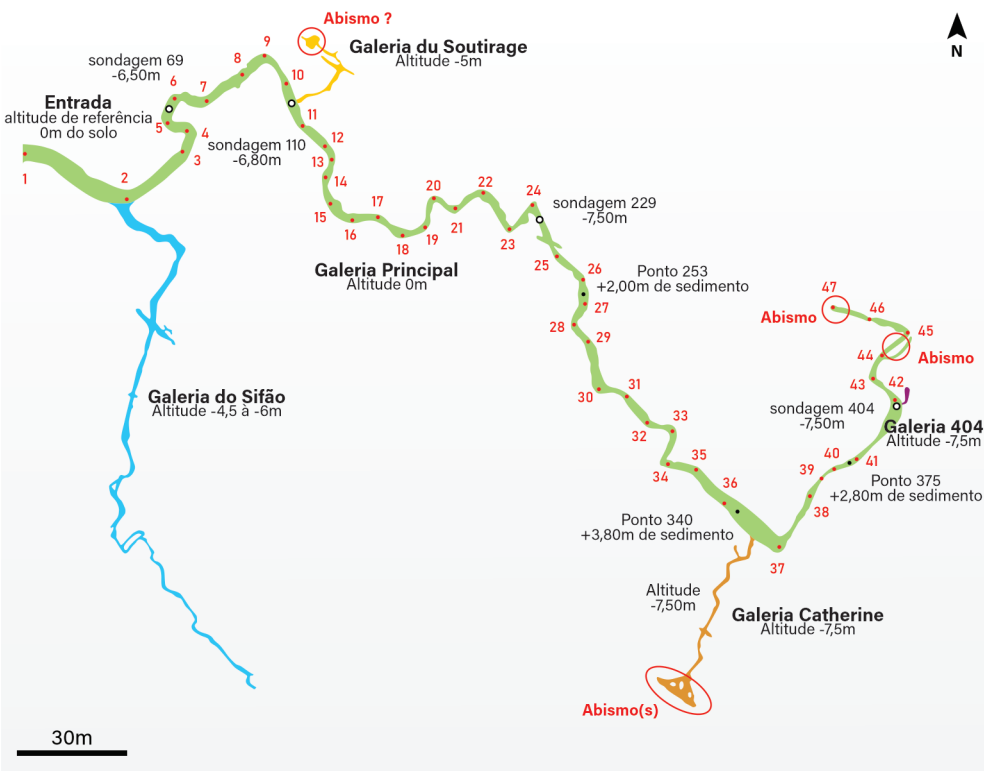


Figura 3.115 - Topografia da rede arborescente da Caverna das Petites Dales (Normandia, França) [Viard in Rodet et al., 2016].



Figura 3.116 - Galeria coletora na Gruta Aroe Jari (Cuiabá, MT, Brasil). © J. Rodet-2010.



Figura 3.117 - Galeria coletora na Gruta Lucas (Rurópolis, PA, Brasil). © L. Zogbi-2020.

3.4.7 Difluência de conduto: modificação do contexto geomorfológico

A difluência, ou ramificação de uma drenagem, sempre indica uma modificação do gradiente hidráulico, isto é, uma mudança de nível de base da vertente que conecta a água dentro do maciço ao seu potencial ponto de restituição na periferia. Uma consequência disso é a alteração topográfica do ponto de restituição, tal como o rebaixamento do ponto de liberação ou, ao contrário, sua elevação, ou mesmo uma captura lateral na qual o fluxo é desviado pelo recuo de uma frente de encosta.

3.4.7.1 Difluência vertical de conduto: modificação do nível de base

A difluência vertical é certamente a mais comum e, portanto, a mais estudada. Basta explorar um conduto com tendência vertical para verificar tal fato: quantas galerias são interrompidas por um poço que se abre no piso? Essa descida da drenagem pode ser explicada pelo rebaixamento do nível de base local ou regional. Na caverna, ela é expressa por um entalhe basal no conduto e, às vezes, também pela duplicação vertical do sumidouro com incisão mais acentuada. Na Gruta Kiogo Brado (Figura 3.118), observa-se uma incisão mais estreita que o conduto, em forma de buraco de fechadura, que se afunila a montante até alcançar a base do conduto principal (Figura 3.119). Em outros casos, o terreno pode ter sua declividade acentuada até se isolar na rocha, formando um novo conduto. O conduto a jusante do original se fossiliza, sendo o fluxo capturado pelo conduto inferior.

Deve-se considerar também a elevação do nível de base. A primeira adaptação a essa mudança é a inundação acompanhada da formação do conjunto de morfologias associadas: alvéolos, sedimentação, cúpulas, domos e mesmo chaminés de equilíbrio no teto. Se a elevação do nível de base for mantida e se estabilizar, um novo conduto pode ser criado a jusante, no topo do ponto de inundação, alimentado pelos domos e pelas chaminés de



Figura 3.118 - Entalhe singenético no piso da Gruta de Kiogo Brado (Cuiabá, MT, Brasil), gerado pelo rebaixamento do nível de base. © J. Rodet-2010.



Figura 3.119 - Entalhe singenético no piso de uma galeria com dinâmica paragenética, criando uma forma em buraco de fechadura (Normandia, França). © J. Rodet-2013.

equilíbrio, que, pouco a pouco, e por erosão regressiva, podem se estender para a montante. A combinação dessas duas variantes verticais leva a um modelo surpreendente, responsável pela espetacular morfologia da rede cárstica no Peruaçu [Rodet *et al.*, 2015].

3.4.7.2 Difluência vertical e lateral: o delta cárstico

O segundo tipo de difluência é de ordem espacial. Observa-se a difluência lateral do conduto de alimentação em direção a uma nova orientação. Dois cenários podem ocorrer: (1) um sistema vizinho amplia suas cabeceiras e captura o fluxo, ou (2) uma mudança na topografia externa encurta a distância entre o fluxo subterrâneo e o exterior, criando outro gradiente hidráulico, mais forte do que o anterior. Naturalmente, esse gradiente mais intenso vai atrair para si o fluxo (Figura 3.120). Comportamento semelhante pode ser observado em bacias de drenagens superficiais.

Finalmente, esses dois tipos de difluência podem se combinar, dependendo da variação do nível de base (no Quaternário, as bacias costeiras têm estado particularmente sensíveis a esse impacto) e da modificação da topografia, especialmente no litoral, onde a linha de costa muda de acordo com variações glacioeustáticas ou tectônicas. O resultado é uma organização tridimensional em difluências, com funcionalidade diacrônica dos condutos. Esse modelo tem sido chamado de “delta cárstico” [Rodet, 1992a; Rodet *et al.*, 2005] e se desenvolve preferencialmente em áreas sob influência costeira durante o Quaternário, como na Normandia, França (§ 8.3).

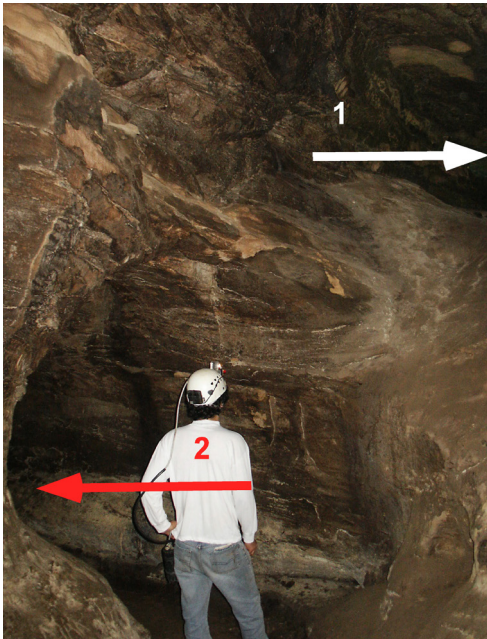


Figura 3.120 - Difluência associada a (2) um rebaixamento do nível da base para a esquerda, suspendendo à direita (1) o conduto inicial em uma caverna em quartzito na Serra do Ibitipoca (MG, Brasil). © J. Rodet-2003.

3.4.8 Vestígio: o paleocarste

Por diversas razões, um conduto pode deixar de ser usado em favor de outro conduto concorrente, o chamado *by-pass*. Como resultado, o primeiro conduto só retoma a atividade durante inundações ou cheias, mas será cada vez menos funcional, até ser completamente abandonado, perdendo assim sua capacidade de adaptação às mudanças do sistema cárstico. Há a possibilidade de essa desconexão ser temporária ou permanente, podendo ainda ser ampliada pela suspensão do conduto acima do nível dos escoamentos (Figura 3.120). Tal processo de perda de funcionalidade é chamado de “fossilização” do conduto. O conduto cessa sua evolução e não tem mais papel ativo na rede. Há inúmeros condutos fossilizados em sistemas subterrâneos, e eles podem ser identificados como critério de maturidade do sistema.

Durante esse tempo, a topografia superficial continua a evoluir e, em determinado momento, o conduto fóssil é interceptado pela erosão, transformando-o em um paleoconduto, cada vez mais isolado pelo arrasamento do maciço (Figura 3.121). O paleoconduto torna-se um elemento isolado, uma forma paleocárstica como estas pontes vestigiais (Prudente de Moraes, MG, Brasil, Figura 2.96) ou os buracos de fechadura em *inselbergs*, como na Lapa do Baú, Brasil (Figura 2.85).

3.5 SÍNTESE

O ambiente subterrâneo natural é o verdadeiro domínio da carstologia. Neste contexto, a maioria dos condutos (mais de 90%) permanecem inacessíveis ao homem em razão de suas pequenas dimensões. Entretanto, a sua relativa complexidade pode ser reduzida a dois conjuntos relacionados com os conceitos de horizontalidade e verticalidade. São nessas formas subterrâneas verticais e horizontais que se imprimem as dinâmicas hidrológicas que ali ocorrem, muitas vezes em sucessão. As formas horizontais estão agrupadas entre galerias e salões. As formas verticais, dependendo do processo de formação, podem ser poços ou abismos (se tiverem sido escavados de cima para baixo) ou chaminés (caso escavadas de baixo para cima).



Figura 3.121 - Conduto vestigial em grande parte interceptado pela topografia superficial (Prudente de Moraes, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.

No interior desses condutos, tetos e paredes apresentam formas que refletem a história da instalação e da evolução desses condutos. O mesmo ocorre na organização da rede subterrânea, cuja tipologia varia de acordo com seu grau de evolução, desde o alvéolo isolado até o coletor único, acompanhando o desenvolvimento teórico da rede subterrânea, que vai de seu nascimento a sua destruição pela topografia de superfície.

Referências

- BARRIQUAND, Lionel (2025). Les grottes, le karst et le temps. *Karstologia-Mémoires*, n° 29: 643 p. [9791097700805]
- CHOPPY, Jacques (2008). *Pourquoi se creusent les grottes?* *Karstologia-Mémoires*, n° 16: 201 p. [978-2-908779-32-5]
- NICOD, Jean (1994). Plateaux karstiques sous couverture en France, d'après des travaux récents. Caractères géomorphologiques et problèmes d'environnement. *Annales de Géographie*, 576: p. 170-194.
- SLABE, Tadej (1995). *Cave rocky relief and its speleogenetical significance*. Zbirka ZRC 10, SAZU, Ljubljana: 128 p. [978-961-6182-03-4]
- VERESS, Márton (2016). *Covered karsts*. Springer Geology: 536 p. [978-94-017-7516-8]





4 Gênese do carste

A gênese do carste é, sem dúvida, a questão mais antiga que os homens levantam quando confrontados com a existência de galerias subterrâneas. Do ponto de vista acadêmico, a pesquisa no carste voltou-se primeiramente pela geomorfologia das paisagens calcárias, com numerosos estudos de geógrafos de superfície, interessados na especificidade do relevo da famosa região do Karst, na Eslovênia-Itália [Shaw, 2006]. Posteriormente, a exploração subterrânea revelou um mundo há muito ignorado, com uma espetacular explosão de conhecimento sendo gerada, no fim do século XX, graças aos espeleólogos físicos [Maire, 1990]. Entretanto, essas duas abordagens, embora complementares, negligenciaram as partes subterrâneas inacessíveis que, segundo os hidrogeólogos, representam a maioria dos vazios subterrâneos [Bakalowicz & Mangin, 1980].

As pesquisas em carstologia, realizadas ao longo de mais de 150 anos (Figura 4.1), possibilitaram avançar na compreensão dos processos, consolidando um paradigma clássico, no qual a água usa as discontinuidades estratigráficas e tectônicas do maciço para abrir seu caminho [Maire & Pomel *in* Gibert *et al.*, 1994: p. 129-155], removendo material insolúvel para o exterior [Llopis-Lladó, 1970; Sweeting, 1973]. Essa abordagem relaciona a evolução da rede com a geoquímica e a hidrodinâmica, combinando seus efeitos [Lehmann, 1932 *in* White, 1988: p. 266; Ford & Cullingford, 1976; Ginet & Decou, 1977]. No entanto, tal

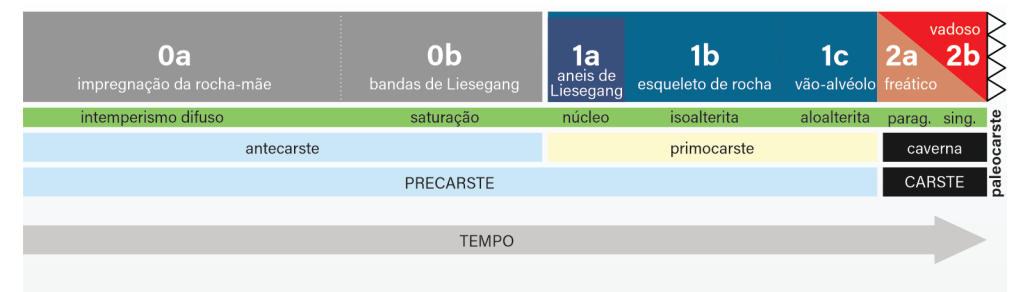


Figura 4.1 - Etapas de preparação, desenvolvimento e destruição do carste [Rodet, 2017]. A fase 0 não é cárstica e diz respeito apenas às etapas de alteração das rochas encaixantes; a etapa 1 ilustra os estágios do primocarste, nos quais são delineados contornos dos futuros condutos; a etapa 2 demonstra estágios do carste hidrodinâmico se sucedendo e se alternando e, por fim, há a etapa do paleocarste, que evolui da desconexão hidrológica para o desgaste intempérico na superfície.

paradigma parece desconsiderar o caminho inicial, aquele que permite que a primeira gota d'água atravesse o maciço sem ser retida, no qual, de acordo com as leis da mecânica, há a necessidade de uma zona a jusante para que um fluido possa escoar [Choppy, 1994]. É, de certa forma, o dogma da “gota inteligente”.

A abertura dos primeiros condutos levanta questionamentos [Choppy, 1991]. *“The pre-karst condition will here be defined as that existing before underground dissolutional channels have ‘broken through’ to the springs”* (“A condição pré-carste será aqui definida como aquela existente antes que os canais de dissolução subterrâneos tenham ‘aberto caminho’ até as nascentes”) [Ford, 2002]. Como identificar, porém, os elementos dessa fase pré-carste? *“The initial width of fissures (e.g. fractures and partings) is perhaps the most uncertain of all field conditions that influence cave inception. By the time a cave is large enough for humans to enter, the evidence has long disappeared”* (“A largura inicial das fissuras, por exemplo, diaclases e fraturas, é talvez a mais incerta de todas as condições de campo que influenciam o início das cavernas. Quando uma caverna é suficientemente grande para permitir a entrada de humanos, essas evidências já desapareceram há muito tempo”) [Palmer, 2002: p. 45].

De fato, desde o trabalho pioneiro do belga G. Cosyns [1907], estudos realizados durante várias décadas, e mais particularmente desde os anos 1990, tanto na Bélgica [Quinif, 1999; Vergari, 1996] como na França [Rodet, 1996, 1997], demonstram muito claramente que, antes desse elo entre o “carste de introdução” e o “carste de restituição” [Rodet, 1981], ocorrem diversas fases de preparação e modificação da rocha encaixante (noção de pré-carste) [Ford & Williams, 1989]. Tais fases, reunidas sob o termo “fantomização” [Quinif, 2010; Dubois *et al.*, 2014], sucedem-se a partir de uma fase “antecarste” [Rodet, 2017], seguida por uma fase de “primocarste” [Rodet, 1996, 1997], antes de constituir o carste e, mais especificamente, as cavidades espeleologicamente exploráveis [Dubois *et al.*, 2014; Rodet, 2014]. *“The time required for chemical breakthrough can be considered the ‘gestation time’ through which an incipient cave must pass in order to allow it to grow into a true cave”* (“O tempo necessário para o avanço químico pode ser considerado o ‘tempo de gestação’ pelo qual uma caverna embrionária deve passar até se tornar uma verdadeira caverna”) [Palmer, 2002: p. 47].

Com o término de sua funcionalidade [Gabrovšek, 2002], o carste torna-se paleocarste [Bosák, 1989; James & Choquette, 1988], antes de ser degradado pela erosão superficial [Bárdossy, 1982].

4.1 PRINCIPAIS PROCESSOS

Antes de falar dos processos, importa ressaltar o óbvio: sem água, não há carstificação. A carstificação é ligada à água em seus diferentes estados: líquido, encontrado por todos os espeleólogos; sólido, como a neve e o gelo; e gasoso, como o vapor das fontes termais associadas ao carste hipogênico. Não se pode esquecer de que a água está presente em todas

as partes, na umidade do ar inclusive, como também através da capilaridade das paredes, vista em todas as cavernas, pois o carste resulta, antes de tudo, da rocha alterada.

Os processos que contribuem para a formação de um carste são simples, pouco numerosos e podem ser agrupados em dois tipos:

- alteração (geo e/ou bio) química por contato mais ou menos duradouro; e
- ataque físico ou mecânico por fricção mais ou menos brutal e mais ou menos prolongado [Dreybrodt, 1988].

A carstificação, que é apenas uma dimensão específica da erosão, é regida por estes dois grupos de processos: alteração geoquímica e concentração hidrodinâmica [Gèze, 1966; Trombe, 1952; Warwick *in* Cullingford, 1962: p. 11-119]. Isso ocorre em todo o mundo e em todas as condições climáticas.

Com exceção dos colapsos, as formas que compõem uma caverna pertencem a uma dessas duas categorias, ou mesmo resultam da combinação dos dois processos, variando em tempo e intensidade [Lowe *in* Klimchouk *et al.*, 2000: p. 30-38; White *in* Klimchouk *et al.*, 2000: p. 39-43]. Disso decorre que a morfologia esculpida por um fluxo lento será equiparável à alteração contra o preenchimento, já que o processo geoquímico é o dominante. Por consequência, em ambos os casos, haverá alteração da rocha encaixante, com o desenvolvimento de uma película, de espessura variável, e de uma alterita, ora mais, ora menos evoluída [Zupan Hajna, 2003].

4.1.1 Processos químicos

É regra básica que, quando entram em contato, dois ambientes quimicamente distintos interagem e trocam componentes, gerando uma modificação ou uma alteração [Muxart & Birot, 1977]. Pelo termo “alteração”, entende-se a mudança do estado inicial de um meio para outro, com características diferentes. As trocas minerais podem penetrar no ambiente circundante (frente de progressão) ou daí serem extraídas (exsudação).

A alteração química dos carbonatos tem sido amplamente estudada e está claramente explicada em quase todos os tratados de carstologia. Entretanto, o intemperismo químico é um processo bastante complexo, que envolve várias reações como hidratação, hidrólise, dissolução, carbonatação e oxirredução (redox), por vezes combinadas [Duarte *et al.*, 2018; Machado, 2019]. Hidratação e hidrólise atuam em conjunto e são particularmente importantes no início das alterações nas rochas siliciclásticas. A hidratação resulta na introdução de água na estrutura mineral, enquanto na hidrólise o hidrogênio substitui os cátions como K, Ca, Mg e Na, presentes na estrutura do mineral [Kämpf *et al.*, 2009], por causa de sua maior eletronegatividade, que gera desequilíbrio eletrônico e mecânico na estrutura cristalina e desestabiliza o mineral. Além disso, a hidroxila (OH) forma um ambiente geoquímico com pH elevado que permanece na superfície dos minerais, o que, segundo Paton [1978], torna a sílica

mais solúvel, promovendo a ruptura de sua estrutura em fragmentos de vários tamanhos. Segundo Brantley [2008], pode-se observar, por tomografias de poços, que núcleos crescem e se cruzam, formando poços de corrosão, nos quais a dissolução se inicia preferencialmente.

Todos os minerais sofrem alteração por dissolução, em escalas de tempo variáveis, sejam eles minerais simples como a halita e a calcita, sejam eles minerais mais resistentes como o quartzo. Eles passam por dissolução direta, cuja taxa de dissolução depende do tipo de mineral, de seu arranjo cristalino e das características da água (pH, pCO_2) e condição redox. A calcita, por exemplo, é pouco solúvel em água pura, mas sua taxa de dissolução aumenta consideravelmente em contato com a água atmosférica. Já os silicatos, óxidos e hidróxidos complexos são dissolvidos durante as fases de destruição progressiva da rede cristalina pela molécula de água, ou seja, pela hidrólise, o que permite a dissolução [Campy & Macaire, 2003].

A alteração gera duas fases: uma dissolvida, que contribui para a mineralização das águas subterrâneas e permite a remoção em solução; e uma fase sólida, que permanece em grande parte no lugar de origem. Desta segunda, a fase sólida, nascem dois tipos de material: o primeiro, sem cimentação sólida entre grãos, é bastante móvel ou mobilizável por um fluxo hidráulico, aéreo ou gravitacional; e o segundo, fixo, com uma estrutura cimentada *in situ*, pode ser enriquecido por contribuições exógenas, como calcretes, silcretes, e mesmo ferricretes [Pomerol & Renard, 1997]. O material modificado ou produzido é chamado “alterita” (do latim *alter* = outro) ou “saprólito” (do grego *sapros* = podre, decomposta) [Campy & Macaire, 2003: p. 119] ou ainda “regolito” (do grego *rhêgos* = cobertura) [Pomerol & Renard, 1997: p. 45].

A rocha, assim que é exposta, está sujeita à erosão e, mais particularmente, ao intemperismo químico. Os processos químicos associados às condições meteóricas dependem da natureza da rocha-mãe, do clima, da heterogeneidade do ambiente [Muxart & Birot, 1977]. Essa alteração pode ser muito profunda e difusa, sendo geralmente invisível, possível de ser verificada em análise petrográfica. Contudo, às vezes, a observação permite identificar essa alteração; isto porque ela penetra na rocha e é expressa pela exsudação. Isso mostra que a rocha “respira” a certa profundidade no interior do maciço. Tal comportamento se manifesta em uma alternância de progradação/exsudação.

Por vezes, a alteração é identificada visualmente por concentrações fora da estratificação de certos minerais coloridos, como ocorre com as bandas de Liesegang, particularmente nos diferentes estágios de oxidação do ferro (amarelo ao vermelho) ou do manganês (preto). Tais concentrações podem responder a movimentos de progradação ou exsudação no maciço.

A alteração também pode ser evidenciada pelo desenvolvimento de crostas de exsudação, geralmente na interface vazio/rocha. Assim, substratos porosos (calcários porosos, arenitos, etc.) estão suscetíveis a desenvolver um endurecimento na rocha encaixante, recobrindo poucos decímetros da parede (Caverna das Petites Dales). Em

ambientes tropicais, é comum observar crostas duras e lisas sobre calcários ou arenitos que os povos originários utilizavam como suporte para pintar ou gravar sua expressão social e/ou espiritual (Figura 4.6). Em alguns casos, tal crosta pode assumir a aparência de tubo menos poroso e mais resistente do que a rocha encaixante, que é possível permanecer após remoção da rocha-matriz (Figura 4.7). Na Europa, os construtores de monumentos (castelos, catedrais, etc.) conhecem há tempos esse depósito de exsudação, denominado *calcin*, que protege as pedras de construção ou de corte do impacto das geadas [Pomerol & Renard, 1997: p. 585].

O terceiro sinal visual de alteração diz respeito às cavernas, famosas por sua decoração de concreções ou espeleotemas [Hill & Forti, 1997], um exemplo notável deste processo: as concreções, especialmente as concreções de calcita, desde estalactites a cortinas, são expressão da exsudação mineral. Somente pisos estalagmíticos podem, por vezes, indicar contribuição exógena, da superfície. Evidencia-se, portanto, que a atividade de alteração da massa carstificada é muito mais importante do que se considerava anteriormente.

A alteração química das rochas encaixantes tem sido amplamente demonstrada, e a pressão parcial de CO_2 e a temperatura desempenham papel fundamental. O CO_2 é frequentemente citado como o agente dissolvente dos minerais por acidificar a água, especialmente dos elementos carbonatados. Como bem explicou Jean Corbel [1957], em seu livro sobre o carste do noroeste europeu, o CO_2 é mais eficaz a 0°C do que a 20°C na dissolução de carbonatos e na formação de cavidades cársticas. Entretanto, essa atividade é reduzida, uma vez que a umidade diminui com a formação de neve e gelo, já que o ar frio retém menos vapor de água.

Em países tropicais, com o aumento da temperatura, a precipitação se eleva, havendo ainda o efeito das monções. Estes elementos (calor + umidade) favorecem o desenvolvimento da vegetação e, portanto, a produção de ácidos húmicos que substituem parcialmente o CO_2 atmosférico na acidificação das águas, levando ao ataque dos diferentes substratos. A vegetação exuberante e sua forte superposição com fenômenos cársticos, inclusive em substratos não carbonáticos, impressionam os visitantes das regiões cársticas tropicais e equatoriais.

Além disso, foi demonstrado que a sílica pode ser dissolvida sob certas condições climáticas, em temperaturas médias anuais iguais ou superiores a 20°C, o que limita sua atividade a regiões quentes (tropicais e equatoriais), ou sob o impacto de um pH igual ou superior a 8,5. Song & Atkinson [1991] aferiram valores de pH acima de 9,5 sob cimenteira na Bacia de Londres. A identificação de sílex com aspecto envernizado mostrou saída de material [Breton *et al.*, 1993] e, assim, alteração em várias cavidades preenchidas no calcário poroso, evidenciando que tais condições de pH não foram excepcionais durante o Pleistoceno ou o Holoceno. Estudando o famoso maciço de arenito de Fontainebleau, Thiry [2023] demonstrou que a redução da temperatura provoca precipitação da sílica durante os períodos frios do Quaternário.

4.1.2 Processos hidrodinâmicos

Os processos hidrodinâmicos se associam a processos químicos que definem e moldam os fenômenos cársticos. Esses processos são regidos por poucas regras físicas universais, a saber:

- 1- Necessidade de área a jusante para receber o fluxo e seus produtos. A ausência dessa área corresponde a uma situação de barragem e, portanto, à ausência de fluxo. Essa é a diferença entre um lago e um rio.
- 2- Necessidade de uma solução de continuidade hidrodinâmica. A exigência de que a água que entra no maciço siga um caminho contínuo até ser devolvida à superfície a jusante, evitando assim uma situação do tipo “represa” ou “de beco sem saída”.
- 3- Necessidade de um gradiente ou pressão que impulse a água a fluir. Uma solução de continuidade sem gradiente e sem entrada de água não gera um movimento de fluxo necessário para criar um impacto hidrodinâmico; é preciso um desnível.

Quando essas condições são atendidas, os processos hidrodinâmicos no sistema cárstico ocorrem mediante dois modos, dependendo da velocidade do fluxo:

- 1- Atrito, que resulta da fricção do fluxo nas paredes (mecânica da borda), sendo o responsável pela calibração (adaptação) do conduto, e pela eliminação de materiais que impeçam o livre fluxo.
- 2- Transporte de elementos sólidos, que depende da velocidade do fluxo. O fluxo deve exceder um limiar para transportar os elementos insolúveis, e esse limiar varia de acordo com a densidade e o tamanho dos materiais introduzidos ou produzidos dentro dos condutos a serem transportados. Dá-se, assim, a estreita relação entre os sedimentos subterrâneos e as variações na hidrodinâmica da drenagem.

A evolução da organização da rede cárstica reflete e acompanha a evolução da drenagem geral do sistema. Por exemplo, uma rede originalmente trançada pode gradualmente se tornar uma rede linear mediante coalescência dos condutos, o que contribui para a concentração da drenagem ao reduzir o índice de rugosidade nos condutos que se unem. Essa evolução favorece a inativação (fossilização) dos condutos secundários, reduzindo o fluxo, o que aumenta o índice de rugosidade e, conseqüentemente, a sedimentação. Isso permite distinguir dinâmicas singenéticas (coletoras) e dinâmicas paragenéticas (tributárias).

Em um maciço, ou relevo que se eleva acima do nível da base, há duas dinâmicas gravitacionais identificáveis:

- (1) a da gravidade terrestre, que atrai para seu núcleo qualquer elemento sujeito a seu campo de força, como uma gota de chuva; e
- (2) a que resulta de uma acumulação e, portanto, de uma sobrecarga hidrológica pontual sobre um nível da base, que gera uma força lateral.

A primeira ilustra o comportamento de um carste introdutório, onde a gota de chuva busca alcançar seu nível de base; a segunda ilustra o comportamento de um carste de restituição, resultante da sobrecarga do aquífero e da busca de seu equilíbrio, sendo o fluxo em direção à periferia decorrente dessa busca. Os meios porosos demonstram muito claramente tal dicotomia e, portanto, a importância da junção entre as duas dinâmicas [Rodet, 1981; Rodet *et al.*, 2009b].

Outro elemento relevante é a existência de uma barreira na superfície do maciço que permita concentrar a água em pontos que possam se tornar sumidouros, ingressando na subsuperfície [Rodet, 1992, 1993; Jaillet, 2005; Brown *et al.*, 2008]. Nos calcários porosos da Bacia de Paris, os sumidouros ou perdas (Figura 4.2) só existem onde o substrato carbonático é encoberto por um manto de alteração ou intemperismo [Rodet *et al.*, 2009a]. Nos quartzitos do Brasil, na ausência de um manto de intemperismo (Figura 4.3), não há fenômenos de perda ou sumidouros [Vasconcelos, 2014]. Essas observações nos permitem inferir que os abismos, que se abrem no meio dos lapiás, são, na maioria das vezes, testemunhos de um período em que a superfície, agora lapiesada, se apresentava encoberta.

Portanto, é fundamental entender que as fases preparatórias para a carstificação, notadamente as diferentes fases da alteração meteórica, podem ser iniciadas a qualquer momento e sobretudo em qualquer local, inclusive por sobreposição em uma rede cárstica, desde que as condições necessárias sejam atendidas.



Figura 4.2 - Perda concentrada em manto de alteração de um substrato carbonático (Normandia, França). © J. Rodet-2003.



Figura 4.3 - Fluxo d'água em lâmina sobre uma superfície de quartzito sem manto de alteração (Diamantina, MG, Brasil). © J. Rodet-2013.

4.2 FASES PRÉ-CARSTE: A PREPARAÇÃO DA ROCHA ENCAIXANTE

A primeira fase que atinge um maciço potencialmente carstificável é a da erosão/dissolução generalizada ou intemperismo; portanto, uma fase não cárstica que incide sobre todo relevo na superfície da terra (Figura 4.4). Essa erosão, embora mais evidente e evoluída na superfície (conceito pedológico), penetra em profundidade variável no maciço sob a forma de alteração geoquímica (Figura 4.5), suportada pela impregnação aquosa [G. Cosyns, 1907; M. Thomas, 1974]. Em maciços sujeitos ao clima tropical, as frentes de alteração podem alcançar mais de cem metros de profundidade [Demangeot, 1999: p. 128; Erhart, 1967: p. 110]. Tais espessuras correspondem a longos períodos de intemperismo [Wirthmann, 1987], mensuráveis em milhões de anos [Delcaillau, 2011].

4.2.1 Intemperismo generalizado

Toda a superfície terrestre está sob o domínio das regras de intemperismo superficial. Este intemperismo cobre ampla gama de processos, desde trocas geoquímicas entre as rochas e os agentes externos até os efeitos do atrito pela água líquida, pelo vento, pelo gelo ou por outros impactos climáticos de natureza mais física. Apesar de sua estabilidade aparente, os maciços em profundidade estão sujeitos aos impactos dos processos geoquímicos, a depender de suas condições de deposição e exposição estrutural. Os três exemplos apresentados aqui (Figura 4.5, Figura 4.6 & Figura 4.7) evidenciam isso muito claramente, enquanto nas porções mais profundas a alteração permanece invisível (Figura 4.4). Tal fato demonstra que as rochas encaixantes podem se tornar suficientemente porosas para que a água nelas penetre sem que sua superfície exposta revele o processo de alteração interna.



Figura 4.4 - Falésia costeira mostrando o manto de intemperismo sub-horizontal sobre o substrato carbonático. Nenhum evento cárstico perturbou a homogeneidade da formação (Normandia, França). © J. Rodet-1983.



Figura 4.5 - A facilidade com que a espátula penetra no quartzito mostra o avançado estado de alteração das paredes de quartzito da Gruta Monte Cristo (Diamantina, MG, Brasil). © J. Rodet-2017.



Figura 4.6 - Formação de crosta por exsudação em parede de caverna em quartzito, demonstrando a mobilização de sais da rocha encaixante e, assim, sua alteração em porção não exposta (Rio Preto, MG, Brasil). © J. Rodet-2003.



Figura 4.7 - Formação de crosta por exsudação em parede de um conduto cárstico em arenito (diâmetro em torno de 0,80 m), demonstrando a mobilização de sais da rocha encaixante e, portanto, sua alteração em profundidade (Kiogo Brado, Cuiabá, MT, Brasil). © J. Rodet-2010.

4.2.2 Bandas de Liesegang

Além da frente geral de alteração intempélica, pode ocorrer uma progressão em uma rocha que parece sã, mas em um padrão muito irregular, tanto espacial quanto temporalmente. Geralmente invisível, essa alteração pode gerar formas visíveis de supersaturação e, portanto, de concentração de frentes, conhecidas como “bandas de Liesegang” (Figura 4.8). Os físicos as descrevem como “frentes de reação-difusão” [Lecoq *et al.*, 2015]. Essas supersaturações evidenciam a progressão do exterior em direção ao centro do maciço, mas às vezes também do centro em direção à periferia. É comum observar as sobreposições, demonstrando a complexidade do fenômeno. Ressalta-se que esses não são processos de carstificação, mas de alteração intempélica geral de uma rocha [Demangeot, 1999: p. 127]; por isso, classificamos tais fenômenos como uma fase muito prolongada de pré-carstificação. Se utilizarmos a classificação anglo-saxônica [Ford & Williams, 1989], essa fase seria a primeira etapa de uma fase pré-cárstica; em outras palavras, a rocha alterada compacta (RA) de Campy & Macaire [2003: p. 128].

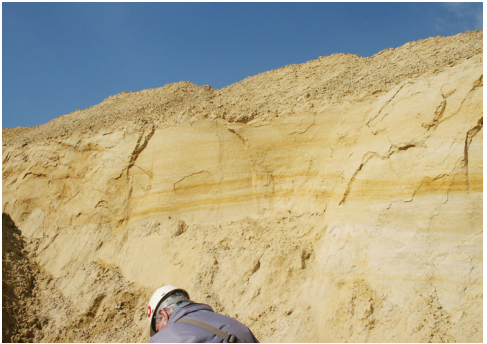


Figura 4.8 - Bandas de Liesegang na massa rochosa da pedreira de Lihx (Bélgica). © J. Rodet-2004.

As bandas de Liesegang são faixas onduladas de várias cores (Figura 4.9), principalmente marrom/laranja e preto em rochas carbonáticas, arenitos, quartzitos, entre outras (Figura 4.10), e mais ou menos paralelas localmente. Sua origem é atribuída à precipitação rítmica de óxidos e hidróxidos de ferro e manganês [Skinner & Fitzpatrick, 1992], de uma água quimicamente saturada nesses metais que circula no interior da rocha encaixante [Lecoq *et al.*, 2015]. Sua análise sugere que tais frentes de precipitação ocorrem em progradação na rocha encaixante, mas também em refluxo, como parecem indicar os exemplos de Rio Preto (Figura 4.6) e Cuiabá (Figura 4.7). Nesses locais, o autor observou a impressão de bandas de Liesegang, notadamente nas cavernas Kiogo Brado e Aroe Jari. O trabalho de inventário na Caverna das Petites Dales (Normandia, França) mostrou a distribuição dessas bandas em toda a rede subterrânea, tanto nas paredes e nas abóbadas como nos preenchimentos de sedimentos (Figura 4.10) que entulhamos condutos [Rodet *et al.*, 2016b].



Figura 4.9 - Formação de bandas de Liesegang no teto arenítico da Gruta do Fazendão (Serra de Itaqueri, SP, Brasil). © J. Rodet-2017.



Figura 4.10 - Redistribuição mineral do tipo "bandas de Liesegang" no preenchimento sedimentar da Caverna das Petites Dales (Normandia, França). © J.-P. Viard-2005.



Figura 4.11 - Grandes núcleos de alteração pontuando a rocha carbonática, interpretados como base potencial para o desenvolvimento futuro de um carste (Montagne Saint-Pierre, Holanda). © J. Rodet-2004.



Figura 4.12 - Esses grandes núcleos de alteração se desenvolvem sob o nível de base hidrológico, o que necessita o bombeamento das águas para permitir a exploração industrial da rocha (Montagne Saint-Pierre, Holanda). © J. Rodet-2004.

A análise das bandas de Liesegang assume particular relevância quando se observa um tipo específico em forma de núcleo ou nódulo (Figura 4.13), concêntrico e que origina de um núcleo em direção à periferia. Essa é a primeira manifestação de um fenômeno isolado, desvinculado da progressão de uma frente generalizada (Figura 4.8). Quando essas frentes de alteração intempérica se distribuem longitudinalmente, somente a exsudação (respiração geoquímica) da rocha encaixante está envolvida. Entretanto, se tal frente emerge em um ponto central com alteração pontual, isso indica uma evolução diferencial da rocha encaixante e, portanto, uma possível carstificação inicial (Figura 4.14).

4.3 FASES PRIMOCÁRSTICAS: A DEFINIÇÃO DE VOLUME OU PRIMOCARSTE, O EMBRIÃO CÁRSTICO

Atualmente, o grande debate sobre a carstificação não mais se concentra na natureza da rocha encaixante, ou seja, se carbonática ou não. Quase todos os substratos sólidos apresentam exemplos indiscutíveis de cavidades de dissolução [Ford & Williams, 2007: p. 4; Jennings, 1985: p. 2-5]. Esse tipo de cavidade é encontrado em rochas carbonáticas [Cvijić, 1960]; nas rochas siliciclásticas [Martini, 2004]; nos arenitos [Thiry, 2007, 2017; Hardt, 2011] e nos quartzitos [Martini, 2000; Corrêa Neto, 2000; Auler, 2012; Auler *et al.*, 2015]; em gnaisses [Willems, 2000]; nos granitos [Armstrong *et al.*, 2013; Palmer, 2007; Twidale & Vidal Romani, 2005]; e mesmo no itabirito, um minério de ferro [Auler *et al.*, 2015; Pereira *et al.*, 2012, 2013; Ruchkys *et al.*, 2015], etc. Trata-se de uma questão de tempo e condições climático/biogeoquímicas para que a dissolução possa ocorrer.

A questão crucial se associa ao processo de concentração da alteração intempérica, a qual permite definir um eixo principal de captura dos fluidos e seu direcionamento para uma saída. Contudo, essa questão tem sido explicada de modo simplista, não demonstrando o processo: a água usa a estrutura da rocha encaixante para ser restituída à superfície, "*simply by release of stress as the overlying rocks are eroded away*" ("simplesmente pela liberação das tensões à medida que as rochas sobrejacentes são erodidas") [Palmer, 2002:45]. Não se observam discussões referentes a "como" o processo ocorre, mas somente admite-se que isso leva tempo. O fato é que tanto uma rocha quase impermeável como o quartzito como um calcário muito poroso só muito raramente apresentam perdas concentradas, mas ambas as litologias podem conter cavidades de dissolução [Rodet, 1992; Corrêa Neto, 2000; Auler *et al.*, 2015; Rubbioli *et al.*, 2019]. Assim, a concentração de água em perdas locais como sumidouros depende de outras condições.

4.3.1 Anéis de Liesegang e núcleos

Algumas frentes de alteração parecem ter origem no interior, no coração do maciço, formando halos chamados "anéis de Liesegang" (Figura 4.13). Sobre tudo, essa é a primeira manifestação de uma evolução concentrada, quando, até então, predominavam bandas

e elementos lineares. Essa atividade concentrada pode ser comparada a uma alteração focalizada, sendo a base do processo de carstificação. Não se observa um embrião de conduto, mas os anéis de Liesegang representam a origem da passagem de uma alteração generalizada para uma alteração concentrada (Figura 4.14). Por essa razão, aqui eles são considerados como uma primeira evidência de um processo potencial de carstificação, sendo assim a transição da fase pré-carste para o primocarste (Figura 4.15 & Figura 4.16).

Os anéis de Liesegang são similares aos núcleos de alteração que se desenvolvem na rocha encaixante, às vezes a várias dezenas de metros abaixo do nível de base regional (Figura 4.11). Esse é o caso dos maciços carbonáticos do Meuse Inferior belga-holandês [Willems & Rodet, 2018]. Tais núcleos de alteração definem volumes onde se concentra a alteração intempérica (Figura 4.12), inicialmente isovolumétrica, ou seja, preservando o volume original da rocha circundante e sendo denominada “isoalterita”. Em uma segunda etapa, o limiar de resistência à fratura mecânica da estrutura da rocha, isto é, sua resistência ao esmagamento sob o próprio peso, pode ser ultrapassado, gerando o estabelecimento de uma alterita então identificada como “aloalterita”. Como resultado, forma-se uma cavidade que permite a concentração da água.

O termo “primocarste” foi definido por Rodet [1996, 1997] no sítio da Mansonnière (Normandia, França), onde mais de dois quilômetros de eixos de alteração, incluindo um quilômetro percorrido por espeleólogos, foram revelados pela primeira vez [Rodet, 2007b]. O primocarste inclui todas as etapas de evolução da futura caverna, desde o primeiro ponto de dissolução (Figura 4.16) até a definição espacial do conduto pronto para ser percorrido por um fluxo concentrado. Foram definidas quatro etapas fundamentais (*a serem descritas a seguir*) que demonstram a evolução desses eixos, antes de serem incluídos em uma possível fase de circulação concentrada de água [Rodet, 2004]. Desde então, muitos outros sítios, às vezes mais extensos, têm sido reconhecidos em todo o mundo. Esses mesmos fenômenos foram recentemente destacados em cavidades quartzíticas (Figura 4.19) na região de Diamantina (MG, Brasil).



Figura 4.15 - Anéis de Liesegang, nucleação de alterações na Gruta Monte Cristo (Diamantina, MG, Brasil). © J. Rodet-2017.

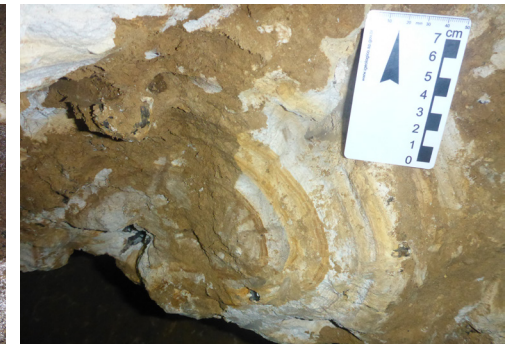


Figura 4.16 - Anel de Liesegang, formado na parede de uma galeria cárstica (Normandia, França). © J. Rodet-2016.

4.3.2 Isoalterita

Aqui é importante destacar as noções complementares de “primocarste” e “esqueleto da rocha”, desenvolvidas pelo autor nos anos 1990 [Rodet, 1996]. O conceito de “esqueleto da rocha” ou “fantasma de rocha” [Vergari, 1998: p. 12] considera a preservação da estrutura original da rocha encaixante, de acordo com Quinif [2010]. Já o conceito de “primocarste” [Rodet, 1996] pressupõe a formação de um futuro eixo de drenagem. Como observa Rodet [2014], trata-se de pelo menos duas etapas sucessivas da mesma evolução. A primeira etapa é a da isoalterita, em que há a preservação do volume original e da estrutura da rocha, do “esqueleto da rocha”, sendo essa uma etapa de alteração que segue a estrutura preservada da rocha-mãe [Campy & Macaire, 2003, p. 128].

O primocarste reúne as fases iniciais da futura rede cárstica (Figura 4.21). Trata-se de uma impregnação localizada da rocha, suficientemente evoluída para se individualizar no maciço, inicialmente como um filão de rocha alterada (Figura 4.17: etapa 1, Figura 4.18 & Figura 4.19), que se alarga localmente no contato com um nível de base (litológico, hidrológico, etc.), sugerindo a formação de um conduto (Figura 4.20: etapa 2), mas ainda preenchido de material inconsolidado (Figura 4.22: etapa 2). É importante notar que, apesar da existência de um eixo estrutural, não há continuidade em seu alargamento, fato esse que depende diretamente do aporte de água a partir da fenda no teto. Dessa forma, se muita água alcança esse ponto, haverá penetração lateral nas paredes, mas, se o volume hídrico for pequeno, o eixo permanecerá como uma fenda. Assim, no local da Caverna da Mansonnière, um eixo de 6 m de largura se reduz a menos de 10 cm em poucos metros. Nenhum fluxo concentrado calibrou o eixo, e tampouco se observam perdas de escoamentos laterais.

A análise geoquímica e o exame da disposição do material inconsolidado demonstram que não se trata de sedimentos, mas sim de fragmentos residuais da alteração intempérica da rocha encaixante. Na etapa de isoalterita, assume-se a aparência de um esqueleto de



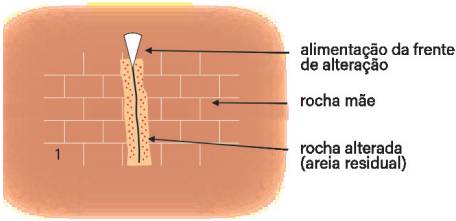
Figura 4.13 - Anéis de Liesegang, evolução na forma de núcleos das alterações nos quartzitos da Gruta Monte Cristo (Diamantina, MG, Brasil). © J. Rodet-2017.



Figura 4.14 - Bandas e anéis de Liesegang nas paredes da Caverna de Azé (Borgonha, França). © J. Rodet-2021.

rocha (ou *ghost-rock*), que, embora mantenha seu volume (Figura 4.22), aumenta muito sua porosidade, evoluindo até a ruptura e fragmentação, e passando a uma aloalterita (etapa 3). Portanto, o primocarste não é um conduto preenchido, mas um eixo, uma galeria “cheia” de resíduos de alteração *in situ* (Figura 4.21). É isso que o diferencia claramente de um conduto ou canalículo cárstico.

Figura 4.17 - O primeiro estágio dos eixos primocársticos: a alteração geoquímica nas estruturas originais da rocha, possivelmente um elemento tectônico. O eixo inicial é materializado por uma sequência mais alterada. A rocha mãe é alterada ao contato com o eixo original e se transforma em isoalterita [Rodet, 2004].



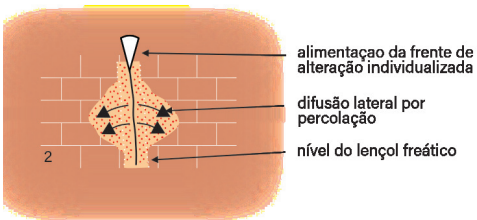
Primeira fase: alteração do eixo (tectônico)



Figura 4.18 - Etapa 1: isoalteritas do primocarste em calcário poroso, no teto da Caverna da Mansonnière (Normandia, França). © J. Rodet-1999.



Figura 4.19 - Etapa 1: isoalteritas do primocarste em quartzitos, no teto de um conduto da Gruta Monte Cristo (Diamantina, MG, Brasil). © J. Rodet-2017.



Segunda fase: alargamento local do eixo (tectonismo)

Figura 4.20 - Segunda etapa dos eixos primocársticos: a alteração geoquímica do eixo original se difunde lateralmente por percolação, devido a um nível de base hidrológico ou litológico [Rodet, 2004].



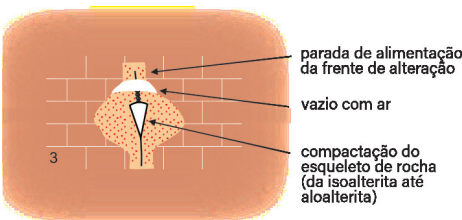
Figura 4.21 - À esquerda, no teto, eixos de isoalterita em uma estrutura tectônica (etapa 1); à frente, eixos de isoalterita (etapa 2), com abertura lateral; à direita, eixo de aloalterita (etapa 3), com seu vazio superior e ampla abertura lateral da estrutura tectônica visível na abóbada. © J. Rodet-1993.



Figura 4.22 - Exemplo da etapa 2, com alargamento lateral do eixo tectônico. Observa-se a estrutura subvertical da isoalterita que acompanha a estrutura tectônica. A abertura do topo é de origem antropogênica (La Mansonnière, França). © J. Rodet-2004.

4.3.3 Aloalterita

A etapa da isoalterita é seguida pela da aloalterita, quando o esqueleto da rocha colapsa sobre si mesmo (Figura 4.23: etapa 3), ao exceder seu limite de resistência mecânica (Figura 4.24 & Figura 4.25), criando um espaço vazio (Figura 4.26 & Figura 4.27) e, assim, dando início à potencial circulação dinâmica (Figura 4.28: etapa 4). Trata-se de uma alterita com a estrutura da rocha-mãe modificada/ASM de Campy & Macaire [2003, p. 128]. É importante fazer a distinção entre uma eventual fase de inundação, resultante da entrada eventual de água da superfície (Figura 4.29, Figura 4.30), e outra da circulação com continuidade hidrodinâmica, associada a uma drenagem a jusante.



Terceira fase: colapso do complexo intemperizado e aeração

Figura 4.23 - Terceira etapa dos eixos primocársticos: o esqueleto de rocha ultrapassa seu limiar de ruptura, a isoalterita se compacta e se torna uma aloalterita, abrindo um espaço aerado no topo. A frente de alteração pode parar de ser funcional [Rodet, 2004].



Figura 4.24 - Seção na aloalterita do primocarste: as etiquetas amarelas indicam as amostras coletadas na Caverna da Mansonnière (Normandia, França). © J. Rodet-2009.



Figura 4.25 - Bloco residual de calcário fortemente alterado, em conjunto de aloalteritas, no primocarste da Mansonnière (Normandia, França). © J. Rodet-2009.

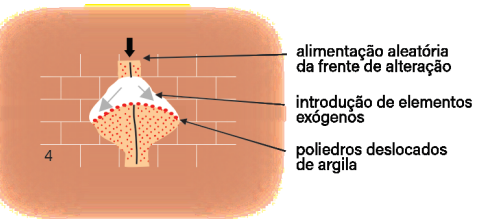


Figura 4.26 - Seção de galeria liberada por colapso da aloalterita, abrindo uma passagem para o fluxo de água concentrada no primocarste da Mansonnière (Normandia, França). © J. Rodet-2001.



Figura 4.27 - Galeria escavada antropicamente, onde foi retirada somente parte do produto relativo à aloalterita. O eixo residual apresenta morfologia similar à dos condutos com dinâmica paragenética. Entretanto, um fluxo concentrado nunca atravessou essa galeria do primocarste da Mansonnière (Normandia, França). © A. Vasconcelos-2013.

Figura 4.28 - Quarta etapa dos eixos primocársticos: nota-se a introdução de um fluxo cárstico, com o aporte de material exógeno, bem como um deslocamento de poliedros argilosos, ressaltando a dinâmica de introdução [Rodet, 2004].



Quarta fase: primeira introdução de uma dinâmica cárstica



Figura 4.29 - A aloalterita colapsada do eixo original acomodou-se firmemente, liberando espaço suficiente para permitir a queda de blocos de parede parcialmente intemperizada. © J. Rodet.



Figura 4.30 - Observa-se que o espaço livre permite a introdução de materiais líquidos e sólidos da superfície e, por vezes, resulta em espaços penetráveis pelo homem (La Mansonnière, França). © J. Rodet-2016.

4.3.4 Alvéolo

Se o material resultante da alteração pontual for completamente solubilizado, o alvéolo que o continha é esvaziado, restando vazio seu volume total (Figura 4.35), quando se trata de alvéolos isolados. No caso das coalescências alveolares (Figura 4.31), essas formarão os eixos de drenagem (Figura 4.32) [Willems, 2000]. Ford & Williams [2007: p. 209] chamam-no de “protocavernas”. Sua exposição ocorre acidentalmente, em particular por ação antrópica (pedreira, engenharia civil, etc.), como em M’Foula (Figura 4.33) [Willems, 2000] ou na Montagne Saint-Pierre (Figura 4.34) [Willems *et al.*, 2007].

A coalescência resulta da conexão com alvéolos vizinhos, que pode evoluir para um contínuo de galerias (Figura 4.32); uma continuidade hidrodinâmica, que gera cavernas a serem exploradas por espeleólogos (Figura 4.36).

Atendidas as condições, desde a conexão entre os alvéolos e os eixos à saída de jusante, pode ocorrer a implementação de um fluxo cárstico e o início da dinâmica do transporte de materiais e da erosão. A Gruta Monte Cristo (Diamantina, MG, Brasil) é um excelente exemplo desse processo em quartzitos (Figura 4.36).



Figura 4.31 - Parede alveolar no primocarste da Mansonnière (Normandia, França). © J. Rodet-2016.



Figura 4.32 - Parede alveolar com coalescência inicial na Gruta Monte Cristo (Diamantina, MG, Brasil). © J. Rodet-2017.



Figura 4.33 - Coalescência de mega-alvéolos vazios nos gnaisses de M'Foula (República dos Camarões). © L. Willems-2000.



Figura 4.34 - Grande alvéolo entrecortado pelas pedreiras da Montagne Saint-Pierre (Baixo Meuse, Bélgica). © J. Rodet-2004.



Figura 4.35 - Alvéolo esvaziado, aberto na parede de um conduto, nos quartzitos da Serra de Ibitipoca (MG, Brasil). © J. Rodet-2003.

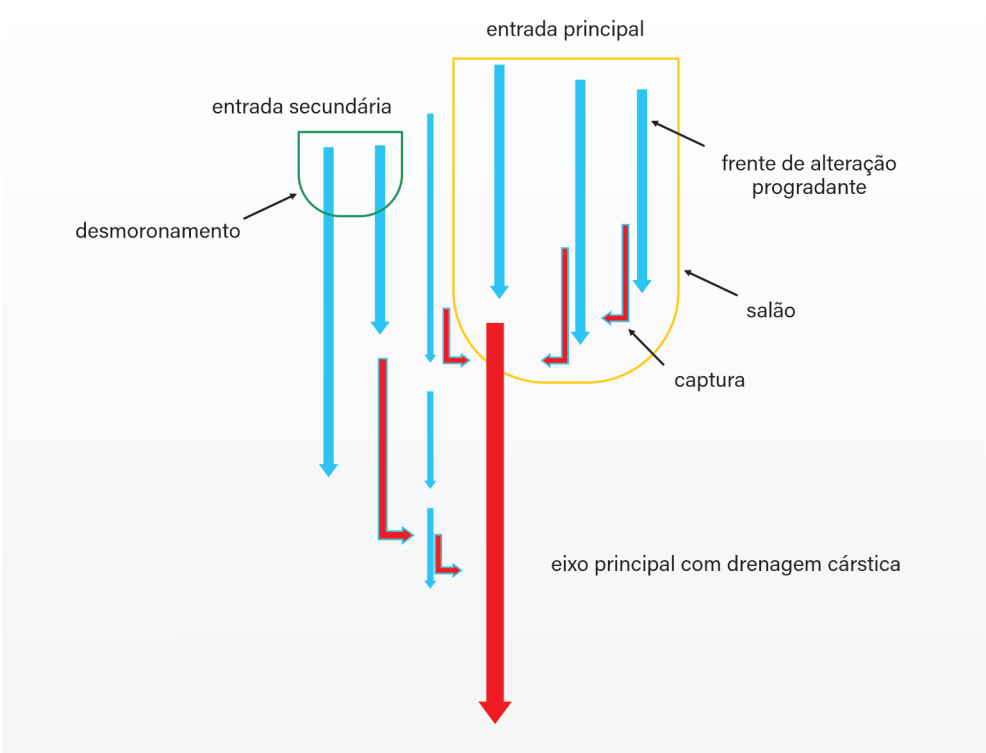


Figura 4.36 - Esquema da evolução da Gruta Monte Cristo (Diamantina, MG, Brasil). 1 - Fase de progradação (mecanismo de perda) ao longo de seis eixos identificados. 2 - Um deles, quase central, faz um avanço significativo até alcançar desnível hidrocarístico. 3 - Esse avanço permite o aprofundamento da circulação cárstica, criando um vale piezométrico e abrindo espaço para a captura dos eixos vizinhos (gradiente hidráulico favorável). Os eixos mais próximos, ao redor da entrada principal, fundem-se por coalescência, mantendo-se suspensos acima do eixo principal e formando um grande salão a partir do amplo portal de entrada. Posteriormente, os condutos da entrada secundária, através de um conjunto de capturas sequenciadas, acabam se unindo ao conduto principal. Tal atraso pode ser atribuído, ao menos parcialmente, à posição topográfica dessa parte da rede, rapidamente desconectada de sua bacia de alimentação, em decorrência da evolução topográfica superficial. Deve-se notar ainda que toda a rede passou por uma fase de preenchimento sedimentar e/ou de alteração profunda, seguida por uma longa fase freática (forte alteração da encaixante de quartzito). Esse preenchimento está atualmente ausente, em grande parte erodido por drenagem, especialmente ao redor do eixo principal.

4.4 FASES CÁRSTICAS: O JOGO HIDRODINÂMICO, DO PROJETO CÁRSTICO À CAVERNA ACESSÍVEL

Cumprir destacar um ponto fundamental na mecânica dos fluidos: sem saída a jusante, não há fluxo. É o estabelecimento de um fluxo que permite a transição da simples impregnação ao movimento de um fluido. Trata-se, por exemplo, da diferença entre um

córrego e um lago. Esse conceito permeia a noção de carste, que associa a hidrodinâmica à alteração geoquímica. Observe-se ainda que W.M. Davis [1930 *in* Renault, 1970: p. 14-15] admite uma primeira fase de escavação em regime de inundação (freática), seguida por uma fase de fluxo livre (vadosa).

No contexto dessa lei, devem-se considerar dois elementos [Renault, 1958]: o gradiente hidráulico e a capacidade hidrodinâmica da jusante. Tais restrições na continuidade hidrodinâmica ditam as noções de dinâmicas paragenética e singenética de Renault [1967-1969].

O gradiente hidráulico expressa a inclinação ideal que um fluido deve seguir entre o ponto de montante e o de jusante, que, no caso do carste, são a área de sumidouro ou introdução e a área de ressurgência. Essa inclinação ideal é mais ou menos reproduzida pela rede cárstica, dependendo das características da rocha encaixante (porosidade/impermeabilidade), de sua estrutura (litologia e tectônica), e da topografia (ambiente estável ou móvel). Assim, é necessário observar o impacto dos fatores locais tanto sobre a trajetória do fluxo subterrâneo resultante quanto sobre a dinâmica do fluxo resultante da inclinação.

A capacidade hidrodinâmica a jusante controla a dinâmica do fluxo, mais fortemente (efeito de barragem) ou mais fracamente (dinâmica torrencial). Essa capacidade depende, em parte, dos fluxos a montante: a saturação hidrológica da jusante, em razão da conexão hidráulica parcial ou deficiente (ausência de conexão ou efeito venturi), gera um efeito de inundação e reservatório, ilustrado na superfície pelos poljes. Isso explica o efeito de inversão ou escoamento (*inversac* ou *estavelle*) que ocorre nos ponores. Do mesmo modo que em qualquer reservatório, há impacto sedimentar que obstrui ou mesmo preenche o sistema. Como consequência, uma cavidade ativa com baixa dinâmica, ou seja, com um fluxo do tipo paragenético, não permite a evacuação dos materiais insolúveis endógenos e, especialmente, dos exógenos, possibilitando o acesso humano somente com uso de equipamento de mergulho, por se desenvolver na zona inundada.

De forma oposta, um gradiente bem-estabelecido favorece uma drenagem singenética e, portanto, a remoção da matéria insolúvel, o que é ilustrado na superfície das dolinas-sumidouro, quando o gradiente hidráulico ou a pressão hidráulica permite um fluxo rápido. Seu equivalente é encontrado no meio subterrâneo. A transição entre fluxos singenético e paragenético pode ocorrer como efeito da saturação e aporte hídrico; isso explica como cavidades vadosas podem experimentar episódios de inundação. O carste da região de São Domingos (GO, Brasil) oferece magníficos exemplos [Guyot, 1996]. Importa ressaltar aqui que a caverna naturalmente acessível resulta necessariamente do jogo hidrodinâmico, que, em algum momento, libera o conduto pela atuação da dinâmica singenética. Três tipos de cavidade podem, portanto, ser identificados:

- Cavidade com hidrodinâmica paragenética, muito obstruída com material insolúvel, sem remoção hidrológica de sedimentos e apresentando morfologia freática.

- Cavidade vadosa, que alterna fases de inundação e fluxo livre, apresentando fases freáticas com presença de material insolúvel mobilizável, que evolui de acordo com a potência e a velocidade do fluxo, particularmente durante as cheias, e da granulometria dos elementos sólidos presentes.
- Cavidade vadosa com uma dinâmica singenética bem-estabelecida, na qual os depósitos sedimentares representam vestígios de fases dos dois primeiros tipos de cavidade. Esse é o nascimento da caverna acessível por humanos.

O carste resulta da associação de processos geoquímicos e hidrodinâmicos. Os processos geoquímicos são os primeiros a impactar a alteração das rochas por uma razão óbvia: a água precisa de um caminho para fluir. E esse caminho é aberto pelos processos geoquímicos que se estabelecem e se organizam na massa carstificável, aproveitando dos elementos de maior sensibilidade que são a estrutura (tectônica dútil e rúptil, estratigrafia) e a característica geoquímica diferencial entre estratos sedimentares. Para fluir, a água precisa deslocar a jusante e, assim, a hidrodinâmica só atua quando há essa continuidade do fluxo. O estabelecimento desse fluxo hidrodinâmico é o que permite passar dos estágios do primocarste para os do carste.

4.4.1 Domínio sedimentar e dinâmica paragenética / *pockets*

A grande variabilidade de fluxos dentro de um conduto durante sua atividade hidrológica gera uma sucessão de fases com dinâmicas contrastantes, embora somente as fases mais importantes deixem marcas morfológicas das paredes dos condutos (Figura 4.37). É por isso que Renault [1970] distingue a galeria paragenética da galeria singenética, uma simplificação que mascara uma grande variedade morfogenética.

Para Renault [1970], na galeria com dinâmica paragenética, a rocha só é visível no teto ou próximo a ele. A largura pode ser muito grande (várias dezenas de metros), enquanto a altura é muito pequena, variando de alguns centímetros, até excepcionalmente alguns metros entre os sedimentos depositados no piso à abóbada. O espaço livre é ocupado pela água. A espessura do preenchimento sedimentar pode ser muito expressiva, atingindo às vezes várias dezenas de metros. Escoamentos internos ao preenchimento, especialmente durante ou após episódios de secagem dos depósitos, podem ser responsáveis por efeitos de sufocação (colapso sedimentar), às vezes abrindo canais e depressões em forma de funil (cf. § 6.3.1).

Os elementos importantes nessa etapa paragenética são: (1) a instalação da drenagem, relativamente lenta, que contribui para a redução ou mesmo a eliminação das alteritas, essencialmente por geoquímica, e (2) a introdução de sedimentos exógenos que se depositam no piso e forçam o conduto a se desenvolverem em seu teto, *per ascensum* (por ascenso) [Renault, 1970]. Assim, aqui se defende que galerias paragenéticas não existem, uma vez que paragenéticas são as dinâmicas, e não a caverna. A morfologia dominante são

os alvéolos, de dimensões variáveis, desde microalvéolos a mega-alvéolos que excedem um metro de diâmetro, frequentemente colonizados por uma sucessão de alvéolos menores até os microalvéolos. São o que os anglo-saxões chamam de *pockets* [Field, 2002].

4.4.2 Abertura espeleológica e dinâmica singenética / *scallops*

A galeria com dinâmica singenética tem sido descrita como uma forma de “conduto forçado” [Chevalier, 1944 in Renault, 1970: p. 68]. Essa dinâmica singenética apresenta uma velocidade de fluxo que permite o transporte e a remoção dos sólidos/sedimentos presentes (Figura 4.38). Como a granulometria desses sedimentos varia, a velocidade necessária para seu transporte é igualmente variável (Figura 4.39). Isso porque a dinâmica necessária ao transporte de sedimentos finos não é a mesma que movimenta seixos. A título de exemplo, a zona de sumidouro da Lapa do Angélica (São Domingos, GO, Brasil) contém um bloco rolado que mede cerca de um metro cúbico [Guyot, 1996], o que traz à tona a pergunta: que tipo de dinâmica permitiu sua introdução no endocarste? Por aplicação e adaptação do diagrama de

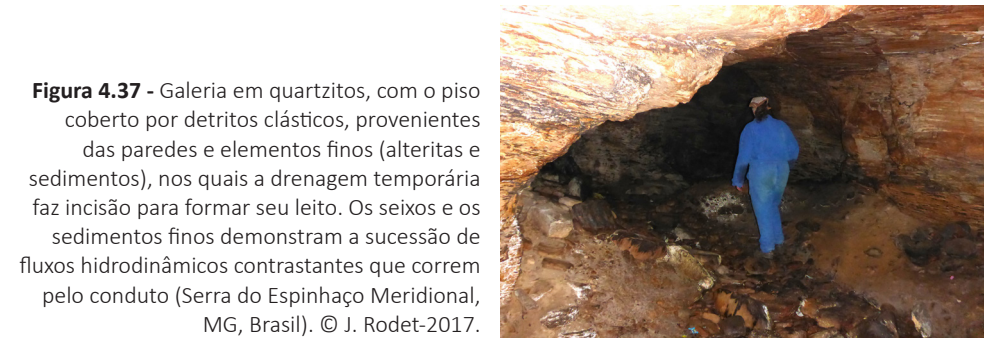


Figura 4.38 - Fluxos torrenciais em condutos, permitindo o desenvolvimento de morfologias singenéticas (Vallorbe, Suíça). © J. Rodet-2007.



Figura 4.39 - Fluxos torrenciais em condutos, permitindo o desenvolvimento de morfologias singenéticas (Vallorbe, Suíça). © J. Rodet-2007.

Hjülström [Renault, 1967-1969: p. 543, 1970: p. 53], é possível determinar velocidades que permitem a erosão, o transporte ou a sedimentação de materiais no carste, de acordo com seu tamanho e sua densidade (Figura 4.40) [Chédeville, 2015].

A dinâmica singenética é responsável por morfologias específicas gravadas nas paredes das galerias, notadamente os “entalhes” (Figura 4.41), os *scallops* dos anglo-saxões (Figura 4.42), que alguns exploradores confundem com os *pockets*, que implicam dinâmicas completamente opostas.

Outra forma específica dessa intensa dinâmica é a “marmita de gigante”, que esculpe o piso de condutos percorridos por fluxo torrencial (Figura 4.43). Trata-se de uma depressão circular na qual o fluxo turbulento faz rotacionar um ou mais seixos ali aprisionados, que desgastam a parede e o fundo da depressão, como uma pedra de moinho (Figura 4.44). Essa forma pode ocorrer isoladamente ou em conjunto, variando de dimensões pequenas, com diâmetro decimétrico até poços muito profundos, às vezes com mais de 10 m de profundidade e diâmetro que pode exceder vários metros.

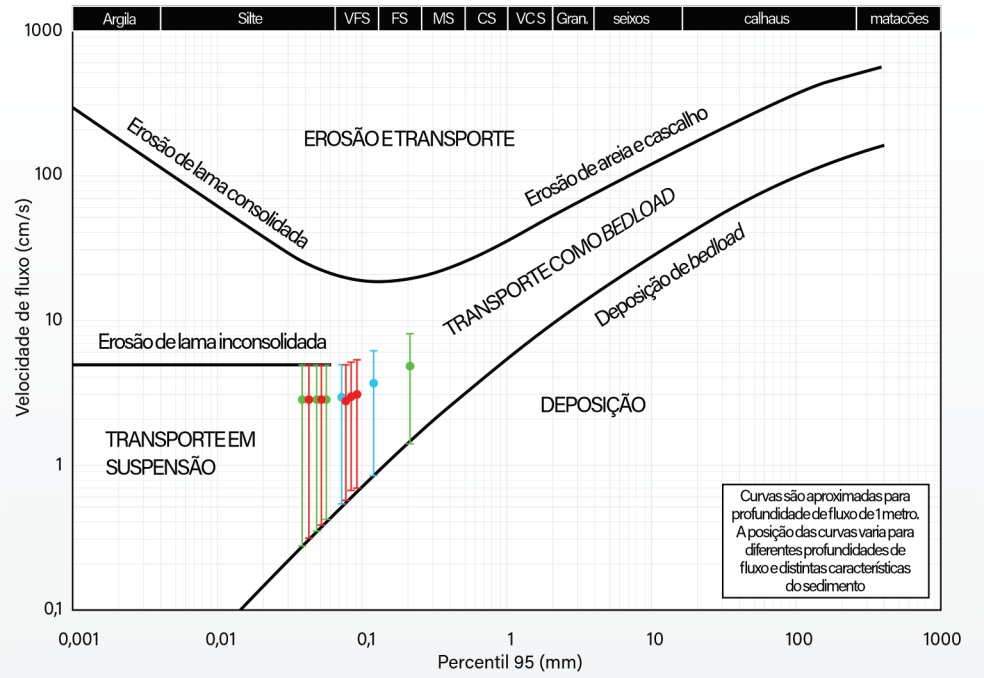


Figura 4.40 - Diagrama de Hjulström adaptado às condições hidrodinâmicas do carste de calcário poroso por Chédeville [2015]. As duas curvas definem as áreas de sedimentação, transporte e erosão em função da velocidade do fluxo e da granulometria dos sólidos. Nota-se que, em um ambiente cárstico, por causa da origem dos elementos (calcário, argila, areia ou mesmo uma mistura), a curva se desenvolve em forma mais ampla. Além disso, em relação à erosão de elementos argilosos, ocorre uma distinção entre argila não consolidada e argila consolidada.



Figura 4.41 - Conduto com marcas singenéticas na Caverna de Pré Rouge (Savoie, França). © R. Hardt-2007.



Figura 4.42 - Marcas de uma dinâmica singenética na parede da rede cárstica Curral de Pedras I (Jequitaiá, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.



Figura 4.43 - Marmitta de pequenas dimensões, com seus seixos aprisionados, situada no piso de uma galeria com fluxo torrencial temporário (Caverna Sarrazine, França). © R. Hardt-2007.



Figura 4.44 - Marmitta de grande diâmetro, mas pouco profunda em um leito de drenagem torrencial (Pertes de la Valserine, França). © J. Rodet 2018.

A coalescência entre caldeirões pode desenvolver uma morfologia complexa e difícil de progressão. Lismonde [1987] estudou uma marmitta muito profunda, situada no maciço pré-alpino do Vercors (Alpes franceses), com 5,40 m de profundidade e diâmetro de 1 m a 1,30 m, cujas paredes são cobertas por *scallops*, o que permite estimar a velocidade aproximada do fluxo em redemoinho no interior dessa forma.

A dinâmica singenética não é constante. Pode sofrer mudanças sazonais ou episódicas, como secas ou inundações excepcionais, gerando alterações na rede subterrânea. Assim, observa-se uma alternância de regimes paragenéticos e singenéticos, resultando em fases de sedimentação e erosão nos condutos. Esse é talvez o caso mais comum de observar nas redes cársticas ativas.

A velocidade do fluxo gera desgaste nas paredes e no piso do conduto, que se torna vadoso, especialmente quando essa dinâmica acompanha a descida do nível de base local (Figura 4.45). Neste último caso, desenvolve-se uma incisão basal que pode ser mais estreita

que a parte superior, quando a descida do nível de base ocorre de forma súbita, gerando assim uma forma em “buraco de fechadura” (Figura 4.46).

Essa etapa do fluxo vadoso é a que, mais frequentemente, permite aos espeleólogos visitar os condutos ativos.

A etapa mais avançada é a da instalação de uma dinâmica singenética que desenvolve uma galeria-túnel, com fluxo fluviocárstico rápido e potente o suficiente para exportar, para fora da rede, as alteritas e os sedimentos, incluindo aqueles que tal dinâmica introduz pelos sumidouros. Os fluxos são comparáveis aos de um rio, daí o termo “fluviocárstico”, que significa que o fluxo subterrâneo se libertou das restrições específicas dos condutos do carste.

4.4.3 Dinâmica fluviocárstica, um sinal de senilidade de drenagem?

O escoamento subterrâneo pode ser considerado como tendo atingido um estágio avançado se o conduto não impõe mais resistência ao fluxo. Exceto pela presença do teto, o conduto é então percorrido por um fluxo em toda sua extensão, de forma semelhante a um rio. As inundações são escoadas sem bloqueio, e o aumento da velocidade absorve a maior parte do aumento do fluxo.

Essa etapa de maturidade do fluxo de águas subterrâneas é chamada fluviocárstica. A ausência de restrições impostas pelo conduto sugere que a sua morfologia não é mais diretamente impactada pelo fluxo que o percorre. Tal constatação revela, portanto, que há certa disjunção entre o conduto e a sua drenagem, caracterizando uma etapa avançada de evolução do conduto, um estágio de senilidade renunciando a sua fossilização.

O cânion do Rio Peruaçu (Minas Gerais) é um exemplo desse tipo de fluxo, subdimensionado em relação ao conduto que ele percorre [Rodet *et al.*, 2015]. Segundo relatos, o fluxo do Rio Peruaçu vem se tornando cada vez mais reduzido, tendo diminuído



Figura 4.45 - Conduto preenchido em processo de esvaziamento por rebaixamento do nível do fluxo no coletor (Serra do Espinhaço Meridional, MG, Brasil). © J. Rodet-2017.



Figura 4.46 - Conduto em buraco de fechadura, evidenciando a transição da dinâmica paragenética para a singenética, em resposta à rápida descida do nível de base (Normandia, França). © J. Rodet-2017.

significativamente nas últimas décadas. Alguns relacionam essa redução à remoção da cobertura vegetal. E, assim, a galeria colossal do Rio Peruaçu, que atinge até cerca de 100 m de altura, corre o risco de entrar em fase fóssil em um futuro próximo.

4.5 FASE PÓS-CÁRSTICA: FOSSILIZAÇÃO E PALEOCARSTE

O paleocarste é de difícil definição. A mais evidente seria considerá-lo como uma área na qual os processos cársticos deixaram de atuar. Essa definição inclui deliberadamente tanto as formas cársticas como os sedimentos que as preenchem [Osborne *in* Gunn, 2004: p. 559-561]. A caverna é o produto final da carstificação, e sua feição permanece marcada na rocha até o seu desaparecimento. Assim que é desconectado da drenagem cárstica, o conduto deixa de evoluir por si só e passa a ser submetido aos processos de erosão geral com sua sequência de alteração das paredes, preenchimento, desagregação, sobreposição, etc., até ser apagado pela evolução do relevo [Palmer, 2007: p. 190-191; Palmer *in* White & Culver, 2012: p. 603]. Pode-se, portanto, propor uma tipologia com: (1) o conduto temporariamente desconectado; (2) o conduto reutilizado ou rejuvenescido; (3) o conduto isolado da rede subterrânea; (4) o conduto intersectado pelos limites de um relevo residual; (5) o conduto exumado ou interrompido. O impacto desses paleocondutos pode ser significativo na paisagem, e certas morfologias impactadas pelo carste são elementos patrimoniais notáveis tanto no interior dos continentes (Caverna Mas d’Azil, França) como ao longo da costa (Caverna Trou à l’Homme, Étretat, França). Esses serão abordados na sequência.

4.5.1 Conduto temporariamente desconectado

A reativação temporária de um conduto em vias de fossilização é um fenômeno extremamente frequente no carste. Isso se deve ao regime climático de uma bacia, que pode apresentar contrastes significativos com as oscilações hídricas extremas, mas também pela própria evolução da rede cárstica. Assim, condutos completamente secos na maior parte do ciclo hidrológico podem ser alagados ou mesmo submersos durante inundações normais ou excepcionais (Figura 4.47). Teoricamente, esses episódios ativos tendem a diminuir em frequência e intensidade pela adaptação dos condutos ativos às inundações ou aos eventos de cheias (Figura 4.48). Na Lapa do Angélica (São Domingos, GO, Brasil), por exemplo, o sifão central (§ 7.1) pode ser desativado na estiagem; já as galerias suspensas e secas são inundadas durante as enchentes, atuando como um desvio, um *by-pass* [Guyot, 1996]. Há um grande número de condutos de restituição, próximos a nascentes temporárias ou perenes, que apresentam esse mecanismo de drenagem intermitente. Tal mecanismo poderia ser comparado à etapa 1 (vazamento ou fuga) e à etapa 2 (excesso ou transbordamento) de Veni [in White & Culver, 2012: p. 603-608], levando à captura.

4.5.2 Conduto reutilizado ou rejuvenescido

O sistema cárstico pode conter um ou mais condutos anteriormente fossilizados, que estão sendo reutilizados por drenagens mais recentes. Isso ocorre frequentemente em redes inundadas pela elevação do nível do mar, por diferentes razões: transgressão marinha nas áreas costeiras, preenchimento de depressões glaciais em áreas montanhosas, represamento por movimento tectônico, preenchimento por colapso, etc. A Fontaine de Vaucluse (França) é um exemplo espetacular, onde a subida do nível freático, em mais de 300 m, foi responsável pela reutilização e pela inundação de numerosos condutos em sua vasta área de captação. No carste de Caumont (Normandia, França), a elevação glacioeustática gerou o extravasamento da drenagem profunda em um conduto fóssil e preenchido (Figura 4.49), hoje parcialmente desobstruído (Figura 4.50) [Rodet, 1992a]. A região de Bonito (MS, Brasil) apresenta belos



Figura 4.47 - Caverna Sarrazine (Doubs, França), um conduto que só funciona durante as cheias da nascente perene do Rio Lison. © R. Hardt-2007.



Figura 4.48 - Galeria de acesso à Caverna de Pré Rouge (Savoie, França), drenagem fóssil, funcionando por transbordamento durante a inundação da rede cárstica. © J. Rodet-2007.



Figura 4.49 - Conduto fóssil complexo: o conduto basal original foi preenchido, permitindo que um coletor fosse estabelecido em seu teto através de condutos labirínticos coalescentes, antes de drenar toda a rede por uma rápida descida do nível da inundação (Normandia, França). © J. Rodet-1998.



Figura 4.50 - Conduto fóssil e preenchido, reaberto por um fluxo errático gerado pela subida do nível de base (Normandia, França). © J. Rodet-1981.

exemplos de um carste em processo de inundação [Auler *in* Gunn, 2004: p. 56; Auler *et al.*, 2001].

Embora esses exemplos pareçam lógicos, a reativação de um conduto fóssil pela descida do nível de base é mais improvável. No entanto, esse é o caso da rede cárstica do Peruaçu (MG, Brasil), onde o grande conduto coletor, isto é, a Caverna do Janelão, passou por uma fase de fossilização por preenchimento total do conduto, seguida por uma descida brusca do nível de base, superior a 50 m (Figura 4.51). Essa ruptura provocou a escavação de um cânion a jusante e um intenso desgaste do nível basal, duplicando a dimensão da caverna (Figura 4.52), sendo esse o evento responsável pela altura excepcional da galeria (Figura 4.53), que ultrapassa 100 m [Rodet *et al.*, 2015].

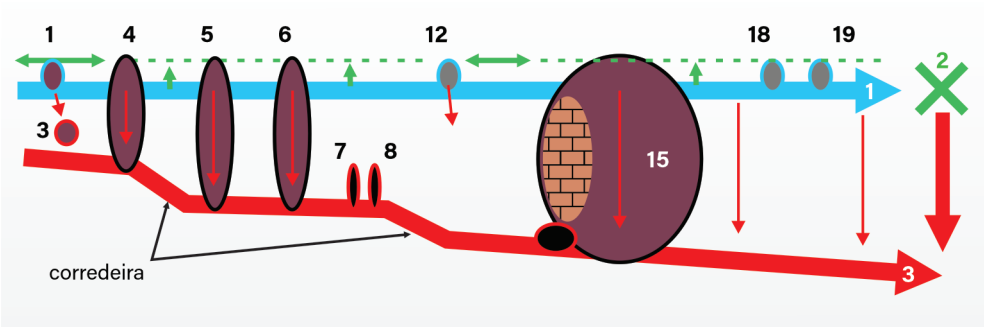


Figura 4.51 - Modelo conceptual da evolução do carste do Peruaçu (MG, Brasil), com suas três fases de evolução, mostrando o rejuvenescimento da Lapa do Janelão (15). 1 - fase inicial; 2 - fase de inundação e fossilização da rede cárstica; 3 - fase de descida repentina do nível de base e abertura do cânion.



Figura 4.52 - Galeria rejuvenescida: o coletor do Janelão é o resultado de uma combinação de uma primeira fase de escavação (parte superior) e uma segunda fase de erosão basal (parte inferior), permitindo que um conduto com mais de 100 m de altura tenha sido escavado. © J. Rodet-2003.



Figura 4.53 - Conduto fóssil suspenso 70 m acima da drenagem atual na Lapa do Janelão, denominado “Conduto do Minotauro” (Peruaçu, MG, Brasil). © L. Willems-2003.

4.5.3 Conduto isolado da rede subterrânea

O caso mais frequente e conhecido de paleocarste é o conduto isolado e sem funcionalidade na rede subterrânea. Geralmente, tal conduto se posiciona acima da zona de drenagem ativa (Figura 4.53 & Figura 4.54). Esse tipo de conduto é particularmente procurado por espeleólogos que buscam aproveitar essas paleogalerias para conectar duas cavidades nas quais os condutos ativos não permitem conexão. Por exemplo, nas grandes redes labirínticas das cavernas de Lage dos Negros (Campo Formoso, BA), a perspectiva de unir as redes da Toca da Boa Vista e da Toca da Barriguda parece residir nos condutos mais antigos, localizados nos tetos das duas cavidades [Rubbioli, 2000; Rubbioli *et al.*, 2019]. Na grande rede dos Alpes (Chartreuse, França), mapeada em 70 km, uma galeria fóssil, acessível no meio de um poço vertical de 205 m, permite alcançar outro abismo, explorado apenas a partir de sua entrada na montanha [CDS de Savoie, 1993]. Na Caverna do Janelão (Peruaçu, MG, Brasil), a Galeria do Minotauro, totalmente desconectada e localizada a 70 m acima do rio (Figura 4.53), ilustra uma antiga fase do desenvolvimento subterrâneo [Chabert, 2003; Rodet *et al.*, 2015]. O exemplo mais famoso, porém, talvez seja o da captura da Salle de la Verna, no carste da Pierre Saint Martin (Pirineus franco-espanhóis), que fossilizou a Galeria Aranzadi [Maire, 1990: p. 551-581], demonstrando a etapa 3 (captura) do modelo de Veni [*in* White & Culver, 2012: p. 603-608].



Figura 4.54 - Arco do André, galeria-túnel residual, com um tributário fóssil, suspenso na parede (Peruaçu, MG, Brasil). © A. Coelho.

4.5.4 Conduto interceptado pelos limites de um relevo residual

O desmembramento dos maciços cársticos, especialmente em suas bordas, leva ao isolamento de relevos, tais como inselbergs e torres. Em ambientes carstificados, é comum que as redes subterrâneas sejam fragmentadas, resultando em elementos isolados como cavernas-túnel ou pontes cársticas, como as do Rakov Škocjan, na Eslovênia (Figura 4.55 & Figura 4.56). Belos exemplos podem ser vistos no Brasil, no Peruaçu (Figura 4.57 & Figura 4.58), no carste de arenito da Chapada dos Guimarães (Cuiabá, MT) ou no carste de Lagoa Santa (MG).

4.5.5 Conduto decapitado

Uma situação surpreendente do paleocarste ocorre quando a erosão decapita a drenagem do paleocarste. Formas tipo vale ou corredor são então observadas, como nos



Figura 4.55 - Ponte residual de Mali Naravni Most, paleocarste de Rakov Škocjan (Eslovênia). © J. Rodet-2017.



Figura 4.56 - Galeria-túnel residual de Veliki Naravni Most, paleocarste de Rakov Škocjan (Eslovênia). © J. Rodet-2017.



Figura 4.57 - Galeria-túnel dupla do Arco do Vento, na rede cárstica do Rio Peruaçu (MG, Brasil). © A. Coelho.



Figura 4.58 - Galeria-túnel do Arco do André, testemunhos isolados em relevos residuais da antiga grande rede subterrânea do Rio Peruaçu (MG, Brasil). © A. Coelho.

arenitos da Chapada dos Guimarães (Figura 4.59) [Hardt, 2011] com a morfologia de um conduto, mas sem teto (Curral de Pedras, Figura 2.93). Na Eslovênia, a construção de uma estrada levou à descoberta de mais de 350 cavidades [Knez & Slabe, 2016]. Nesse contexto, foram identificadas numerosas cavidades sem teto, testemunho de antigas fases de carstificação e agora expostas à superfície, às vezes ao ponto de desaparecerem completamente [Mihevc *et al.*, 2017]. Apenas antigas estalagmites (Figura 4.60) testemunham o desenvolvimento cárstico pretérito [Palmer, 2007: p. 191]. Na França, no planalto de Saint Remèze (Ardèche), Martini [2005, 2019] estudou cavidades decapitadas que evidenciam o desenvolvimento de um paleorrio subterrâneo. Nos arredores da Serra das Cévennes, na região do Gard, Bruxelles [1997] também estudou um carste pré-Oligoceno, desmantelado e decapitado.

4.6 SÍNTESE

Embora os processos que regem a formação de um carste sejam poucos e relativamente bem-identificados, o impacto das condições locais é determinante e impõe complexidade aos sistemas subterrâneos. Isso explica a dificuldade de modelar matematicamente os sistemas cársticos, haja vista o número e a variedade de fatores locais que determinam os fenômenos carstológicos.

E o carste não surge de forma imediata, sem fases de preparação. Evidentemente, as etapas aqui consideradas essenciais à evolução do carste não são observáveis em muitas cavidades. Ocorre que pesquisadores subterrâneos, principalmente espeleólogos, sempre estiveram limitados aos condutos penetráveis, ou seja, aqueles com dimensão maior e que já sofreram as modificações mais avançadas. Consequentemente, é provável que a evolução desses condutos e as adaptações que os afetaram tenham apagado os testemunhos das primeiras etapas de seu desenvolvimento.



Figura 4.59 - Paleocavidade decapitada no carste da Chapada dos Guimarães (Cuiabá, MT, Brasil). © J. Rodet-2010.



Figura 4.60 - Maciço estalagmítico residual em uma cavidade sem teto (dolina de Lipove, Eslovênia). © J. Rodet-2017.

Ainda assim, mesmo nos maciços montanhosos mais carstificados, como nos Alpes ou nos Pirineus, para se limitar à Europa, sistemas complexos e altamente evoluídos, como o carste da Pierre Saint Martin, ainda conservam muito mais testemunhos dessas fases intermediárias que se imagina [Bauer, 1989; Maire, 1990]. A caverna é o resultado espetacular dessa longa, complexa e incerta evolução que o carste registra por meio de muitos testemunhos. Mas quem os pesquisa verdadeiramente? Não é verdade que é mais fácil encontrar o que se está procurando quando se sabe o que está procurando?

Referências

- QUINIF, Yves (2010). *Fantômes de roche et fantômisation – essai sur un nouveau paradigme en karstogenèse*. Karstologia-Mémoires n° 18: 184 p. [978-2-87509-016-4]
- RENAULT, Philippe (1967-1969). *Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogenèse*. Annales de Spéléologie, 1967 - 22 (1): 5-21, 22 (2): 209-267, 1968 - 23 (1): 259-307, 23 (3): 529-596, 1969 - 24 (2): 317-337, + 3 p. table des matières.
- RODET, Joël (1992). *La craie et ses karsts*. Editions CNEK et Groupe Seine, Centre de Géomorphologie du CNRS, Caen: 560 p. [2-9506258-0-0]
- RODET, Joël (2014). The primokarst, former stages of karstification, or how solution caves can born. *Geologica Belgica*, 17 (1): 58-65. [1374-8505]
- RODET, Joël (2017b). La grotte, fruit d'une longue gestation appelée karstification. *Karstologia*, 69: 57-64. [0751-7688]
- SLABE, Tadej (1995). *Cave rocky relief and its speleogenetical significance*. Zbirka ZRC 10, SAZU, Ljubljana: 128 p. [978-961-6182-03-4]





5 Sistema cárstico

O sistema cárstico pode ser definido como a continuidade funcional de uma rede cárstica, que se estende desde a área de alimentação, incluindo setores não cársticos, até sua saída, seja esta uma surgência ou uma restituição que deságue em um curso d'água na superfície ou no mar [Bonacci, 1987]. O sistema cárstico baseia-se em sua funcionalidade, ou seja, nos fluxos hidrológicos que definem uma área de captação [Palmer, 2007], mas também em todas as suas ramificações, drenadas ou não, que possam ser reintegradas na rede de condutos durante episódios excepcionais [Gilli, 2011, 2015].

O sistema cárstico é regido pelas leis físicas e químicas [Dreybrodt *et al.*, 2005], tanto no que concerne à rocha encaixante [Renault, 1967-1969] quanto aos fluxos que aí ocorrem [Dreybrodt, 1988]. Ele também evolui conforme a história da bacia hidrográfica a que pertence e pode, portanto, ser considerado uma unidade relativamente homogênea [Bögli, 1980]. De fato, quando analisado em detalhe, percebe-se que o sistema cárstico resulta de duas dinâmicas físicas, distintas, porém complementares: as condições de introdução de fluidos no maciço carstificável e as condições de restituição dos fluidos que nele circulam [Gabrovšek, 2000]. Faz-se importante distinguir o carste de introdução e o carste de restituição [Rodet, 2007a] (Figura 5.1). Isso nem sempre é evidente em sistemas de rochas carbonáticas de baixa porosidade, em que a relativa impermeabilidade substitui rapidamente as etapas iniciais da drenagem cárstica [Ford & Williams, 2007]. Em substratos mais porosos, mas ainda carstificáveis, as etapas evolutivas são mais flexíveis, sendo mais fácil distinguir a sucessão entre o carste de introdução e o de restituição, bem como o papel temporal da passagem da água pelo aquífero poroso [Calba, 1980; Rodet, 1981].

Na sequência, serão discutidos o desenvolvimento e a evolução do carste de introdução e do carste de restituição [Rodet, 1981]. Depois, serão abordadas as condições da junção entre essas duas partes do sistema, que levam ao conceito de ligação hidrocarstica, permitindo estabelecer o desenvolvimento das dinâmicas hidrológicas do carste [Rodet, 1992a]. Tal junção tem importantes implicações geomorfológicas, que devem ser analisadas para haver uma leitura mais clara da rede subterrânea na qual o espeleólogo se desloca (Figura 5.2).

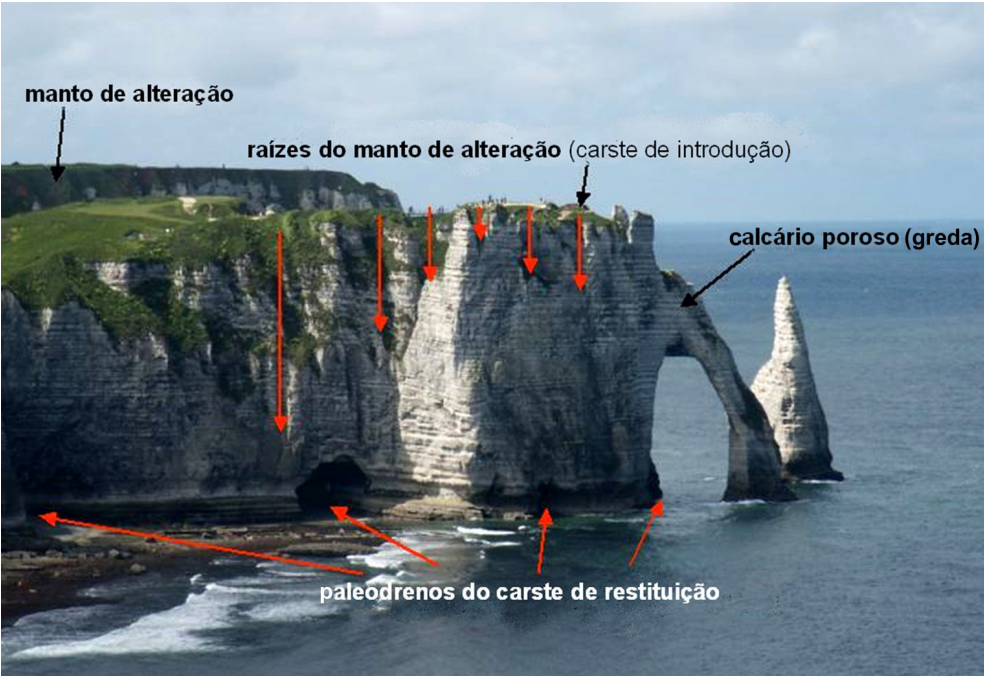


Figura 5.1 - O conceito de sistema cárstico, com o carste de introdução e o de restituição, pode ser visto nas falésias de Étretat (Normandia, França). Não se visualiza fontes de alimentação distantes, que originam todos os condutos de restituição [segundo Rodet, 2007a].

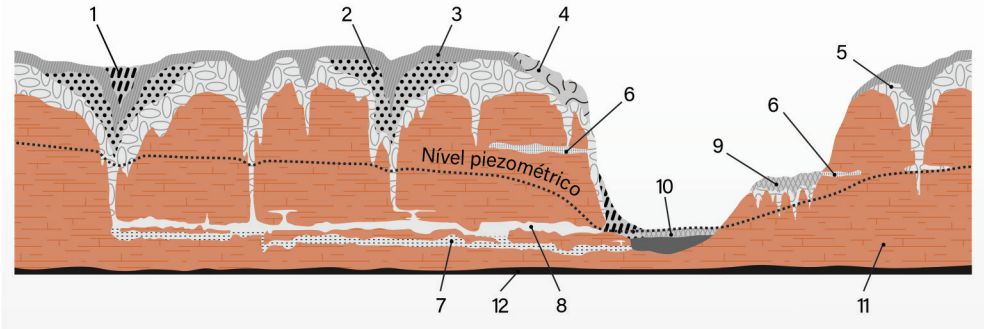


Figura 5.2 - Modelo teórico de um maciço do calcário da Bacia de Paris denominado “greda” (calcário marinho branco, de tipo biomicro, poroso e permeável). Carste de introdução: 1- colúvio (movimentos de massa e escorregamento); 2- depósitos terciários (argila, areia...); 3- depósito quaternário; 4 - solifluxão de argila com sílex; 5- argila com sílex. Carste de restituição: 6- redes cársticas fossilizadas; 7- sedimentos cársticos (formações superficiais, greda e resíduos da alteração); 8- rede cárstica (herdada e/ou funcional). Contexto geomorfológico: 9 - terraços aluviais do Quaternário; 10 - cascalhos pleistocênicos; 11 - greda cretácea; 12 - argila do Gault (Albiano, Cretáceo Médio). Deve-se notar que o nível piezométrico (*piezometric level*) permanece suspenso acima da drenagem cárstica devido à diferença de velocidade de fluxo entre a drenagem cárstica e a porosidade da rocha encaixante. Também é importante notar o desenvolvimento do criptocarste, no contato da encaixante com as formações superficiais, que perfura e alimenta o carste de restituição [de acordo com Chédeville, 2015; Rodet *et al.*, 2016a].

5.1 CARSTE DE INTRODUÇÃO

O carste de introdução diz respeito a todos os fenômenos e processos cársticos relacionados à penetração da água no maciço até o nível de base, onde ela se acumula ou é drenada pelo carste de restituição. O carste de introdução é, portanto, um elemento essencial na carstificação dos maciços, talvez o mais importante, pois sem a introdução a restituição torna-se inviável. Além disso, o carste de introdução depende da presença de água e de agentes de dissolução. Falar em “dissolução” implica considerar o desenvolvimento de um manto de alteração ou de intemperismo, que, como se verá, desempenha papel importante na carstificação. O termo “manto de alteração” está associado ao conceito de “criptocarste”. Define-se criptocarste como a interface entre o substrato carstificável e uma cobertura inconsolidada, geralmente constituída de um solo sobre regolito (§ 2.2). Não se trata da sua profundidade, mas de englobar o contato até o desaparecimento do regolito, frequentemente por exumação (exocarste) e algumas vezes por outros processos (endocarste).

Comumente reduzido à simples dimensão de um exocarste sob uma fina camada de solo [Viala, 2000: p. 74; Salomon, 2000: p. 41], quando mencionado [Ford & Williams, 2007], o criptocarste é, muitas vezes, confundido com um epicarste, cuja geometria varia conforme os autores [Bakalowicz *in* White & Culver, 2012: p. 284-287; Collignon, 1988; Gilli, 2011: p. 34; Gunn, 2004: p. 94], estendendo-se da superfície até o topo do aquífero cárstico. Quinlan [1967, 1978 *in* White, 1988: p. 117] trata de *covered karst* (carste coberto) e propõe uma tipologia, mas a noção de criptocarste não é utilizada por ele.

Será demonstrado adiante o papel essencial que o criptocarste desempenha na carstificação dos maciços. Jennings [1985: 37], um dos raros carstólogos que reconheceram essa importância, escreveu: “*the hydrology of the closed depression is clearly central to karst development but has rarely been investigated in a thorough manner*” (“a hidrologia da depressão fechada está claramente no centro do desenvolvimento cárstico, mas raramente tem sido estudada em detalhe”).

5.1.1 Sobre o maciço: da raiz do manto de alteração ao abismo

Uma das principais questões na carstologia é compreender o impacto das formas de introdução no funcionamento do sistema cárstico. Alguns pesquisadores perceberam, nas irregularidades que marcam o contato entre o substrato e sua cobertura móvel, apenas resultados de uma alteração limitada na interface e da erosão superficial. Outros as classificaram apressadamente como formas exocársticas (Figura 5.3).

No entanto, já nos anos 1970, o autor deste livro demonstrou que tais irregularidades às vezes se estendem muito profundamente no maciço, atingindo várias dezenas de metros de desnível [Rodet, 1975] e desestabilizando galerias de minas subterrâneas (Figura 5.4), que, ao cruzá-las, sofreram danos [Rodet, 1978]. Essas irregularidades revelam a atividade de um

dos agentes mais importantes na formação do sistema cárstico: as formas de introdução, sem as quais o endocarste seria amplamente reduzido [Rodet, 2014].

Definido por Rodet [1981], o termo “raiz do manto de alteração” (RMA) foi rapidamente integrado ao vocabulário carstológico sob a forma de *racine d’altération* (raiz de alteração) – inclusive além da língua francesa [Grimes in Ginés *et al.*, 2009: p. 513-523]. O termo demonstra um processo de progressão localizada da frente de alteração, proveniente do manto residual que recobre o substrato carstificável. Essa frente pontual, reduzida espacialmente, progride mais rapidamente do que o manto de alteração generalizado do qual se origina, individualizando-se na forma de um cone de alteração (alterita). De acordo com a posição topográfica, a forma pode variar de (1) funil e/ou tubo vertical nos platôs até (2) abertura sub-horizontal de caverna, com fechamento súbito na base de uma encosta. Observa-se essa última feição especialmente nas bordas de um polje. Assim, trata-se de uma forma resultante de uma frente pioneira e individualizada do manto de alteração, como as raízes de uma planta [Rodet, 2014]. Esse processo é evidenciado pelos funis de introdução que coroam os maciços cársticos, conhecidos em inglês como *solution-pipe* ou *weathering-pipe*, sem especificar a origem morfodinâmica da cobertura da alteração. Borie de Saint Vincent [1819 in Renault, 1965], com base em centenas de exemplos nas pedreiras subterrâneas da Montagne Saint-Pierre (Bélgica/Holanda), chamava-os de “órgãos geológicos”, “tubos de órgãos” ou “tubos de terra” [Willems *et al.*, 2007; Willems & Rodet, 2018].

5.1.1.1 Manto de alteração

O manto de alteração consiste em saprólito, resíduo de intemperismo da rocha encaixante solúvel que recobre o substrato (Figura 5.5). Às vezes, este manto é coberto por depósitos e/ou material exógeno mais recentes que o substrato, frequentemente areias e



Figura 5.3 - Conjunto de RMA formando pináculos no contato do substrato/cobertura de intemperismo. Altura de declive: 50 m. As RMAs são visíveis ao longo de 20 m verticais (Tancarville, Normandia, França). © J. Rodet-2022.



Figura 5.4 - Interseção de uma RMA em marga, desestabilizando a galeria da mina subterrânea (Normandia, França). © J. Rodet-2009.

loess eólicos, depósitos fluviais ou marinhos, muitas vezes residual. No calcário poroso (greda) da Bacia de Paris, que detém alguns dos exemplos mais espetaculares conhecidos, o manto é composto pelos resíduos da rocha encaixante, ou seja, argila com sílex (do inglês *clay with flints/CWF*). Esse manto de alteração pode ser observado recobrendo as formações calcárias do Bambuí no carste de Lagoa Santa (Pedro Leopoldo, MG, Brasil), em clima tropical (Figura 5.6).

5.1.1.2 Horizonte impermeável e aquífero suspenso no manto de alteração

Os estudos realizados *in situ* mostraram o processo de impermeabilização (Figura 5.7) na porção superior do substrato [Rodet *et al.*, 2009a], responsável pela formação de um aquífero suspenso no manto de alteração [Brown *et al.*, 2008, 2010]. As propriedades geoquímicas da água neste aquífero suspenso são semelhantes às de águas saturadas, como as do aquífero cárstico poroso. Ainda na Normandia, onde esses aspectos foram estudados, tais águas podem ser definidas como subterrâneas por estarem concentradas em alteritas, ou seja, em uma rocha encaixante não carbonática e bastante silicosa. É provável que essas águas adquiram sua mineralização no contato com o horizonte impermeável, situada na base do manto de alteração (Figura 5.8). Em Fécamp (Normandia, França), 80% da alteração da rocha encaixante do sistema cárstico ocorre na zona de introdução [Lacroix *et al.*, 2000, 2002]. Já na região de Rodeador (MG, Brasil), aparentemente é o solo que desempenha esse papel [Vasconcelos, 2014].

5.1.1.3 Áreas de concentração e surgimento da alteração diferenciada

O delgado horizonte impermeável, situado na base do manto de alteração, não apresenta as mesmas características em todos os lugares. Ele pode conter lacunas, como os orifícios de um coador, que permitem a passagem e a concentração da água. Esse



Figura 5.5 - Frente de alteração linear em um maciço carbonático sem alteração vertical (Normandia, França). © J. Rodet-1983.



Figura 5.6 - Frente de alteração dentada em maciço carbonático com numerosas incisões verticais (carste de Lagoa Santa, MG, Brasil). © J. Rodet-2017.

mecanismo de concentração é responsável pela carstificação da rocha encaixante. Assim se formam as raízes do manto de alteração (RMAs) – frentes de alteração individualizadas que se distinguem por progredirem mais rapidamente que a própria frente generalizada, criando incisões basais nesta última (Figura 5.3 & Figura 5.6). Consequentemente, a instalação de RMAs não depende da rede tectônica do substrato (Figura 5.9) nem de sua maior ou menor sensibilidade à alteração intempérica, mas claramente das condições da interface impermeável que o recobre (Figura 5.10). Obviamente, se as fissuras forem coincidentes com os pontos de introdução, elas podem facilitar o desenvolvimento de RMAs, especialmente em rochas com porosidade muito baixa.



Figura 5.7 - Processo de impermeabilização por alteração progressiva da rocha encaixante carbonática (Normandia, França). © J. Rodet-2010.



Figura 5.8 - Interface entre o substrato de carbonato e sua cobertura de alteração. Nota-se, ao contato, as bordas acinzentadas que impermeabilizam o teto da rocha encaixante, mantendo suspensas, acima, as águas de introdução (Normandia, França). © J. Rodet-1997.



Figura 5.9 - Como demonstra claramente o teto da pedreira Caster (Montagne Saint-Pierre, Bélgica), as RMAs não precisam de fissuras para se instalar e se desenvolver. © J. Rodet-2005.



Figura 5.10 - Uma RMA vista de cima, com seu perímetro de argila escura descalcificando em contato com a rocha carbonática encaixante; e seu núcleo de cor clara de loess eólico retido devido à subsidência da feição (Normandia, França). © J. Rodet-2010.

5.1.1.4 Raiz da alteração e nível de base

Uma vez iniciada, a RMA só se aprofunda caso haja suprimento de água (Figura 5.11). Essa feição é a expressão mais evidente dos processos de intemperismo em um carste de introdução. As variações litológicas exercem impacto decisivo quando apresentam contrastes importantes e espessos. Em um *continuum* carbonático, pequenas variações de fácies são geralmente pouco expressivas; por isso, as RMAs tendem a alcançar seu nível de base litológico e/ou hidrológico. Em litologias muito compactas, algumas RMAs podem interromper sua progressão para baixo, na maioria das vezes porque seu suprimento hídrico foi capturado pela amplificação da abertura superior das RMAs vizinhas dominantes. A região costeira de greda (calcários porosos) da Normandia (França) oferece muitos exemplos, especialmente na região de Étretat, onde as RMAs são muito bem desenvolvidas. A largura dos funis atinge 14 m no topo [Costa *et al.*, 2006], enquanto seu diâmetro geralmente se reduz – entre 1 m e 3 m nas porções mais profundas. Muitas RMAs alcançam o aquífero e recarregam os condutos de restituição do carste (Figura 5.11-5). Contudo, isso não ocorre necessariamente na face das falésias, pois os condutos nem sempre são verticais em razão das variações

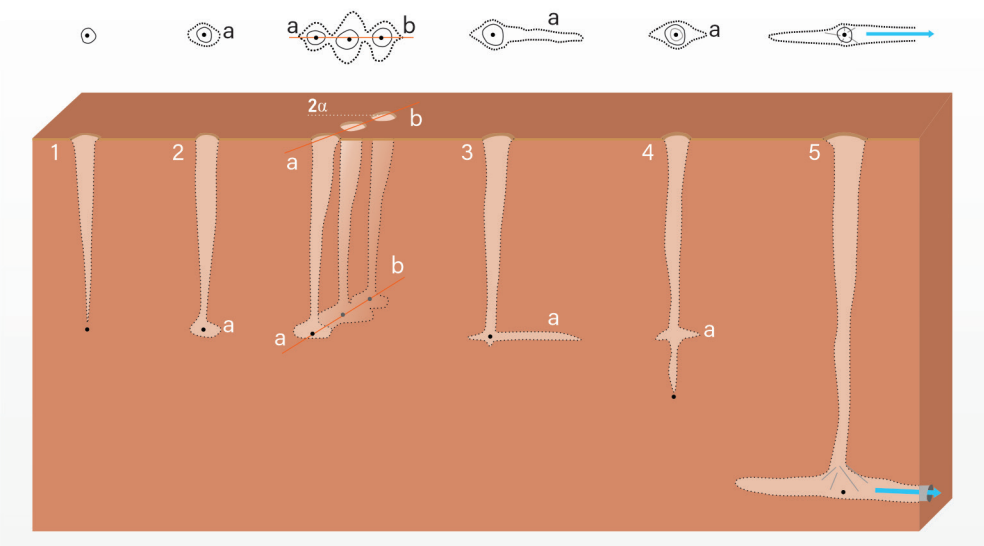


Figura 5.11 - Tipologia das etapas de evolução das raízes do manto de alteração, elemento fundamental do criptocarste. Representação em planta e seção. 1- funil de uma raiz jovem; 2- raiz tendo atingido um nível de base que permite uma extensão basal lateral; 2α- frente tectônica (eixo a-b) desobstruindo um eixo alterado como na Caverna La Mansonnière; 3- caso bastante raro de um desenvolvimento basal desobstruindo um eixo lateral, instalado no plano de estratificação; 4- raiz retomando seu desenvolvimento vertical, depois de ter ultrapassado um nível de base (hidrológico ou litológico) que lhe permitiu uma abertura lateral; 5- perfuração de um conduto de restituição, permitindo o esvaziamento do conteúdo móvel da RMA [segundo Rodet, 2014].

litológicas do maciço carbonático [Rodet, 2013]. Em contato com o nível basal, as RMAs que mantêm potencial geoquímico agressivo podem evoluir lateralmente, originando aberturas basais [Rodet, 2014] (Figura 5.11–3).

Em Minas Gerais (Brasil), no carste carbonático de Lagoa Santa, L.B. Piló (1992, com. pess.) relatou a existência dessas formas, expostas pela atividade das cimenteiras de Pedro Leopoldo. Desde então, o autor conseguiu observá-las perto de Prudente de Moraes e em várias frentes de extração ao redor do Aeroporto de Confins (Figura 5.6). A mais espetacular ocorre na borda da Linha Verde, no cume do interflúvio imediatamente após o vale do Ribeirão da Mata, em Vespasiano, sentido Lagoa Santa-Belo Horizonte. Desde o início de 2010, o autor visitou várias vezes esses afloramentos, por ocasião de trabalhos de campo com alunos da UFMG. Em seu estudo da região de Vespasiano, Henriques [2017] identificou várias dessas RMAs vestigiais que comprovam a antiga extensão, para o sul, da cobertura de carbonatos do Grupo Bambuí de Lagoa Santa. Essa RMA foi destruída entre 2020 e 2025.

5.1.1.5 Zoneamento da RMA

Durante sua evolução, a RMA dissolve a rocha encaixante e gera um espaço vazio que pode vir a ser preenchido por materiais da cobertura. A RMA é, sobretudo, um meio de alteração, cujas zonas mais ativas são: (1) principalmente o fundo ou o *cul-de-sac*, sendo esta a frente de progressão por progradação subvertical; e, (2) em menor grau, a periferia da forma em contato com a rocha encaixante. Esta segunda parte é importante na progressão vertical da raiz, pois, ao produzir essencialmente argila, facilita a descida brusca dos materiais, mesmo com a rugosidade do contato, já que a argila contribui para alternar fases de secagem e umidificação (Figura 5.12 & Figura 5.13). O núcleo da RMA recebe os materiais da superfície (Figura 5.13), que são mais móveis que a argila da periferia, especialmente o loess quaternário dos planaltos periglaciais da Normandia, cuja mobilidade é intensificada devido aos efeitos do índice de rugosidade (Figura 5.14).

5.1.1.6 Trepanação

A forma vertical (Figura 5.14) é, por definição, uma estrutura evolutiva que deve alcançar seu nível de base (Figura 5.15). Sua interrupção antes disso pode ocorrer devido a um nível litológico menos solúvel, o que é temporário; ou pela falta de suprimento hídrico, seja por ausência de precipitação, seja por captura da água por RMA vizinha (Figura 5.11), seja por mudanças ambientais. Em um contexto geomorfológico estável, impactos litológicos das fácies essencialmente carbonáticas não se mantêm ao longo do tempo na morfologia da RMA.



Figura 5.12 - Estrutura da RMA: o centro marrom claro é constituído de loess eólico introduzido pela subsidência da RMA, mais ou menos misturado com a alterita de argila com sílex, enquanto a periferia acinzentada é feita de argila de descalcificação no contato com a rocha encaixante carbonática. © J. Rodet-2016.



Figura 5.13 - À direita, detalhe mostrando a película de argila descalcificada e suas superfícies de deslizamento (Normandia, França). © J. Rodet-2016.

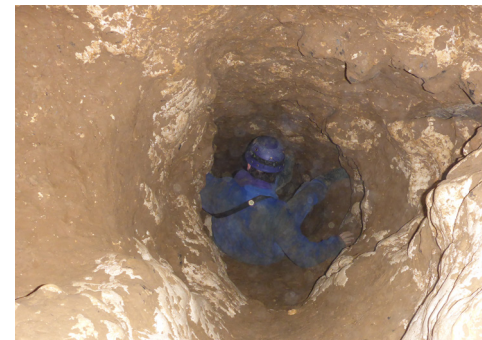


Figura 5.14 - Exploração vertical de uma RMA esvaziada de seu conteúdo (Caumont, Normandia, França). © J. Rodet-2014.



Figura 5.15 - RMA da Porte d'Aval alcançando o nível do mar em Étretat, onde se conecta com os condutos cársticos de restituição (Normandia, França). © J. Rodet-1995.

Durante a progressão, a RMA pode interceptar um conduto de restituição. Trata-se de um processo denominado “trepanação” (perfuração), geralmente repentino, resultante da ruptura da divisória que isola os dois condutos (Figura 5.16 & Figura 5.17). A RMA, por sua dimensão vertical, concentra enorme força potencial e domina a dinâmica da trepanação, invadindo o conduto de restituição e injetando nele seus materiais, tanto mais móveis quanto mais hidratados (Figura 5.18). É, portanto, um evento repentino e catastrófico, envolvendo massas sólidas (Figura 5.19), líquidas e viscosas impulsionadas pela altura de várias dezenas de metros da coluna de alteração [Bauer, 1989; Maire, 1990: p. 531-533]. A trepanação pode ocorrer a qualquer momento, e os sinais de alerta são pouco estudados. Provavelmente consistem em aportes hídricos anormais escorrendo da parede e de fissuras, indicando a ruptura iminente da divisória (Figura 5.16).



Figura 5.16 - Trepanção abortada de RMA no Sítio Vereda 3 (Matozinhos, MG, Brasil).
© J. Rodet-2010.



Figura 5.17 - Invasão de um conduto por esvaziamento de uma RMA durante uma trepanação (Montagne Saint-Pierre, Bélgica). Observe os blocos arrancados da rocha encaixante. © J. Rodet-2003.



Figura 5.18 - Cone de argila com sílex de uma RMA introduzido por trepanação em um conduto de restituição (Normandia, França).
© J. Rodet-2025.



Figura 5.19 - Material de uma RMA introduzido em um conduto de restituição (Normandia, França). © J.-P. Viard-2003.

5.1.1.7 Impacto sobre a RMA - Surgimento do abismo

O impacto desses eventos catastróficos em RMAs é significativo. A saída dos produtos de alteração revela a morfologia de contato, geralmente um conjunto de alvéolos centimétricos em formato oval dispostos sub-horizontalmente (Figura 5.20). Com a saída do produto da alteração, a RMA drena e libera um espaço vazio no qual a água verterá, desgastando as paredes e formando gradualmente ranhuras e sulcos subverticais (Figura 5.21). Esse processo marca a origem do abismo e de poços das cavidades verticais nos quais as formas de alteração geoquímica são substituídas pelas morfologias do fluxo físico. Na fase madura, todos os vestígios de alteração são eliminados [Rodet, 2017].



Figura 5.20 - Produtos de alteração à esquerda e morfologia alveolar à direita em RMA parcialmente esvaziada. © J. Rodet-2013.



Figura 5.21 - Acima, a morfologia do fluxo apaga a morfologia alveolar e a RMA torna-se um abismo (Normandia, França). Observe o impacto da tectônica. © J. Rodet-2013.

5.1.1.8 Efeitos sobre o conduto de restituição

Os impactos sobre os condutos de restituição são numerosos e dependem estreitamente da condição do conduto perfurado: está ativo ou fóssil, está preenchido ou vazio, está conectado ou não a jusante? O primeiro impacto é o efeito “cone”, que corta o conduto e separa o rio a montante do rio a jusante.

Tal efeito resulta em opor o montante ao jusante:

- A montante, o cone de dejeção cria uma represa na qual a água se acumula. A hidrodinâmica dá lugar aos impactos resultantes de inundações e, portanto, à sedimentação e aos processos geoquímicos que atingem as paredes do conduto. As consequências são visualmente claras: uma evidência freática e uma profunda alteração das paredes, o que desestabiliza os condutos.

- A jusante, o conduto é impactado pela introdução violenta de conteúdo de RMA, elementos sólidos e muita água. As consequências são importantes, mas o impacto é mais ou menos amplificado, dependendo do conduto a jusante em si. É então que as características deste último assumem sua importância [Rodet *et al.*, 2009b].

- Um conduto aberto ativo pode absorver rapidamente o fluxo aquoso e eliminar a acumulação sólida introduzida (cone de desmoronamento) – dependendo, é claro, de sua composição – e exportá-la até a ressurgência.

- Um conduto fóssil aberto pode oferecer uma distribuição espacial do tipo “língua” (Figura 5.17 & Figura 5.18) com a diminuição do estoque, desde a trepanação até o ressurgimento.

- Uma vez que o conduto esteja inativo e preenchido, a situação se torna mais complicada. Há três casos:

- O primeiro caso é o de um alvéolo cheio ou preenchido, sem área a jusante. Esse caso corresponde a uma RMA com abertura basal, na qual nenhum movimento de massa pode ocorrer, exceto na compactação.
- O segundo caso é o de um alvéolo vazio, mas sem zona a jusante (Figura 4.33, Figura 4.34 & Figura 4.35). Os elementos sólidos introduzidos sedimentam no solo e a acumulação aquosa exerce uma forte pressão sobre as paredes, com a RMA atuando como uma chaminé de equilíbrio. O alvéolo se transforma lentamente em um reservatório subterrâneo.
- O terceiro caso é o de um conduto fóssil preenchido (Petites Dales, França). O deslizamento do conteúdo de RMA pode bloquear a água a montante do conduto de retorno, que se torna o domínio de uma alteração profunda da encaixante que desestabiliza as paredes. A montante da Caverna das Petites Dales foi necessário construir um túnel metálico para evitar o colapso da abóbada [Rodet *et al.*, 2016a]. A jusante da trepanação, os elementos sólidos introduzidos contribuem para a formação de uma barragem sedimentar gerada pela súbita lâmina aquosa que favorece o preenchimento. Imediatamente a montante desta barragem, a pressão exercida pela introdução favorece o estabelecimento de um reservatório alimentado pela duplicação altitudinal do conduto; em outras palavras, por um canal de teto (Figura 5.22). A barragem de sedimentos termina por ser rompida e o fluxo cria um canal no teto do conduto preenchido, que vai sendo atenuado para jusante. Trata-se de um canal em teto do carste de introdução, operando de forma oposta a um clássico canal de teto gerado por um fluxo de restituição.

Foi observado, em uma cavidade da Normandia (França), que a seção em buraco de fechadura na rocha encaixante [Rodet *et al.*, 2016a] resulta da trepanação de um conduto de restituição original, de seção reduzida – porque somente foi alimentado pela porção móvel da água da rocha encaixante (em função da porosidade e de fissuras) –, por um conduto de introdução muito maior, alimentado por amplo volume de água mobilizável e renovável, claramente superior, visto que vem da superfície através de um sumidouro (ligação hidrocarstica).

5.1.1.9 Paleoforma e seu significado geomorfológico

Em geomorfologia é importante ter em mente que, se os processos cessarem, a forma associada permanece esculpida no relevo. Na carstologia, isso é mais frequentemente verificado na forma de vazios que podem ser preenchidos ou não. Por exemplo, uma RMA pode ser encontrada no interior de uma protuberância rochosa (Figura 5.23), indicando uma importante evolução, que pode chegar até a inversão do relevo. Tal protuberância – pináculo,

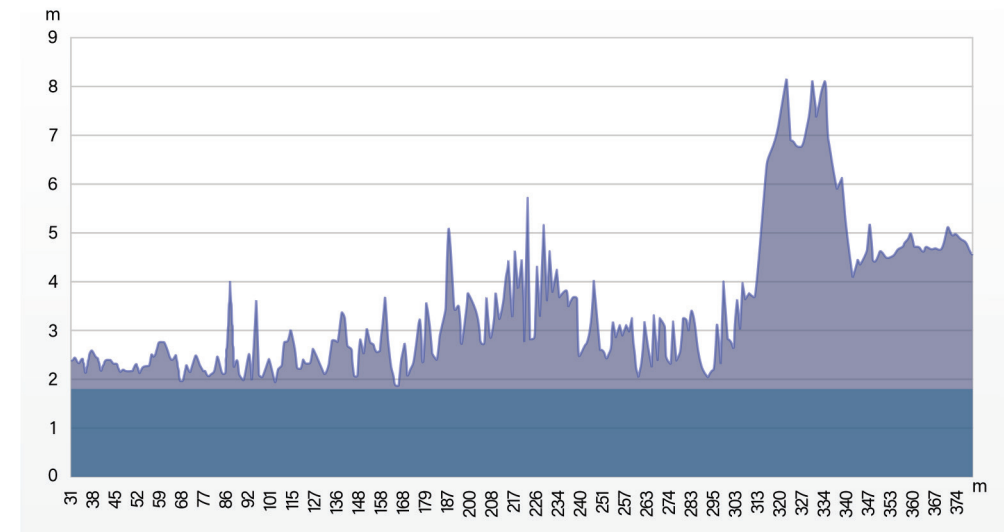


Figura 5.22 - Perfil longitudinal de um canal de introdução abobadado na Caverna das Petites Dales (Normandia, França). Observe a diminuição do impacto do canal a montante, à direita; e a jusante, à esquerda. O cinza claro representa a galeria; o cinza escuro é o entalhe do canal do teto. A medição, iniciada a 31 m da entrada, é indicada abaixo do diagrama e aumenta da entrada (jusante) para a parte interior (montante) [Rodet *et al.*, 2013].

em caso extremo – pode ser exposta através da exposição de várias RMAs interceptadas pela topografia superficial (Figura 5.24). Esta é a concepção de paleocarste: um criptocarste exumado, como ocorre nas falésias costeiras de Étretat (Normandia, França).

5.1.2 Periferia das depressões: a frente de progradação

A introdução de água no maciço carstificável não se limita à superfície dos platôs. Há uma situação particular no caso das depressões fechadas com fundos planos – chamadas “planícies cársticas” ou poljes –, na qual as águas cativas, em endorreísmo, procuram alcançar uma jusante hipotética, seguindo seu gradiente hidráulico. Este caso está particularmente bem-desenvolvido no Brasil, nos grandes platôs com estruturas sub-horizontais, alguns delimitados a montante por cuestas.

Os poljes desenvolvem, assim, ponores em baixo desnível no reverso das cuestas, como ilustrado pelo caso da Chapada dos Guimarães (Cuiabá, MT, Brasil), criando frentes de progradação instaladas no suave mergulho das camadas sedimentares [Hardt, 2011].

Uma frente de progradação é uma raiz do manto de alteração que, em vez de ser subvertical, acompanha a inclinação de estruturas monoclinais de fraco mergulho, muitas

vezes associada ao gradiente hidráulico (Figura 5.25). O resultado é uma lenta perda em seu conteúdo de alteritas, como ocorre na RMA (Figura 5.26). O gradiente hidráulico guia a frente de alteração para o vale situado do outro lado do obstáculo ao fluxo. O sítio do sistema Kiogo Brado/Aroe Jari (Cuiabá, MT, Brasil) é certamente uma das ilustrações mais impressionantes desse processo. A partir de uma depressão endorreica, várias frentes isoladas começam a penetrar no maciço. Localmente, três pequenas cavidades fósseis podem ser identificadas – chamadas de Três Marias –, seguidas pela Lagoa Azul, de águas transparentes. Segue-se o duplo sumidouro da Caverna Aroe Jari e outros sumidouros inativos não localizados. As Três Marias estão inativas e secas, pois estão suspensas acima de um talvegue que se destaca do *polje* para o sul. A Lagoa Azul é um antigo sumidouro de várias dezenas de metros de desenvolvimento, com uma grande seção de cerca de 10 m de altura e quase 20 m de largura e uma frente marcada por alvéolos de dissolução. Atualmente, a aproximação do talvegue que fossilizou as Três Marias desvia as águas da Lagoa Azul, que agora está funcionando como surgência, restituindo as águas do maciço.

O sumidouro da Caverna Aroe Jari é um fenômeno raro em arenitos silicosos. O sumidouro, com uma segunda abertura ao atravessar um grande salão pelo recuo da parede do *polje*, leva a um amplo conduto de seção transversal, majoritariamente quadrangular, que adentra o maciço por cerca de 1.000 m, até ressurgir do outro lado, formando uma longa galeria-túnel. Neste eixo principal, estão conectadas, na margem esquerda, outras galerias vindas do *polje*, mas sem entradas penetráveis. No complexo destas galerias, certos eixos, paralelos à galeria-túnel, fecham repentinamente. O piso, as paredes e também o teto mostram rochas muito alteradas (Figura 5.25). Observa-se também relevo vestigial fortemente alterado (Figura 5.26). Na realidade, trata-se de um meio de alteritas, uma frente de alteração isolada, progredindo em direção ao outro lado do maciço. O avanço da galeria-túnel capturou



Figura 5.25 - Frente de progradação sub-horizontal: galeria sem saída, com paredes fortemente alteradas. A altura sob o teto é de cerca de 3 m. © J. Rodet-2010.



Figura 5.26 - Montículo residual de uma coalescência em ambiente fortemente alterado nesta galeria (Chapada dos Guimarães, MT, Brasil). © J. Rodet-2010.

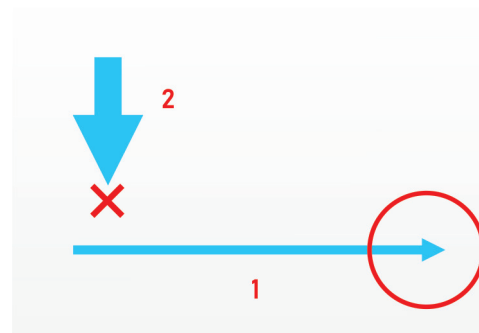


Figura 5.27 - Diagrama de separação do carste de introdução, na presença de uma RMA (2), de um conduto de restituição (1) alimentado unicamente pelo aquífero circundante.



Figura 5.23 - Pináculo tombado do topo da falésia. Observar a impressão profunda de uma RMA no interior do rochedo (Normandia, França). © J. Rodet-2014.



Figura 5.24 - La Chambre des Demoiselles (o Quarto das Senhoritas), famosos pináculos resultantes da coalescência de RMAs e da evacuação parcial do manto de alteração, no sítio de Étretat (Normandia, França). © J. Rodet-2009.

a rede subterrânea, especialmente as galerias próximas, deixando as frentes sem saída. Estas últimas, privadas de abastecimento de água, foram drenadas, perdendo parte de seu estoque residual, mas nenhum fluxo foi capaz de apagar a presença de alteritas nas paredes e no piso. Devido à drenagem, as frentes de alteração estão agora praticamente inoperantes.

Infelizmente, esse tipo de observação é excepcional, porque os locais de progradação são de difícil acesso, uma vez que são ocultados pelos regolitos.

5.2 CARSTE DE RESTITUIÇÃO

A importância do carste de restituição deve-se à importância das águas restituídas. Em um substrato impermeável, o volume de água restituída é teoricamente muito pequeno; consequentemente, o carste de restituição é fortemente limitado. Em um ambiente mais poroso ou permeável, o lençol freático fornece um volume considerável de água, porém

bastante disperso e, sobretudo, de difícil mobilização. Como resultado, o carste de restituição está presente, mas com dimensões reduzidas, já que não consegue capturar grande parte da frente de restituição hidrológica. Isso explica por que, nos calcários porosos, as cavidades de restituição que não estão ligadas ao carste de introdução [Lacroix *et al.*, 1998] geram apenas condutos de pequenos diâmetros, limitando o ingresso humano [Rodet *et al.*, 2016a].

5.2.1 Surgência, sinalizadora da restituição

Na periferia de um maciço, a dimensão cárstica é geralmente identificada a partir de uma saída concentrada de água subterrânea (Figura 5.28). Esse tipo de saída sempre atraiu o ser humano. Basta observar as obras e adaptações realizadas desde a Antiguidade [Fabre *et al.*, 2000] para comprovar isso (Figura 5.29). Historicamente, as populações sempre se estabeleceram perto das surgências, que lhes forneciam a água necessária para a sobrevivência do grupo. O que quer dizer que os pontos de água são normalmente conhecidos e bem-localizados, sendo atualmente utilizados para o abastecimento de água potável às cidades. De fato, a água deve estar disponível em quantidade e de forma imediata, daí a importância fundamental do carste de restituição [Kresic, 2013; Kresic & Stevanovic, 2010].

No século XIX, Paris criou um serviço de distribuição de água potável [Belgrand *in* Rodet, 1992a: p. 20]. O projeto envolveu a captação de água a até 150 km de distância, com a aquisição de terrenos ao redor de nascentes e a construção de grandes aquedutos. Essas obras naturalmente geraram conflitos com a população local, que se considerou privada de seus recursos [Ferray, 1896]. Também surgiram conflitos entre grandes cidades, como Rouen, que tinham abastecimento de água potável, e indústrias que precisavam dessa água para operar [Fromage, 1868, *in* Rodet, 1992a : p. 19]. Atualmente, em Seine Maritime (Normandia), onde vivem cerca de 1.300.000 habitantes, 100% do abastecimento de água potável depende da captação de águas subterrâneas em surgências ou em poços perfurados.



Figura 5.28 - Fonte do Rio Muota (Muotatal, Suíça): surgência no meio dos sedimentos de fundo de vale. © J. Rodet-2012.

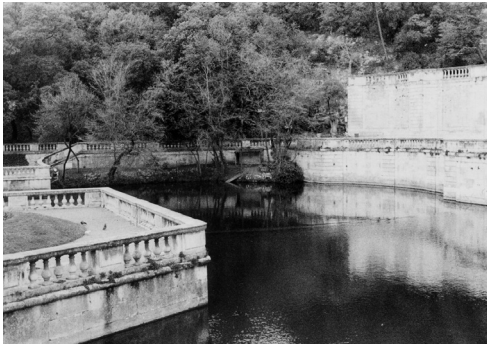


Figura 5.29 - Fonte de Nîmes (Languedoc, França): surgência cárstica com melhorias que remontam à ocupação romana. © J. Rodet-1982.

Uma fonte de água pode ser temporária ou permanente. Pode ocorrer abaixo do nível de base hidrológico, em fontes submarinas, sob o leito de rios, em depósitos aluviais ou no fundo de bacia submersa. Pode fluir suavemente de uma nascente, acessível ou não, ao pé de uma encosta íngreme ou através de colúvios (Figura 5.30). Também pode jorrar em um paredão, no alto, caindo em direção à base de uma encosta íngreme. O ponto de saída da água pode ser modificado (Figura 5.31) para regular o fluxo ou para aproveitar a energia hidráulica em moinhos, em máquinas/ferramentas ou na geração de eletricidade, etc. (Figura 5.32 & Figura 5.33). Por fim, a galeria de abastecimento pode ser penetrável pelo ser humano, proporcionando acesso a cavernas importantes. Algumas dessas surgências vêm de condutos muito profundos, acessíveis apenas por mergulho autônomo (Figura 5.34 & Figura 5.35).

Em ambientes mediterrâneos, onde há escassez de água superficial por razões climáticas (estação seca no verão), foram realizadas perfurações para captação de água de condutos alagados pela última transgressão marinha [Collina-Girard, 1996; Blanc, 2010].



Figura 5.30 - Captação de água chupa-cabra (Datas, MG, Brasil). © J. Rodet-2017.



Figura 5.31 - Melhorias arquitetônicas em uma espetacular surgência de água (Bèze, França). © J. Rodet-2021.



Figure 5.32 - Obra de captação da fonte do Rio Loue (Doubs, França). © R. Hardt-2007.



Figure 5.33 - Obra de captação da fonte do Rio Lison (Doubs, França). © R. Hardt-2007.



Figura 5.34 - Surgência vauclosiana natural: o Chien Neuf (Normandia, França).
© J. Rodet-1992.



Figura 5.35 - Surgência vauclosiana antropizada: a Fosse Dionne, em Tonnerre (Borgonha, França).
© J. Rodet-2018.

Os exemplos de captação dos *almyros* gregos são numerosos [Arfib, 2001] tanto em Creta como na costa do Peloponeso. Na exploração da Caverna Cosquer, no sul da França, uma dessas cavidades submersas levou à descoberta inesperada de pinturas pré-históricas em sua parte não inundada [Clottes & Courtin, 1994].

5.2.2 Caverna

A caverna é o símbolo do mundo subterrâneo natural tanto para espeleólogos e arqueólogos como para poetas. A caverna é, por definição, uma cavidade com desenvolvimento sub-horizontal que permite o acesso humano ao subsolo sem a necessidade de cordas, diferentemente da exploração de abismos. Em geral, a caverna é considerada uma restituição da água, isso porque as cavernas de introdução são menos conhecidas e comumente têm formas verticais, como poços. Assim, a tendência é classificar (1) o abismo como um representante do carste de introdução e (2) a caverna como um símbolo do carste de restituição. Consequentemente, quando se percorre uma caverna desde sua surgência, a progressão costuma apresentar aumento de altitude, conforme os fluxos que a alimentam. Se, na progressão, há uma inversão da inclinação, levando a galeria a descer abaixo do nível da entrada, isso indica um conduto antigo, com nível de base mais recente e ponto de saída mais baixo. A galeria de acesso, nesse caso, é inativa, fossilizada, funcionando normalmente durante inundações ou em caso de barramento da surgência que eleve temporariamente o nível da base (§ 4.5).

A caverna pode desenvolver-se abaixo do nível de base, especialmente devido à elevação do nível da inundação. Nesse caso, ocorre uma feição chamada sifão. Em regiões em subsidência, especialmente ao redor do Golfo do México, há grandes cavidades exploradas por mergulho autônomo por extensões de dezenas a centenas de quilômetros: 69 km na Caverna de Nohoch Nah Chih; 257 km em Ox Bel Ha; e 355 km em Sac Actun Dos Ojos. Todas

na Península de Yucatan, sudeste do México [C. Thomas, 2005; Wikipedia, 2018].

A caverna também pode se desenvolver acima do nível de base, o que futuramente pode resultar na fossilização da maioria dos condutos. Os condutos ativos são geralmente restritos às partes inferiores em contato com a zona inundada. Também neste caso ocorre o desenvolvimento de enormes cavidades, incluindo o “Himalaia subterrâneo”, representadas pelos 640 km da Caverna Mammoth Cave (Kentucky, EUA) [Palmer *in* Palmer & Palmer, 2009: p. 108-113; Wikipedia, 2018].

5.2.3 Dinâmica de restituição

A grande diferença entre o carste de introdução e o carste de restituição é que este último não tem obstáculos para drenar a água. O conduto é esvaziado por erosão regressiva desde o exterior e de acordo com o ingresso de água que exsuda do maciço. Em uma rede de restituição ainda sem conexão cárstica com entradas de água, o fluxo é reduzido e o conduto de restituição limitado em tamanho por um volume de suprimento de água relativamente pequeno. Entretanto, a água liberada pode ter uma dinâmica rápida, dependendo do gradiente hidráulico.

5.2.3.1 Nível de base

O nível de base é o limite do aprofundamento dos fluidos. O nível de base cárstico é aquele em que a água deixa de descer verticalmente no maciço cárstico e passa a fluir lateralmente, seguindo a inclinação natural entre a zona de acúmulo e a periferia dos maciços. Essa inclinação, somada às condições estruturais e litológicas, é sustentada pela drenagem mais rápida das águas periféricas, devido à proximidade do exterior (gradiente hidráulico e descompressão tectônica periférica do maciço). Assim, águas periféricas podem atingir uma rede cárstica mais facilmente que as águas no centro do maciço onde se acumulam. Esse efeito é espetacular em ambientes porosos (calcário poroso, arenito), onde o aquífero é definido por alguns autores como um lençol freático [Gründ, 1903]; outros o associam a condutos [Martel, 1902]. Tal aquífero é responsável pelo carste de restituição. Em meios porosos, os condutos e o ambiente freático (matriz da rocha) formam um aquífero misto, no qual o freático fornece o volume hídrico; e os condutos, a sua mobilidade e vulnerabilidade [Mégnyen, 1960]. O presente autor mostrou que, em cheias, os condutos drenam o lençol freático; e que, na estiagem, a água dos condutos o alimenta. A drenagem cárstica de restituição causa rebaixamento local do topo do lençol freático, liberando um talvegue piezométrico. Para este talvegue convergem as águas do lençol, reforçando a estabilidade lateral do conduto paragenético, que se eleva em seu preenchimento uma vez atingida a ligação hidrocarstica. Esse mecanismo pode explicar a grande estabilidade lateral do coletor da Caverna das Petites Dales, que se eleva a uma altura de quase 10 m [Rodet *et al.*, 2016a].

Em ambientes impermeáveis, os condutos de restituição representam eixos de convergência de afluentes, definindo a organização arborescente das redes cársticas [Palmer, 2002: p. 53; 2007: p. 269-270].

5.2.3.2 Erosão regressiva

A erosão mecânica é sempre regressiva, pois requer uma zona a jusante para drenar o fluxo e os materiais clásticos que transporta. Um obstáculo a jusante desloca o ponto de erosão para si. Um exemplo clássico é a queda d'água, cuja frente da cachoeira recua ao mesmo tempo em que decresce. Isso explica o deslocamento de bancadas para jusante em canais alpinos meandantes. A erosão regressiva provoca o rebaixamento local da superfície piezométrica, criando aí um talvegue hidráulico. Este talvegue cria um novo gradiente, favorecendo a concentração das águas periféricas em um eixo: o carste de restituição. No longo prazo, o talvegue tende a ser preenchido pela evolução paragenética do conduto de restituição, a menos que a ligação hidrocarstica gere uma dinâmica singenética que mantenha e amplie a depressão piezométrica.

5.3 CONEXÃO HIDROCARSTICA

A conexão hidrocarstica resulta da ligação entre o carste de introdução e o carste de restituição. É importante destacar que essa conexão não é sistemática, como demonstram numerosos exemplos em rochas porosas. O caso da galeria sem saída na Caverna Are Jari é um exemplo espetacular. O exame das raízes do manto de alteração (RMA) também oferece muitos exemplos. No calcário poroso da Normandia (França), embora 100% da água penetre no maciço em modo cárstico, apenas de 1% a 5% da água é devolvida pelo carste de restituição. Os 95% a 99% restantes são restituídos pelo fluxo lento do lençol freático [Calba, 1980]. Assim, pode-se deduzir que a entrada de água pela RMA é muito mais volumosa que a do carste de restituição, sendo responsável pelos condutos com seção de buraco de fechadura, onde a parte superior, maior, ilustra a entrada de água da RMA. A conexão hidrocarstica é, portanto, um fato que merece especial atenção.

A conexão permite que as águas introduzidas percorram um trajeto até a ressurgência (Figura 5.36), conforme a hidrodinâmica cárstica. Essa dinâmica permite a introdução concentrada com uma carga sedimentar que pode ser depositada no meio subterrâneo ou, se a velocidade necessária for mantida, ser transportada para a ressurgência, onde será restituída à superfície (Figura 5.37). Essas conexões podem ser comprovadas por espeleólogos percorrendo os condutos, especialmente com o uso de traçadores físicos, químicos ou biológicos, desde que a ligação seja atravessada por um fluxo. Traçadores, contudo, somente comprovam a conexão moderna ativa; não fornecem informações sobre as conexões não funcionais do carste (paleodrenos).

Esse percurso hidrodinâmico tem grande implicação morfológica. Ele permite a liberação parcial ou total das alteritas, a calibração dos condutos e a hierarquização da rede subterrânea e sua evolução, conforme a dinâmica paragenética e singenética. Isso é o que ocorre com a maioria dos desenvolvimentos subterrâneos explorados pelos espeleólogos.

Esta ligação hidrocarstica é desenvolvida principalmente, mas não exclusivamente, por RMAs principalmente verticais. Em alguns casos, a conexão ocorre a partir de uma frente de progradação sub-horizontal, notadamente a partir de um polje (§ 5.1.2). Há dois contextos de conexão: (1) entre a RMA e um conduto de restituição e (2) entre a RMA e uma chaminé de equilíbrio.

5.3.1 Ligação RMA/galeria de restituição

No modelo evolutivo clássico de um sistema cárstico, a água que ingressa no sistema procura um caminho rápido/hidrodinâmico para sair na surgência. Como o carste de introdução e o de restituição têm partes distintas, restrições diferentes e dinâmicas opostas, ocorre certa diacronia e a junção de ambos raramente é tranquila (Figura 5.38 & Figura 5.39).

Normalmente, é a RMA, progredindo em direção ao nível de base, que perfura o teto ou a parede do conduto de restituição (Figura 5.40) ou, às vezes, a parede de uma RMA vizinha já conectada [Bauer, 1989; Maire, 1990]. Essa conexão é sempre catastrófica, porque é repentina; acontece quando o anteparo enfraquecido cede sob a pressão da coluna móvel da RMA. Tal coluna, composta por água, alteritas e material alóctone, irrompe bruscamente o conduto de restituição (Figura 5.41) e o invade (Figura 5.42). Dependendo das dimensões e do funcionamento da cavidade que é invadida, a intrusão terá um impacto mais ou menos significativo (§ 5.1.1.6) [Rodet *et al.*, 2009b]. Em minas subterrâneas, as ocorrências são frequentes e conhecidas como “galeria ruim”, quando a galeria de exploração intercepta



Figura 5.36 - Surgência cárstica em Val Grenier (Normandia, França) na estiagem. © J. Rodet-2009.



Figura 5.37 - Mesma surgência na cheia. Observe que a turbidez é o elemento mais notável das mudanças na dinâmica, ilustrando a duplicação da vazão essencialmente sustentada pelo aumento da velocidade. © J. Rodet-1979.



Figura 5.38 - Trepanação de uma RMA em um conduto de restituição visto de dentro da RMA. © J. Rodet-2013.



Figura 5.39 - Vista da galeria: o cone aluvionar foi remanejado antropicamente (Normandia, França). © J. Rodet-2015.

Figura 5.40 - Diagrama de conexão entre uma RMA (2) e um conduto de restituição (1). Este último recebe o conteúdo da trepanação e um fluxo de água geralmente maior. Acima de tudo, essa junção gera a recalibração do conduto de restituição (buraco de fechadura *per ascensum*).

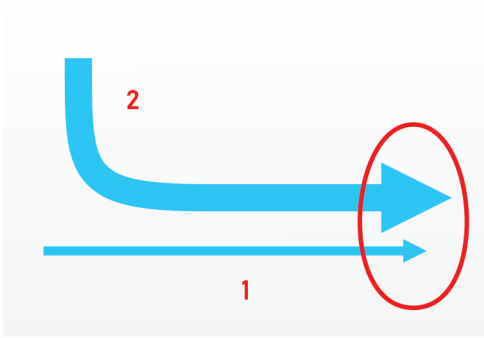


Figura 5.41 - Projeção de argilas nas paredes de cavidade subterrânea, destacando a violência do esvaziamento da RMA (Montagne Saint-Pierre, Bélgica). © J. Rodet-2003.



Figura 5.42 - Invasão de galeria de mineração subterrânea por produtos de uma RMA quando de uma trepanação (Montagne Saint-Pierre, Bélgica). © J. Rodet-2013.

uma RMA; e “queda de raio”, quando a pedreira passa logo abaixo da oclusão de uma RMA, causando eventualmente o colapso do teto e a invasão do material contido na RMA [Rodet, 1987]. Em 1995, após chuvas intensas, mais de mil colapsos de superfície ocorreram no território de Sena Marítimo (Normandia, França).

5.3.2 Conexão RMA - Chaminé de equilíbrio

Outro tipo de conexão é o de uma RMA e uma chaminé de equilíbrio. Se a RMA, uma forma ativa, intersectar a chaminé de equilíbrio, uma forma fóssil, ocorrem as condições da trepanação clássica descrita acima (§ 5.3.1). Entretanto, se a trepanação ocorrer enquanto a chaminé de equilíbrio estiver inundada, o nível de base domina o processo (§ 5.1.1.4), resultando em uma junção muito mais suave. Esse parece ser o caso observado em uma junção na Normandia, em que apenas parte do conteúdo de RMA se espalhou na chaminé de equilíbrio. Neste caso, tanto a morfologia da RMA (Figura 5.43) quanto a da chaminé de equilíbrio (Figura 5.44) não apresentam indícios de uma junção explosiva.

5.4 SÍNTESE

O sistema cárstico resulta de uma longa organização das águas cársticas, estruturada pelo desenvolvimento da rede subterrânea. Para que isso ocorra, é necessário que o carste de introdução e o carste de restituição estejam conectados, garantindo uma continuidade hidrológica que permita que o fluxo nos sumidouros siga até surgência. Essa conexão hidrocarstica permite o desenvolvimento de dinâmicas de fluxo, responsáveis pela introdução, pelo transporte e pela remoção dos elementos sólidos. Entretanto, essa dinâmica

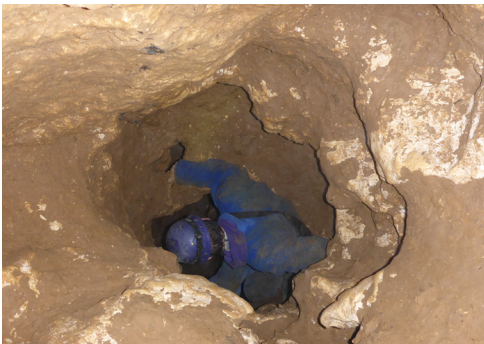


Figura 5.43 - Base de RMA interceptando uma chaminé de equilíbrio. A pequena abertura deve ser próxima a um complexo alterítico com pouca fluidez: a alterita foi parcialmente removida antropicamente. © J. Rodet-2014.



Figura 5.44 - Embaixo, o topo da chaminé de equilíbrio tem uma morfologia alveolar de inundação, sem qualquer vestígio de alteritas (Normandia, França). © J. Rodet-2014.

nem sempre é suficiente para transportar e remover os materiais introduzidos e depois sedimentados na rede cárstica. Algumas vezes, ao contrário, a dinâmica é muito intensa e, ao remover os elementos sólidos, acaba adaptando os condutos e eliminando as protuberâncias que perturbam o fluxo.

Tal conexão, que muitos autores tomam como presente desde o início da carstificação de um maciço, não é tão sistemática quanto se pode imaginar. Seu estudo permite compreender melhor o contexto dessa junção e as consequências hidrodinâmicas e geomorfológicas que ela gera. A constituição do sistema cárstico, portanto, não é tão simples quanto parece à primeira vista.

REFERÊNCIAS

- BAKALOWICZ, Michel; MANGIN, Alain (1980). L'aquifère karstique. Sa définition, ses caractéristiques et son identification. Société Géologique de France, *Mémoire hors série.*, 11: p. 71-79.
- BÖGLI, Alfred (1980). *Karst hydrology and physical speleology*. Springer-Verlag, Berlin: 284 p. [3-540-10098-9]
- COLLIGNON, Bernard (1988). *Spéléologie, approches scientifiques*. Edisud, Aix en Provence: 238 p. [2-85744-325-0]
- FORD, Derek; WILLIAMS, Paul (2007). *Karst hydrogeology and geomorphology*. Wiley, Chichester (UK): 562 p. [978-0-470-84997-2]
- GILLI, Eric (2015). *Karstology – karsts, caves and springs: elements of fundamental and applied karstology*. CRC Press: 244 p. [978-1-4822-4315-4]
- GUNN, John - ed. (2004). *Encyclopedia of cave and karst science*. Fitzroy Dearborn, New York: 902 p. [978-1-57958-399-6]
- JENNINGS, Joseph Newell (1985). *Karst geomorphology*. Basil Blackwell, Oxford: 293 p. [0-631-14032-8]
- MAIRE, Richard (1990). *La haute montagne calcaire – karsts, cavités, remplissages, Quaternaire, paléoclimats*. Karstologia-Mémoires, n° 3: 731 p.
- NICOD, Jean (1994). Plateaux karstiques sous couverture en France, d'après des travaux récents. Caractères géomorphologiques et problèmes d'environnement. *Annales de Géographie*, 576: 170-194
- PALMER, Arthur N. (2007). *Cave geology*. Dayton (USA), Cave Books: 454 p. [978-0-939748-66-2]
- RODET, Joël (1992). *La craie et ses karsts*. Editions CNEK et Groupe Seine, Centre de Géomorphologie du CNRS, Caen: 560 p. [2-9506258-0-0]
- SALOMON, Jean-Noël (2006). *Précis de karstologie*. Presses Universitaires de Bordeaux, collection Scinteren, 2e édition: 289 p. [978-2-86781-411-2]
- WHITE, William Blaine (1988). *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. Oxford University Press: 464 p. [0-19-504444-4]
- WHITE, William Blaine; CULVER, David C. - eds. (2012). *Encyclopedia of caves*. 2nd edition, Academic Press – Elsevier, London: 945 p. [978-0-123-83832-2]





6 Água, dinâmica e organizações

Nas páginas anteriores, foi examinada a gênese do carste epigênico, isto é: o carste elaborado por águas superficiais, seus agentes e processos (capítulo 4), bem como o dimensionamento da rede cárstica, tendo o sistema como força motriz (capítulo 5). Agora, será analisada a dimensão hidrogeológica, sua dinâmica e as formas resultantes. Entretanto, é evidente que o objetivo não é esgotar o tema da hidrogeologia cárstica, disciplina que requer o uso de equipamentos e tratamentos complexos, mas fornecer algumas chaves de compreensão sobre o papel da água no carste, de modo a permitir ao leitor interpretar com maior clareza as organizações e as formas subterrâneas. Aqueles que desejarem aprofundar seus conhecimentos em hidrogeologia, uma das principais disciplinas da carstologia, poderão consultar outros numerosos tratados existentes.

O sistema cárstico pode ser definido como o mecanismo funcional de um ambiente carstificado. Ele atua sobre uma bacia cárstica, porém não significa que toda essa bacia seja necessariamente cárstica. De fato, ela pode incluir partes superficiais desenvolvidas em substratos não carstificados, mas que alimentam superficialmente a drenagem cárstica. Todos os condutos e desenvolvimentos subterrâneos que a compõem representam a rede cárstica. Algumas partes são funcionais, enquanto outras podem estar desconectadas e fossilizadas. Há ainda outras que podem ser capturadas por uma rede vizinha, passando a integrar outro sistema subterrâneo. Consequentemente, uma bacia cárstica subterrânea nem sempre corresponde a uma bacia hidrográfica de superfície, podendo ser maior ou menor que essa. Excepcionalmente, é possível uma bacia cárstica ser totalmente desconectada da bacia hidrográfica que a recobre; isso pode ocorrer quando um evento climatológico (fase glacial) ou geomorfológico (recuo da linha costeira) redistribui a drenagem.

Após discutir o papel da água na carstificação, serão abordadas as energias envolvidas e a organização zonal do sistema, e logo sua evolução, expondo-se em seguida o papel regulador do sifão. O capítulo se encerra apresentando o significado do nível de base.

6.1 ÁGUA E CARSTE

A água é onipresente no carste. No contexto cárstico, a água é a hidrologia subterrânea, com suas diferentes abordagens. Além disso, sem água o carste não existiria. *“No hay que*

olvidar que hablar de karst es hablar de agua (“Não se pode esquecer que falar de carste é falar de água”) [Robledo *et al.*, 2020: p. 10]. De fato, a água é: (1) um portador de agentes solventes; (2) um agente mecânico; mas também (3) um indicador do funcionamento do sistema. Portanto, é indicador da organização da drenagem subterrânea.

6.1.1 Água como portador de solventes, campo da hidroquímica

A água, ao entrar em contato com o ar, a rocha, o solo ou a vegetação, carrega elementos solventes que atuarão sobre o ambiente, especialmente sobre a química das rochas. A água adquire então uma composição química que reflete as características do meio físico no qual permanece por determinado período. A aquisição hidroquímica pode ocorrer na superfície, antes da infiltração, ou na zona de introdução, notadamente na interface cobertura/rocha encaixante, que inclui as raízes do manto de alteração (RMA), mas também durante o percurso subterrâneo (Figura 6.1), seja no fluxo direto, seja durante o armazenado anterior à liberação. A qualidade da mineralização é altamente dependente do tempo de contato entre a água e o ambiente mineral. A mineralização do aquífero suspenso na interface cobertura/rocha encaixante, quando comparável a do aquífero profundo, demonstra a estreita relação com o topo da rocha encaixante.

6.1.2 Água, agente mecânico, domínio hidrodinâmico

O fluxo perene é, na maioria das vezes, evidência de uma ligação entre sumidouro e ressurgência. Em um aquífero poroso, uma surgência pode ser perene, alimentada exclusivamente pelo aquífero, apresentando fluxo bastante estável, apesar de variações pluviométricas, e reduzido, pois a mobilidade da água do aquífero é pequena. Se o fluxo é



Figura 6.1 - Aspecto desgastado de rocha ilustrando intensa atividade hidroquímica em uma zona normalmente submersa (Hérault, França). © J. Rodet-2003.



Figura 6.2 - Acumulação arenosa deixada pelas fortes e periódicas cheias de um rio subterrâneo (Hérault, França). © J. Rodet-2003.

expressivo ou apresenta variações importantes, é provavelmente um fluxo alimentado pelo carste, devendo-se suspeitar de uma ou de várias conexões com introduções concentradas. A ligação hidrocarstica entre sumidouros e ressurgências permite velocidades de fluxo altas a muito altas. Além disso, uma surgência pode reunir fluxos de lençóis freáticos e condutos cársticos que se misturam quando se encontram, possivelmente nas profundezas do maciço ou nas proximidades da surgência. Esse encontro é parcialmente responsável pela qualidade físico-química das águas das nascentes.

Um aspecto importante da água no carste é a velocidade do fluxo. Há uma distinção entre água estagnada, fluxo fluvial e fluxo torrencial. Frequentemente, a distinção entre os dois últimos tipos de fluxo é empírica, e um fluxo relativamente rápido pode ser considerado fluvial por uns e torrencial por outros. Entretanto, existe um parâmetro físico que os diferencia: o número de Froude [Palmer, 2007], que deve ser superior a 1 no caso de fluxo torrencial. De modo simplificado, quando ocorre um impacto na superfície imóvel de uma extensão de água, surgem ondulações concêntricas que se deslocam uniformemente. Se essa superfície estiver em movimento, essas ondas circulares se desenvolvem mais a jusante do que a montante (em regime fluvial), mas não mais contra a corrente, se o fluxo for mais intenso (em regime torrencial). Como a velocidade do fluxo exerce grande influência na evolução do carste, compreende-se seu impacto sobre a sedimentação (Figura 6.2), o transporte de sólidos [Oliveira *et al.*, 2018] e a dissolução nos condutos subterrâneos. De acordo com Palmer [2007: p. 97], “*subcritical flow is often slow enough to allow sediment to accumulate*” (“o fluxo fluvial – subcrítico – é frequentemente lento o suficiente para permitir o acúmulo de sedimentos”).

6.1.3 Sinal hidrogeológico: natureza do aquífero

O estudo das formas e sua disposição no carste permite compreender a implantação e o desenvolvimento da rede subterrânea. Por outro lado, a abordagem hidrogeológica possibilita analisar o funcionamento atual do sistema, ainda que não permita discernir o uso primário ou reativado de determinados condutos. Assim, as duas abordagens são complementares para entender a dimensão carstológica de um sistema ou de sua rede.

Há diversas abordagens para a hidrogeologia de subsuperfície. Um sistema cárstico é definido de acordo com seu tipo de alimentação: unário, quando recebe apenas a água da chuva dispersa por infiltração difusa do maciço; ou binário, quando a essa alimentação se associam também introduções fluviais concentradas em sumidouros. Tal definição ilustra o carste de introdução. Na outra extremidade, o nível de base determina o carste de restituição. É a junção desses dois conjuntos que, pela continuidade hidrológica, permite a instalação da hidrodinâmica e a evolução geomorfológica da rede subterrânea e de seu ambiente. O estudo dos fluxos nas zonas de recarga e descarga fornece informações valiosas sobre a estrutura do sistema cárstico. Vejamos:

- Quando a vazão na entrada é maior que a da saída, há perda de fluxo para: (1) uma saída desconhecida (como o leito de um rio); (2) um mecanismo de armazenamento; ou (3) uma captação por uma bacia vizinha.
- Quando a vazão de entrada é equivalente à de saída, há uma organização subterrânea relativamente simples, com ligações diretas de sumidouro/ressurgência, e uma tendência para o fluviocarste.
- Quando a vazão de entrada é inferior à vazão da saída, o sistema é: (i) binário, ou seja, com alimentação dupla, por infiltração e entrada concentrada; ou (ii) apresenta captura de um sistema vizinho.

A presença de água no interior de um maciço não é uniforme. Naturalmente, o armazenamento se dá no nível de base, onde a água se acumula, constituindo o nível permanentemente submerso [White, *in* White & Culver, 2012: p. 383-391]. Acima do nível de base, há uma zona de inundação temporária, que armazena o excedente das cheias, no que é o epicarste dos hidrogeólogos [Jones *et al.*, 2003]. Entre o topo dessa zona de inundação temporária e o contato com a cobertura, desenvolve-se uma zona aerada, percorrida pelas águas difusas de infiltração que alcançam o nível de base. Além disso, em contato com a rocha encaixante e sua cobertura sedimentar ou detrítica, desenvolve-se o criptocarste, associado a um aquífero com um papel hidrológico fundamental, pois alimenta as raízes do manto de alteração que nele se formam [Brown *et al.*, 2008, 2010]. Podem-se, assim, definir quatro zonas nas quais a água está presente de forma contínua ou temporária. De baixo para cima, podemos distinguir:

- a zona submersa (lençol freático);
- a zona epicárstica ou temporariamente submersa (cheias e inundações);
- as raízes do manto de alteração ou sumidouros localizados;
- o aquífero suspenso nas formações não consolidadas ou lençol freático subsuperficial que alimenta as RMAs.

6.1.4 Água: transferência de pressão e trânsito de fluidos

O fluxo de água no maciço também revela muito sobre a organização da drenagem cárstica e, portanto, sobre as características da rede subterrânea. Podem-se distinguir contextos específicos, como os apresentados a seguir.

6.1.4.1 Fluviocarste

O fluviocarste pode ser equiparado à definição de galeria-túnel. As restrições do meio se limitam às dimensões da menor seção do percurso (Figura 6.3), o que significa que geralmente os efeitos da rugosidade se reduzem ao atrito do fluxo em seu leito (Figura 6.4).



Figura 6.3 - Regime fluviocárstico de Aroe Jari (Cuiabá, Brasil). © J. Rodet-2010.

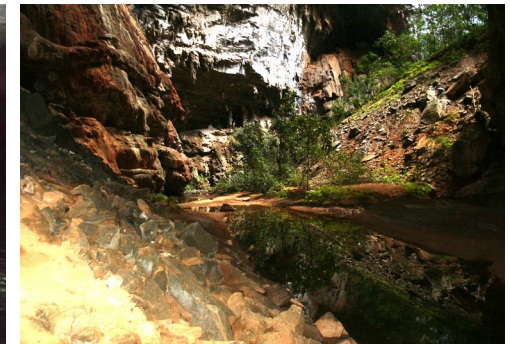


Figura 6.4 - Regime fluviocárstico do Rio Peruaçu (MG, Brasil). © J. Rodet-2003.

Os rios subterrâneos da região de São Domingos (GO, Brasil), e, em particular, a Lapa São Bernardo, são um excelente exemplo [Guyot, 1996]. Há também outros belos exemplos no vale do carste de Rakov Škocjan, na Eslovênia (Figura 4.55 & Figura 4.56). Geralmente, a drenagem é subdimensionada em relação à seção do conduto. O efeito reservatório é limitado à porosidade do leito, e os fluxos dependem diretamente de aportes exógenos. O carste se comporta como uma tubulação, como um aqueduto natural.

6.1.4.2 Sistema periglacial

O carste periglacial de montanha é peculiar por ter passado por uma fase glacial, na qual o congelamento foi responsável por um nível de base muito mais baixo do que o nível atual. A dimensão montanhosa condiciona o predomínio vertical do carste de recarga até o nível de base glacial. Assim, a circulação é extremamente rápida na continuidade vertical dos poços. A dimensão dominante das montanhas periglaciais e temperadas é responsável pelo direcionamento das águas fruto do derretimento das geleiras e pelo abastecimento de água para o fundo dos vales, elevando o nível de base por um efeito de barragem significativo, que inunda as partes inferiores da rede subterrânea e a zona de restituição.

Dois modos de trânsito hídrico opostos são então observados: (1) o carste de introdução com percurso particularmente rápido graças a seu domínio vertical; e (2) um carste de restituição acumulativo, que só restitui a água introduzida após um período às vezes bastante longo. Por exemplo, no maciço do Semnoz (Bauges, França), o sistema Crêt de Tertère/Source du Bourneau responde a grandes tempestades em 4 a 5 horas, apesar da diferença de altitude de 900 m, o que representa um desnível de cerca de 200 m verticais por hora [Lepiller, 1971, 1980]. Entretanto, análises geoquímicas mostram que a água restituída nas cheias é rica em sais minerais e, portanto, incompatível com a água de chuva recente, que tem apenas 4 a 5 horas de vida. O monitoramento hidroquímico demonstra que a água da chuva emerge alguns dias depois, por um período mais longo do que o da introdução,

apresentando mistura com águas mais antigas. A inundação na surgência responde, pois, à transferência de pressão causada pela chegada de água de superfície na zona saturada. Essa resposta quase imediata da entrada e da saída de água prova a continuidade hidráulica do reservatório. Já a liberação retardada da massa de água superficial na saída revela a dinâmica lenta e complexa do reservatório, que acumula água de diversos episódios, por vezes muito antigas (de vários milênios). Tal fenômeno é comum aos maciços pré-alpinos da Europa, como demonstrado em extensa bibliografia [Jeannin & Häuselmann, *in* White & Culver, 2012: p. 698-705].

6.1.4.3 Sistema em subsidência

Os sistemas em subsidência são caracterizados pela elevação do nível de base e, consequentemente, pela inundação dos maciços. Redes subterrâneas que passaram por fases vadosas (de circulação aerada) acabam sendo invadidas pela água, e aquelas ainda ativas tornam-se submersas, permanecendo sob pressão e gerando surgências do tipo fonte artesianas ou vaclusianas (Figura 2.113 & Figura 2.114). Duas áreas principais estão sujeitas a essa evolução: as regiões costeiras influenciadas por flutuações glacioeustáticas e as bacias sedimentares. Neste último caso, a região de Bonito (MS, Brasil), situada na borda do Pantanal, entre a orogênese andina e a margem passiva do Atlântico Ocidental, ilustra bem esse processo com suas numerosas cavidades alagadas [Rubbioli *et al.*, 2019]. Exemplos nas regiões litorâneas, particularmente no Mediterrâneo, são abundantes [Gilli, 2011: p. 142-151]. A gruta ornamentada Cosquer, nas calanques provençais [Collina-Girard, 1996], constitui um exemplo histórico, pois foi percorrida pelo homem pré-histórico quando se encontrava seca [Clottes & Courtin, 1994]. Em uma escala geológica, a Fonte de Vaucluse é uma ilustração espetacular da submersão de um carste do Messiniano (7.246 Ma a 5.333 Ma); atualmente, mais de 300 m se encontra abaixo de sua surgência [Clauzon, 1975].

6.1.4.4 Sistema misto de substratos porosos cársticos

Os meios porosos, tais como gredas (calcário poroso), calcarenitos e arenitos, muitas vezes constituem aquíferos mistos, nos quais o desenvolvimento de uma camada porosa, semelhante a uma esponja, se associa a condutos como em um carste clássico. Ambas as formas permitem o desenvolvimento do chamado “aquífero misto”, numa combinação destes dois componentes: o ambiente freático, que garante a reserva do aquífero, e o ambiente cárstico, responsável pela mobilização e pelas características do recurso hídrico. Este recurso pode ser significativo. Por exemplo, os 1,3 milhão de habitantes do departamento do Sena Marítimo (Normandia) são abastecidos com água potável proveniente de um aquífero desse tipo. Cerca da metade da população de Paris depende de nascentes exploradas em regiões com gredas, notadamente na Bacia do Rio Avre, na Normandia [Rodet & Magne, 2009, 2018],

e a Bacia do Rio Vanne, no Pays d’Othe na Borgonha-Champagne [Rodet, 1992]. Nesta última região, verdadeiros rios subterrâneos de fluxo torrencial, com cascatas, foram perfurados por poços artificiais [Le Couppey de la Forest & Bourdon, 1901; Chabert & Maingonat, 1977], assim como sob a Montagne de Reims [Martel, 1902; Rodet, 1992]. Essa dualidade porosidade-carste [Mégnyen, 1960] foi, durante muito tempo, usada como argumento para negar a dimensão cárstica da rocha encaixante. Todavia, cabe aqui a pergunta: como se pode concentrar em condutos a água de uma esponja?

6.2 ENERGIAS DO CARSTE

O sistema cárstico funciona pela dissipação de energia e está organizado em diferentes setores, com funções específicas. Os fatores que permitem a carstificação são conhecidos há muito tempo [Trombe, 1952; Roques, 1972]. É necessário que a rocha seja quimicamente solúvel; a experiência mostra que quase todas as rochas apresentam sensibilidade química. A solubilização depende fortemente dos componentes minerais da rocha citada, e não se manifesta de modo igualmente rápido e intenso em todos os litotipos. É uma questão de tempo, disponibilidade de água, equilíbrio geoquímico e, às vezes, de temperatura ou, mais precisamente, de clima, como demonstra a variedade de substratos carstificados existentes no Brasil. Também é essencial que a rocha seja mecanicamente resistente o suficiente para manter as cavidades que foram formadas.

Da mesma maneira, é necessária a presença de um fluxo concentrado, uma hidrodinâmica, uma corrente que flua através do sistema e possa remover: (1) elementos solubilizados; (2) elementos sólidos ou não solubilizados, produzidos nos condutos por intemperismo e/ou atrito; e (3) materiais sólidos exógenos que podem ser agrupados sob o conceito de sedimentos. Esse fluxo, de lento a rápido, só é possível de se estabelecer se houver continuidade hidrodinâmica (Figura 6.5). De fato, sem jusante, não há fluxo (Figura 6.6). Tal constatação evidencia claramente que a atividade química precede a hidrodinâmica, ainda que, posteriormente, ambos os fatores coexistam e se combinem no sistema cárstico. O carste é, portanto, o resultado da combinação dessas energias (Figura 6.5).

Quanto à influência da tectônica, é necessário distinguir a fratura em si e a estruturação tectônica mais ampla. Grandes estruturas influenciam, sem dúvida, os fluxos subterrâneos, enquanto uma fratura isolada é capaz de facilitar a instalação do conduto em determinado ponto, mas nem sempre o faz, especialmente em fácies porosas, nas quais as propriedades físicas da rocha encaixante exercem menor impacto sobre o desenvolvimento cárstico (Figura 5.9). Esse é o caso, em particular, da instalação e da evolução das raízes do manto de alteração, que dependem mais das condições da cobertura residual do que da própria rocha encaixante.

Quinif [1983] define três formas de energias tratadas na sequência, consideradas necessárias para o funcionamento cárstico: a energia hidrodinâmica, a energia química e a

Figura 6.5 - Dualidade de processos, geoquímicos e mecânicos, cujo impacto depende da velocidade do fluxo. Quanto mais lento o fluxo, mais eficaz a alteração química; quanto mais rápido o fluxo, mais intensos os efeitos mecânicos, variando da deposição de sedimentos ao seu transporte e até da erosão das paredes.

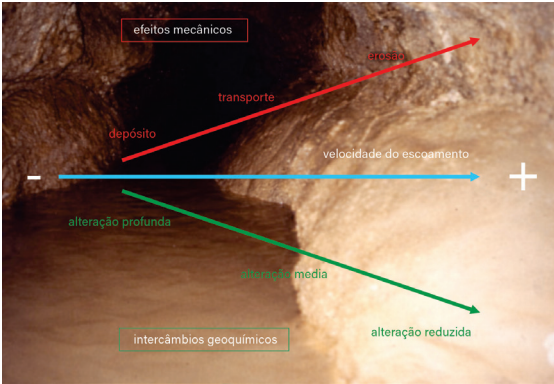


Figura 6.6 - Escoamento torrencial evidenciando uma continuidade hidráulica bem estabelecida (Vallorbe, Suíça). © R. Hardt-2007.



energia mecânica. O carste, abordado em sua dimensão física global, pode ser concebido como um sistema termodinâmico aberto, no qual o consumo de energias químicas, mecânicas e hidrodinâmicas, localmente, lhe confere uma heterogeneidade estruturada. Por essa razão, um carste evoluído é caracterizado pela existência de vazios de diferentes tamanhos, desde muito pequenos até muito grandes, dependendo das condições locais de drenagem nas distintas partes da rede, e que evoluem com o tempo.

6.2.1 Energia hidrodinâmica

A energia potencial é a energia disponível na entrada do sistema. Resulta do desnível entre o ponto de entrada de água e o nível de base, sendo guiada pelo gradiente hidráulico. Assim, a energia hidrodinâmica pode ser maior (introdução em zona mais elevada) ou menor (introdução na base das encostas), dependendo da situação geomorfológica. Essa é, particularmente, a dimensão do carste introdutório. Tal energia se dissipa mais ou menos rapidamente como energia cinética, devido à gravidade, à medida que o fluxo atravessa o maciço. Ela depende do desnível, da extensão do percurso, da quantidade de água disponível e da velocidade do fluxo ou de sua vazão, até atingir seu nível de base, onde a energia cinética se extingue.

6.2.2 Energia química

A energia química é o produto de desequilíbrios químicos gerados pelo contato entre dois meios, por exemplo, entre a constituição mineral da rocha encaixante e os agentes químicos dissolutivos transportados pela água (Figura 6.7 & Figura 6.8). Isso também se aplica ao encontro de águas de características diferentes [Bögli, 1964], seja água doce em contato com água salgada do mar (haloclina) [J. James, 1992], seja a mistura de duas águas doces (abastecimento local e aporte externo, exemplificando). Essa é a dimensão dominante do primocarste [Rodet, 1996, 1997].

6.2.3 Energia mecânica

A energia mecânica manifesta-se pela ação direta dos fluxos nas paredes dos condutos. Trata-se da tradução morfológica da lei da camada limite (mecânica dos fluidos). É o domínio da Física. A velocidade do fluxo atua como uma lixa nas paredes, desgastando preferencialmente as formas salientes, procurando reduzir o índice de rugosidade. De fato, cada rugosidade gera perturbação nas camadas de contato do fluxo, o que concentra o intemperismo físico sobre a protuberância. Além disso, quando o fluxo atinge altas velocidades, as irregularidades da parede podem produzir vórtices retrógrados, favoráveis ao desgaste pontual, dando origem a formas de ondas tipo “golpes de formão” (Figura 4.41), os *scallops* [Lismonde & Lagmani, 1987]. A tendência é a adaptação do conduto à dimensão dos fluxos, processo conhecido como “calibração”. Essa energia mecânica é também responsável pela entrada, pelo transporte e pela erosão de elementos sólidos, sendo o que facilita, ou até mesmo permite, o acesso humano aos condutos subterrâneos [Rodet, 2017a, 2017b].

É evidente que essa abordagem só se aplica às fases de carstificação. Ela perde sua importância no contexto do primocarste, no qual a energia mecânica está ausente pela



Figura 6.7 - Carstificação sob regime freático de um bloco de greda dolomitizada (Normandia, França). © J.-C. Staigre-2017.



Figura 6.8 - Carstificação sob regime freático de um bloco de quartzito (Gruta Monte Cristo, MG, Brasil). © J. Rodet-2019.

limitação da energia hidrodinâmica na falta de uma jusante drenante, o que implica fluxos lentos, do tipo impregnação [Rodet, 2014]. Consequentemente, essas energias são mais ou menos eficazes em redes cársticas, dependendo das fases de desenvolvimento do sistema.

6.3 ORGANIZAÇÃO ZONAL DO SISTEMA

Um sistema cárstico é composto por diversos elementos que contribuem para seu funcionamento. Algumas funções são mantidas por elementos posicionados a montante do sistema, enquanto outras se estabelecem mais a jusante. Isso significa que o sistema cárstico está organizado em setores, em um zoneamento funcional. Portanto, os elementos, logo a seguir, podem ser identificados:

Exocarste ou carste de superfície: é composto de formas específicas resultantes da alteração das rochas aflorantes (lapiás e kamenitzas), mas também de formas de superfície derivadas da evolução subterrânea (dolinas). Inclui ainda outras desenvolvidas sob cobertura (criptocarste), desde que expostas à erosão, e formas cársticas profundas trazidas à superfície pela erosão (paleocarste) e geralmente diminuídas a vestígios ou a formas residuais (§ 2).

Endocarste ou carste subterrâneo: é a dimensão específica do carste (§ 3). É onde se desenvolvem tanto o carste epigênico, formado a partir de elementos provenientes da superfície e das águas meteóricas, quanto o carste hipogênico, resultante de elementos provenientes das profundidades, em especial águas termais [Klimchouk, 2007]. O endocarste é complexo, sobretudo por conter uma zona alagada e uma zona vadosa. A zona alagada tem níveis de águas altos e níveis de águas baixos, sendo que, nesta última, ocorre a chamada “zona saturada”, em que define o nível de base hidrológico da área em questão. Acima desse nível de base, o potencial cinético ainda está presente e participa da atividade carstológica [Palmer, 2007]. Pode-se, então, propor uma tipologia que favoreça a compreensão desse complexo sistema.

6.3.1 Epicarste

Acima da zona alagada ou saturada, desenvolve-se uma zona vadosa, onde se manifestam as inundações. Alguns pesquisadores empregam o termo “epicarste”, cuja definição é bastante vaga e varia de acordo com a disciplina de abordagem. Para alguns, corresponde à porção da rocha encaixante, situada imediatamente acima da zona alagada. Outros a estendem até a superfície, incluindo o exocarste [Jones, 2003], o que é particularmente comum entre hidrogeólogos [Bakalowicz, *in* White & Culver, 2012: p. 284-288; Mangin, 1973]. Para os geomorfólogos, entretanto, o epicarste deve ser dissociado do exocarste, pois corresponde à faixa superficial do carste, altamente fraturada e descomprimida [Viala, 2000], comparada à camada epidérmica do carste [Choppy, 1985]. Os anglo-saxões

referem-se, em geral, a essa faixa como uma zona vadosa [Ford & Williams, 2007]. Em razão dessa ambiguidade conceitual, evita-se aqui o uso desse termo.

6.3.2 Criptocarste

No maciço encaixante, existe uma zona particular de contato entre o substrato carstificável e a sua cobertura inconsolidada, geralmente constituída por material de alteração do próprio substrato. Trata-se de uma área com uma função específica e fundamental para a formação do carste, denominada “criptocarste” (§ 2.2). Por sua localização e função, não se limita à subsuperfície do carste, podendo estender-se muito profundamente na rocha-matriz, formando as raízes do manto de alteração (RMA), antes de sua interceptação por outro conduto. Curiosamente, o criptocarste tem sido negligenciado nas principais sínteses recentes [Gunn, 2004; White & Culver, 2012], ainda que detenha função fundamental para o estabelecimento e o desenvolvimento do endocarste [Rodet, 1997, 2014, 2017a, 2017b]. Ressalta-se que, graças à sua posição, o criptocarste é raramente acessível, e sua obstrução por resíduos de alteração intempérica e coberturas inconsolidadas dificulta seu estudo. Até recentemente, inclusive, sua existência era negada em algumas regiões, dada a raridade de sua exposição e observação.

6.3.3 Zona profunda

A zona profunda forma-se pelo acúmulo de água introduzida acima do nível de base de um maciço, seja pelo confinamento por pressão litostática (isto é, pelo peso da massa rochosa), seja pelo nível de inundação dos oceanos. Ambas as condições evoluem no tempo e no espaço. Isso explica a existência de carstes profundos originados em fases com um nível de base inferior, especialmente durante episódios glaciais. Outra origem possível decorre da estrutura da rocha encaixante [Ford & Williams, 2007: p. 222-236], especialmente nas grandes bacias sedimentares (Figura 6.9). Os poços artesianos na Bacia de Paris ilustram bem esse fenômeno [Lemoine *et al.*, 1939]. Pouco conhecida devido a dificuldades de acesso, tal zona abriga uma atividade cárstica variada que vem sendo gradualmente descoberta (Figura 6.10). Ela também atua como um aquífero-armadilha, que contém água de idade muito distinta. Além das águas recentes, provenientes das últimas introduções, armazena águas com idade que varia de anos, décadas, séculos ou mesmo milênios. Essas águas podem ser liberadas, pelo menos parcialmente, durante estiagens severas ou inundações repentinas e intensas, funcionando como um mecanismo de descarga. Nos cenotes e em outras formas de carste alagado, na proximidade de costas, podem ocorrer haloclinas e águas salinas sob a lente de água doce [J. James, 1992; Lignier *et al.*, 2013].



Figura 6.9 - Manifestação em superfície da zona profunda do carste de Touvre (Charente, França), reconhecida em mergulho a uma profundidade superior a 180 m. © J. Rodet-2003.



Figura 6.10 - Visão da zona profunda, constantemente alagada, no carste de Saulges (Mayenne, França), desenvolvida sobre uma fissura que orienta o surgimento de uma chaminé de equilíbrio. © J. Rodet-2008.

6.3.4 Carste hipogênico

O carste hipogênico corresponde às formações cársticas originadas por fluidos de origem profunda, sendo as águas termais sua expressão mais conhecida [Klimchouk, 2009; Klimchouk *et al.*, 2017]. Vários exemplos de cavidades são reconhecidos nesse contexto, por exemplo, na cidade de Aix les Bains (Savoie, França) [Gallino, 2006] e nos Apeninos, no vale inferior do Rio Tronto, perto da cidade de Ascoli-Piceno (Itália). No Brasil, cavidades desenvolvidas em batólitos granito-gnáissicos de Ataleia (MG) e Milagres-Itatim (BA) parecem enquadrar-se nessa categoria (Figura 6.11 & Figura 6.12). Segundo o geólogo André Pouclet (comunicação pessoal, 2009), essas cavidades podem ter se formado durante a ascensão do batólito, quando a temperatura dos fluidos teria diminuído para cerca de 100°-90°, ou seja, de 200 m a 300 m abaixo da superfície. A chegada do batólito à superfície seria acompanhada da erosão, que, aproveitando dos contrastes litológicos e da descompressão periférica dos maciços, expôs os mega-alvéolos.

Podem ser incluídas nessa categoria os fluxos subterrâneos regionais de grande extensão, responsáveis pela formação dos alvéolos profundos que afetam diversos tipos de substrato. Uma contribuição bacteriana é possível [Willems, 2000]. O princípio do carste hipogênico, em oposição ao carste epigenênico, baseia-se na ascensão de fluidos carregados de agentes dissolventes [Klimchouk, in Klimchouk *et al.*, 2000: p. 244-260].

Em certos casos, lençóis freáticos rasos encontram, nos minerais do maciço rochoso, notadamente sulfetos, um motor geoquímico capaz de dissolver a rocha sem gerar gradientes óbvios que orientem a carstificação. O resultado é complexo: redes labirínticas desenvolvidas

ao longo de dezenas ou até centenas de quilômetros. No Brasil, os labirintos gigantes de cavernas do norte da Bahia, a Toca da Boa Vista e a Toca da Barriguda (Figura 6.13 & Figura 6.14), com extensões mapeadas em 114 km e 35 km, respectivamente, parecem estar associados a esse processo [Auler, 1999; Rubbioli, 2019]. Ressalta-se que esses resultados, obtidos graças à mobilização de numerosos espeleólogos brasileiros, representam apenas indicadores de desenvolvimento possivelmente muito maiores, visto que outros condutos e cavidades permanecem desconhecidos até o momento.

6.4 EVOLUÇÃO OU ADAPTAÇÃO DO SISTEMA

O sistema constitui o elemento dinâmico do carste, registrando na rede as mudanças e as transformações que o afetam no decorrer do tempo. Os elementos antigos são fossilizados, enquanto os novos refletem as mutações que alteram seu funcionamento. Entre essas mutações, destacam-se o registro da evolução do relevo e a relação com a estrutura tectônica dos maciços.



Figura 6.11 - Salão e galeria na Gruta João Matias, desenvolvidos nos granitos de um batólito (Ataleia, MG, Brasil). © J. Rodet-2009.



Figura 6.12 - Mega-alvéolos em batólito granítico (Itatim, BA, Brasil). © J. Rodet-2009.



Figura 6.13 - Cruzamentos labirínticos por coalescência dos vazios freáticos na Toca da Boa Vista (Campo Formoso, BA, Brasil). © J. Rodet-1997.



Figura 6.14 - Paleoconduto interceptado e suspenso pelo crescimento de alguns vazios freáticos na Toca da Boa Vista (Campo Formoso, BA, Brasil). © J. Rodet-1997.

6.4.1 Registro da evolução do relevo

O sistema é o componente ativo da rede cárstica e, portanto, encontra-se em contínua evolução, adaptando-se às mudanças internas da rede ou às modificações externas no ambiente geomorfológico. Essas alterações podem ser muito expressivas, mas também relativamente discretas, quando as modificações geomorfológicas são lentas. Neste último caso, de alterações discretas, é sobretudo a galeria que registra esses eventos (Figura 6.10), ao passo que, em situações mais significativas, as modificações afetarão a própria rede cárstica. O estudo das mudanças na rede cárstica será abordado no capítulo 7. O presente capítulo será limitado aos impactos mais discretos que afetam os condutos subterrâneos.

O aquífero em rochas carstificáveis apresenta grande complexidade. O conjunto de condutos constitui uma rede que possibilita a rápida circulação da água, desde que exista um gradiente hidrodinâmico a jusante. Esse fluxo é definido por uma velocidade normalmente expressa em metros por segundo (m/s) ou metros por hora (m/h). As águas cársticas fluem, em geral, a uma velocidade de 10^{-2} m/s e 10^{-3} m/s, podendo fluir muito mais rápido como em fluxos torrenciais subterrâneos. Entretanto, os maciços onde esses fluxos cársticos se desenvolvem podem apresentar porosidades de reduzidas (estruturas da rocha encaixante) a elevadas (litologias com baixa cimentação como greda, calcarenito ou arenito). O resultado é um aquífero poroso e/ou fraturado, no qual os fluxos são muito mais lentos, da ordem de 10^{-7} m/s a 10^{-9} m/s. Tal diferença é relevante, já que explica a complexidade dos recursos hídricos em ambientes cársticos e fundamenta a controvérsia que opôs, no início do século XX, E. A. Martel, defensor de um aquífero cárstico simples, baseado na “circulação em fraturas”, tipo Carste, e A. Gründ, que defendia a predominância do lençol freático como dentro da matriz da rocha, o *grundwasser* [Rodet, 1992: p 9-12].

A análise de mapas piezométricos de detalhe, elaborados com base em leituras em poços ou sondagens, revela talwegues piezométricos que evidenciam eixos de circulação rápida e, portanto, indicam possível mudança da singularidade do lençol freático para fluxos individualizados, de natureza cárstica. Esse contexto explica por que “chove” em minas subterrâneas e pedreiras: a escavação antrópica proporciona um fluxo mais rápido, por causa da drenagem da água presente, em comparação ao fluxo lento do lençol freático poroso, suspenso acima do vazio antrópico.

A segunda consequência desse diferencial de velocidade de fluxo é que o vale piezométrico, criado pelo fluxo cárstico, contribui com a estabilidade do conduto com dinâmica paragenética, elevando-o acima de sua base, enquanto reforça seus suportes laterais pelo aporte de água em seus flancos (Figura 6.15). Pouco a pouco, se as condições se mantêm, a elevação do teto do conduto colabora para o preenchimento do talwegue piezométrico. Em seguida, uma mudança significativa no contexto geomorfológico passa a ser necessária para interferir no perfil da cavidade. Assim, a seção transversal de uma galeria registra a evolução geomorfológica de sua bacia hidrológica. Daí o interesse em examinar os condutos endocársticos.

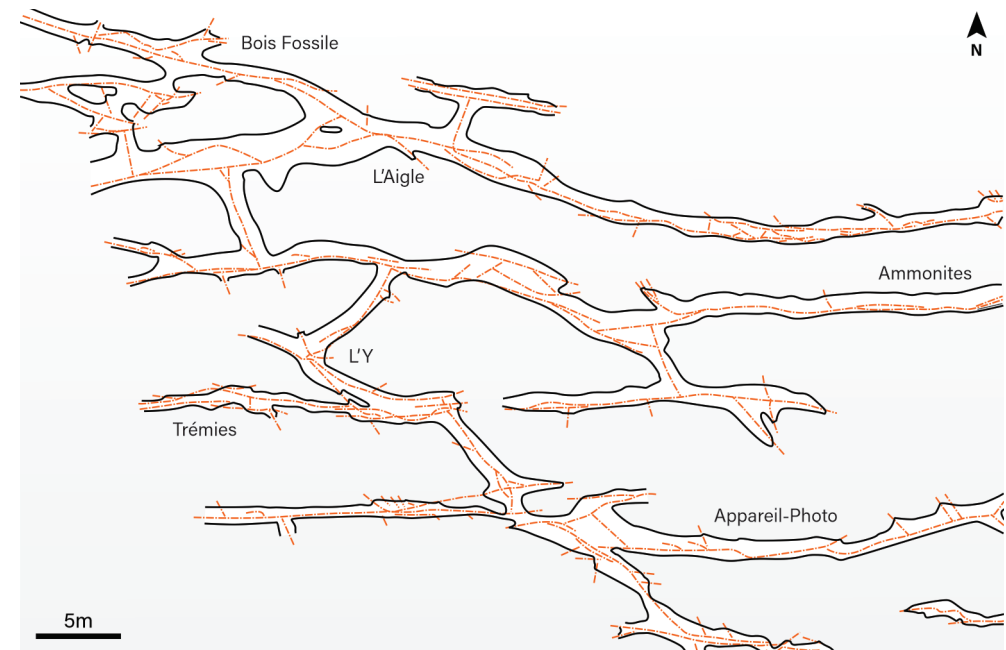
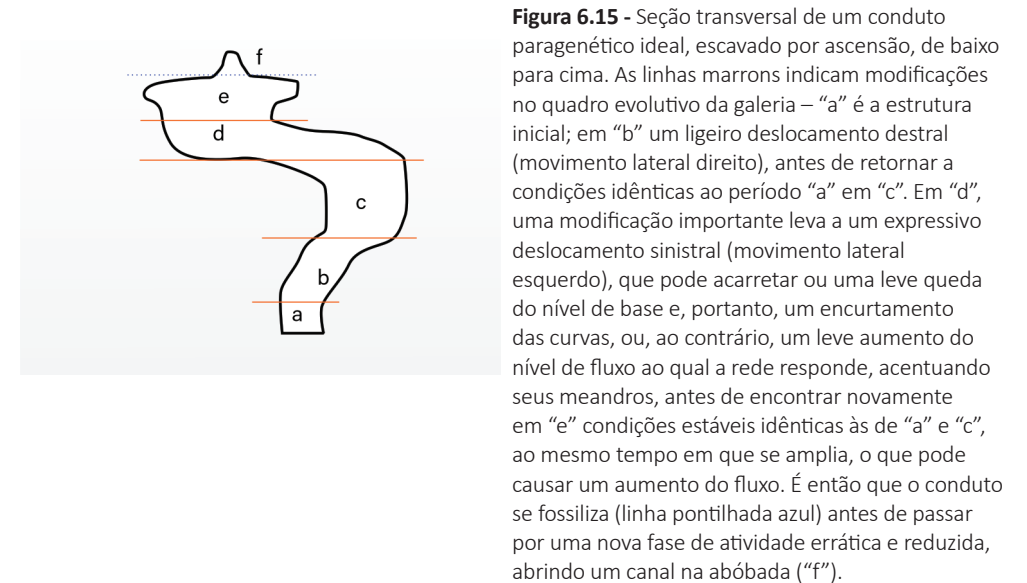


Figura 6.16 - Topografia parcial da caverna primocárstica de La Mansonnière (Normandia, França), mostrando a onipresente estruturação tectônica [Rodet, 2007b].

6.4.2 Relação com a estrutura tectônica do maciço

Habitualmente se atribui às estruturas tectônicas um papel fundamental no desenvolvimento do carste. Assim, alguns sistemas estão inteiramente condicionados pela rede tectônica que atravessa o maciço, como ocorre em La Mansonnière (Normandia, França) (Figura 6.16). De modo geral, essa forte relação é atribuída a sistemas cársticos jovens a moderadamente evoluídos, ou mesmo a um primocarste.

As grandes redes labirínticas de Campo Formoso (BA, Brasil) e de Bullita (NT, Austrália) [Grimes & Martini *in* Robledo & Durán, 2026: p. 21-44; Martini, 2013] também exibem forte conexão com a rede tectônica; parece que, embora muito extensas, essas redes não apresentam uma hierarquia organizacional avançada. Curiosamente, e em sentido contrário, em Montagne Saint-Pierre (Bélgica/Holanda), a tectônica quase não exerce impacto, apesar da elevada densidade dos condutos de introdução (Figura 5.9). O estudo da rede arborescente dos Petites Dales (Normandia, França) revela uma relação tectônica/galeria muito mais fraca do que a observada em redes labirínticas, já que apenas 36% da rede cárstica apresenta orientação de estruturas tectônicas (Figura 6.17) [Rodet *et al.*, 2013a]. Esses exemplos demonstram claramente que o ambiente estrutural é importante para a carstificação, mas não determinante, especialmente quando a rocha encaixante apresenta certa porosidade. A carstificação aproveita de qualquer modo de fraqueza estrutural na rocha encaixante para se desenvolver.

6.4.3 Sifão, regulador hidrodinâmico

Qualquer evolução implica adaptação, e, naturalmente, a rede cárstica não foge a essa regra. Algumas adaptações são particularmente espetaculares e informativas, como o sifão: elemento regulador do fluxo da água [Rodet, 1992: p. 147].

O sifão é um elemento fundamental em uma rede cárstica, visto que regula os fluxos subterrâneos. Do ponto de vista hidrodinâmico, um sifão é um trecho inundado de uma galeria subterrânea. Sua ocorrência acarreta a necessidade de uma zona a jusante e uma a montante e que ambas apresentem comportamentos hidrodinâmicos distintos.

6.4.3.1 Sifão no fluxo

O que define o fluxo de um fluido ou um escoamento é a relação entre a área da seção transversal e a velocidade. A área da seção transversal é particularmente relevante na carstologia, pois, devido ao desenvolvimento do teto, ela apresenta vários contextos: os fluxos submersos ou freáticos – quando a seção transversal está completamente ocupada pelo fluido – e os fluxos vadosos – quando apenas a base da seção transversal é ocupada pelo fluido, e o teto contém ar. Essa situação influencia a morfologia do conduto.



Figura 6.17 - Relações entre a rede tectônica e a rede cárstica na Caverna Petites Dales (Normandia, França). Em vermelho, o comprimento acumulado das galerias por classe de orientação a cada 5°, e, em azul, o comprimento acumulado das fraturas por classe de orientação a cada 5°. Nota-se a melhor distribuição espacial das galerias e a concentração de fraturas em certas orientações, o que mostra a ausência de correlação entre o comprimento da fratura e o comprimento do conduto. É na classe 136°/140° que se observam os condutos mais longos, enquanto o comprimento das fraturas dificilmente tem a mesma importância. A classe 116°/120° apresenta apenas um fraco desenvolvimento de condutos associado ao comprimento máximo das fraturas, ao contrário do que ocorre com a classe 46°/50° [Rodet *et al.*, 2013a].

A seção transversal também é importante por causa das propriedades mecânicas das paredes. Uma determinada rugosidade não impacta da mesma forma os fluxos em seções reduzidas ou aumentadas (proporção entre relevo da rugosidade e tamanho da seção). Em particular, quanto menor a seção transversal, maior o impacto da textura da parede sobre o atrito e, portanto, maior o índice de rugosidade, produzindo um efeito de frenagem do fluxo. Ao contrário, quanto maior a seção transversal, menor o impacto da rugosidade no fluxo. Como resultado, a coalescência de dois condutos idênticos permite um fluxo maior do que a simples soma da capacidade individual de cada conduto.

No caso de um sifão, três situações podem ser observadas:

- fluxo vadoso, quando o sifão se abre, permitindo a passagem do ar;
- fluxo inundado, mas não saturado, caracterizado pela aceleração da velocidade;
- fluxo saturado, em que o aporte de água excede a capacidade de evacuação, promovendo armazenamento e formação de reservatório a montante.

Cada uma dessas situações produz consequências: (1) de ordem morfológica, na escala da forma e dos vários condutos associados; e (2) de ordem sedimentar, com uma classificação dos sedimentos conforme a dinâmica do fluxo (velocidade, regularidade). A consequência geral desse processo é a diferenciação dinâmica, morfológica e sedimentar do sifão, entre jusante e montante, criando em cada trecho um ambiente morfodinâmico específico (Figura 6.18). Deve-se notar também que a variação do nível da água é muito mais pronunciada a montante do sifão do que a jusante, ilustrando o conceito de “reservatório” a montante e de “velocidade” a jusante.

6.4.3.2 A montante do sifão

A montante, o sifão reduz a velocidade do fluxo, favorecendo a deposição dos elementos sólidos transportados, especialmente os de granulometria fina. É comum observar forte acúmulo de argilas decantadas, o que constitui um inconveniente para as explorações de mergulho autônomo, pois reduz a visibilidade (Figura 6.19). Esse represamento relativo provoca acúmulo de água que exerce pressão sobre o teto, promovendo a instalação de cúpulas, ou mesmo chaminés de equilíbrio (Figura 6.20), instaladas sobre os elementos estruturais (fraturas, juntas de estratificação, no caso de fortes mergulhos das camadas). Assim, forma-se um reservatório capaz de acumular o excesso de água das inundações subterrâneas (Figura 6.21). A morfologia resultante é essencialmente de natureza de alteração geoquímica.

6.4.3.3 A jusante do sifão

A jusante do sifão, ocorre a aceleração da velocidade do fluxo, resultante da pressão exercida pelo acúmulo de água a montante. Tal velocidade, que pode atingir valores elevados,

facilita a evacuação de elementos sólidos, sobretudo os de granulometria fina a média. Como resultado, o piso tende a ficar livre de sedimentos ou só coberto com seixos. Contudo, o traço morfológico mais característico é a formação de cúpulas escalonadas coalescentes no teto, com as mais altas, situadas a jusante, e as mais baixas, a montante (Figura 6.22), resultantes da passagem do fluxo laminar sob pressão para o fluxo vadoso turbulento [Rodet, 1992: p. 147]. Com o tempo, o sifão tende a recalibrar-se, passando a permitir o trânsito da maior parte dos aportes líquidos e sólidos sem armazenamento, operando como uma passagem em estreitamento (efeito venturi).

Um ponto importante dessa observação é a possibilidade de interpretar paleoformas em sifões que já não estão funcionais. Foi assim que, em um abismo alpino no Maciço Chartreuse (França), foi identificado um paleossifão, localizado a mais de 100 m acima do fluxo atual. Além disso, demonstrou-se que o fluxo anteriormente percorria o sifão no sentido oposto ao atual, estando, portanto, relacionado a uma geleira hoje desaparecida.

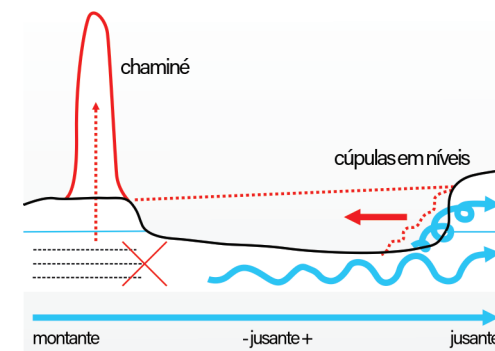


Figura 6.18 - Seção teórica do sifão. A montante, com o estabelecimento de formas de reservatório: cúpulas e chaminés de equilíbrio e sedimentação basal. A jusante, com o recuo da frente de emergência constituída por cúpulas coalescentes escalonadas no teto e um piso exaurido de seus sedimentos, pelo menos os mais finos [Rodet, 1992: p. 147].



Figura 6.19 - Entrada a montante de um sifão com partículas finas em suspensão (Normandia, França). © J. Rodet-1977.



Figura 6.20 - A montante de um sifão, mostrando os domos de inundação e o desenvolvimento de chaminés de equilíbrio hidrostático que funcionam como estocagem dos excessos hídricos, não eliminados rapidamente pelo sifão (Prudente de Moraes, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.

Um sifão também pode revelar que o conduto atualmente submerso é, na verdade, uma galeria vadosa, reinundada pela elevação do nível de base. As formas então observadas revelam a evolução de um conduto fóssil, invadido pelas águas do novo nível da base (Figura 6.23). Essa situação é comum em áreas costeiras, afetadas pelo aumento do nível glacioeustático holocênico (Figura 6.24).

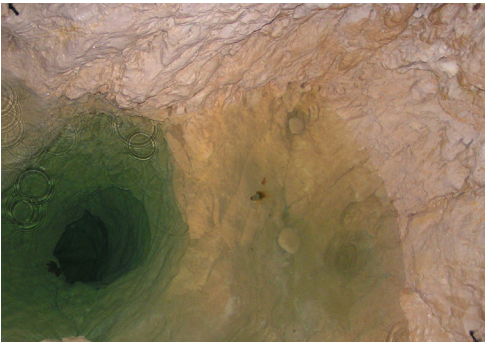


Figura 6.21 - Chaminé em equilíbrio hidrostático cheia, vista de cima (Vallorbe, Suíça). © R. Hardt-2007.



Figura 6.22 - Jusante de um sifão, mostrando as cúpulas graduais e coalescentes que participam da calibração hidrodinâmica do teto em estreitamento (venturi) (Prudente de Morais, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.

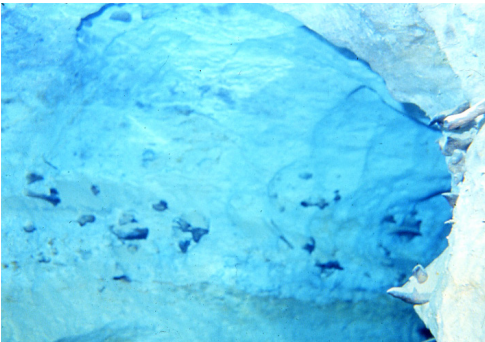


Figura 6.23 - Conduto com uma morfologia paragenética, agora inundada pelo aumento do nível glacioeustático.

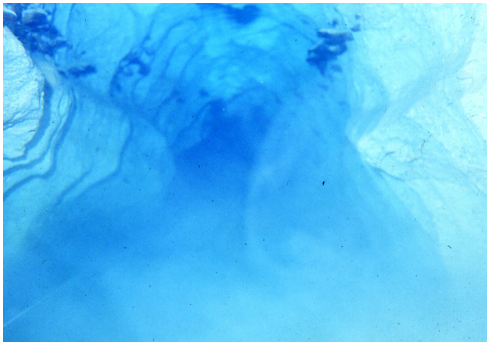


Figura 6.24 - Os sedimentos finos depositados nas paredes são indicativos de hidrodinâmica fraca, como demonstrado pela turbidez desenvolvida pela simples passagem do mergulhador (Normandia, França). © J. Enndewell-1976 (Fundo J. Rodet).

6.5 CONCEITO DO NÍVEL DE BASE

- Há vários tipos de nível de base das águas subterrâneas. As principais categorias são:
- Níveis perenes: pressão litostática, mar, endoreísmo, substrato impermeável, não carstificado.
 - Níveis temporários: represamentos de várias origens, variações litológicas.

A variação do nível de base é um elemento fundamental na evolução dos sistemas cársticos e exerce impacto direto na zona de recarga, controlando, portanto, parte da dinâmica hidrocarstica (Figura 6.25). Os fatores que influenciam a variação do nível de base incluem condicionantes climáticas em escalas local, regional e/ou global, além de movimentos tectônicos que podem modificar os gradientes hidráulicos. São também de natureza isostática e glacioisostática, que deslocam a linha costeira por transgressão ou regressão marinhas [Collina-Girard, 1996; Rodet & Lautridou, 2003]. Mais recentemente, a atividade antropogênica vem afetando os níveis de base, seja criando artificialmente níveis elevados (represas), seja pelo seu rebaixamento por captação excessiva de água [Kafri & Yechieli, 2010].

A estabilidade do nível de base é o primeiro critério para o desenvolvimento e a hierarquização de uma rede cárstica. Cada mudança do nível de base modifica o gradiente hidráulico e, conseqüentemente, redistribui os fluxos, desestabilizando o equilíbrio hidrodinâmico destes. Ainda assim, essas variações são marcos cronológicos importantes e, portanto, constituem uma ferramenta fundamental para entender a evolução de uma rede cárstica.

6.5.1 Inicialmente na surgência... e depois na caverna

Quando um nível de base regional é alterado, o carste de recarga é o primeiro setor impactado. O rebaixamento do nível de base aumenta o gradiente hidráulico, fazendo com que o fluxo reaja: acelera e eleva sua capacidade de transporte de sedimentos. Muitas vezes, a zona próxima à saída do fluxo (subterrânea ou superficial) é uma área de sedimentação.

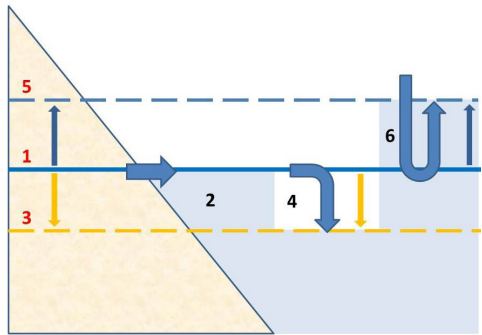


Figura 6.25 - Variações do nível de base. No nível inicial (1), as emergências (2) saem no nível de base perene (mar, rios, etc.). Se o nível de base baixar (3), as emergências ficam suspensas (4), modificando a morfologia das galerias para conectar-se ao novo nível de base mais baixo: várias galerias se tornam vadosas ou até fossilizadas. Se o nível de base (5) subir (transgressão marinha, efeito-barragem, etc.), as drenagens cársticas ficam submersas e precisam se elevar (6) para se conectarem com o nível de base de submersão: várias galerias vadosas ou fósseis se tornam submersas e reativadas.

O rebaixamento do nível de base provoca aceleração do fluxo, retomada da dissolução e erosão remontante e transporte de elementos sólidos. Esse processo pode atingir o substrato e aprofundá-lo significativamente. Em decorrência disso, há a possibilidade de ocorrer o desaparecimento de uma possível bacia, em razão de sua desconexão do ponto de surgência, ficando essa isolada e suspensa na rede (Figura 2.93; Figura 5.32). Por vezes, o isolamento dessas estruturas deixa vestígios elevados/suspensos nas paredes de cânions, particularmente em áreas montanhosas jovens (Alpes, Pirineus, Andes, Montanhas Rochosas, Himalaias, etc.). A variação litológica das rochas encaixantes pode exacerbar esse mecanismo de isolamento de remanescentes suspensos na rede cárstica, como no caso dos Tepuis da Venezuela e de países vizinhos [Huber *et al.*, 2018].

No Brasil, um dos exemplos mais conhecidos é o da Bacia do Rio Peruaçu (MG), cuja porção a jusante da galeria coletora original foi abandonada em nível superior na paisagem (Figura 4.49 –19: Lapa do Rezar; Figura 4.49 –18: Lapa dos Bichos), dado ao rebaixamento do nível de base, que resultou na escavação de um cânion condicionado por estruturas tectônicas que segmentou o conduto principal mais a montante, bem como permitiu a retirada de sedimentos da megagaleria do Janelão (Figura 3.29; Figura 4.58), com mais de 100 m de altura [Rodet *et al.*, 2015].

Essa erosão regressiva penetra na rede, rebaixando o nível do fluxo. Níveis litológicos mais resistentes originam corredeiras que podem evoluir para cascatas. Os depósitos sedimentares são parcial ou totalmente evacuados, fazendo com que bancos de sedimentos ou terraços permaneçam no entorno do local de escoamento do fluxo moderno. Quando o processo é excessivo e atinge o substrato rochoso, o fluxo pode escavar um cânion, deixando isolado e suspenso o conduto original com seus bancos sedimentares residuais. É assim que se formam os espetaculares e característicos buracos de fechadura (Figura 6.26), muito bem explicados pelos trabalhos de Renault [1967-1969; 1970]. Essas morfologias evidenciam o impacto de uma dinâmica singenética superposta a um conduto com dinâmica paragenética (Figura 6.27). Quase sempre o rebaixamento do nível de base é responsável pela aceleração do fluxo hidráulico e pelo basculamento dos condutos sob a influência das dinâmicas singenéticas.

6.5.2 Quando o nível de base sobe

As causas da elevação do nível de base variam no tempo e no espaço, dependendo se é o maciço que está se elevando ou descendo, ou se é o nível de base hidrológico que se eleva ou desce. Podem ser agrupados em três processos principais, a saber:

- 1- Um colapso de um teto cria uma barragem, interrompendo o fluxo com consequências distintas para montante e jusante da rede. A jusante, a barragem reduz ou interrompe o fluxo, fossilizando essa parte do conduto. A montante,

inunda a rede até a altura do barramento. No carste de São Domingos (GO, Brasil), o colapso do coletor na Lapa do Rio Bezerra inundou a cavidade em mais de 50 m de altura, revestindo as galerias superiores com argilas extremamente escorregadias até um nível bem-definido [Guyot, 1996]. A inundação atingiu trechos distantes e até o exterior da cavidade, formando um terraço sedimentar sub-horizontal no desfiladeiro de acesso, posteriormente reentalhado pela reabertura do fluxo a jusante. Na cavidade, apenas a zona que acompanha o rio é ausente dessas argilas escorregadias. No carste de Peruaçu (MG, Brasil), mecanismo semelhante gerou o polje da Terra Brava e levou à inundação das cavidades periféricas, como na Lapa Bonita (Figura 6.28), que teve alagada a base de seus espeleotemas [Rodet *et al.*, 2015]. São eventos temporários, já que a drenagem, com o tempo, retorna ao seu curso original, mas os testemunhos dessas fases podem persistir por um longo período.

- 2- O segundo processo de elevação do nível de base diz respeito às áreas de subsidência tectônica. São regiões em que o centro sofre um movimento descendente em

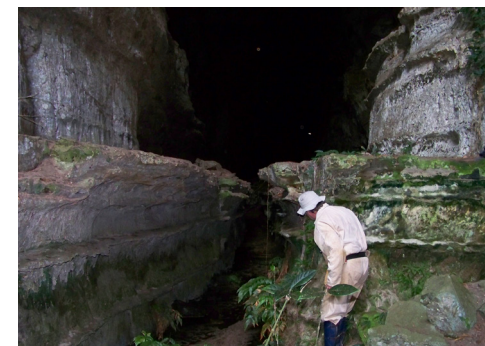


Figura 6.26 - Buraco de fechadura no ressurgimento de Kiogo Brado com entalhe basal (Cuiabá, MT, Brasil). © R. Hardt-2010.

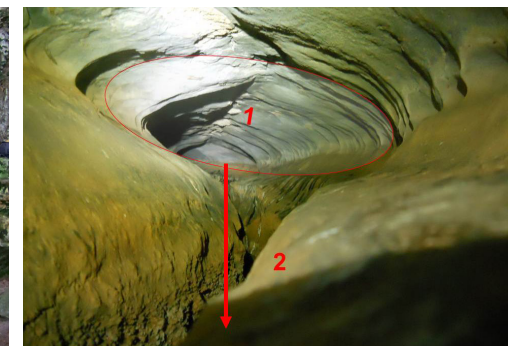


Figura 6.27 - Evolução do buraco de fechadura de um conduto no Curral de Pedras I (Jequitaiá, MG, Brasil). A galeria original (1) passou por um entalhe (2), gerado por uma descida do nível de base e uma aceleração do fluxo. © J. Rodet-2011.



Figura 6.28 - Inundação basal das estalactites pelo terraço de inundação da Lapa Bonita (Peruaçu, MG, Brasil). © J. Rodet-2003.

relação às periferias, que, relativamente, se elevam. Essa subsidência tectônica se desenvolve mais particularmente nas bacias sedimentares, como na Bacia de Paris, com seus estratos litológicos de fases do Mesozoico e do Cenozoico. No Brasil, a região do Pantanal apresenta esse tipo de evolução, ilustrada pela famosa região cárstica de Bonito (MS), com cavidades submersas [Auler *et al.*, 2001].

- 3- O terceiro processo de elevação do nível de base acompanha os períodos finais e posteriores a eventos glaciais e, portanto, afeta bastante as áreas costeiras. As costas do Mediterrâneo oferecem numerosos exemplos de redes inundadas pela última transgressão, como a Caverna Cosquer (Provença, França), com suas paredes decoradas com pinturas do Paleolítico na parte hoje submersa. Atualmente, o acesso a essa caverna só é possível por uma abertura a 36 m de profundidade [Clottes & Courtin, 1994].

Nos ambientes montanhosos com geleiras descendo dos altos picos das cordilheiras, a água fria pressurizada é quimicamente muito agressiva (pCO_2 reativo muito alto) e muito rápida dado ao peso da geleira [Corbel, 1957], sendo especialmente competente na alteração de substratos carbonatados. Assim, há o desenvolvimento do sistema de introdução/restituição, sendo que a alta velocidade do fluxo favorece a abrasão e, portanto, a erosão dos indícios da fase de alteração primocarste [Pulina, *in* Salomon & Pulina, 2005: p. 11-100].

Durante os períodos glaciais, espessas geleiras capazes de atingir milhares de metros descem pelos vales, calibrando-os por agressiva erosão. As drenagens endocársticas organizam-se de acordo com essa geometria, especialmente porque o peso das geleiras contra as paredes dos maciços calcários gera águas em superfusão, quimicamente reativas e pressurizadas, que entram nas redes subterrâneas e as calibram. Essas condições explicam a origem das cavidades escavadas nos conglomerados de Cerro Benitez, na Patagônia chilena [Todisco *et al.*, 2016].

O derretimento das geleiras, associado ao aquecimento global, intensifica a sedimentação que resulta no preenchimento dos lagos pós-glaciais (quase 1.000 m no Grésivaudan, nos Alpes franceses). Esse aporte sedimentar dificulta o escoamento do fluxo nas porções profundas das redes cársticas, favorecendo a formação de grandes reservatórios subterrâneos. Tal configuração explica por que, mesmo diante de forte gradiente hidráulico e da grande amplitude vertical das redes – características que originaram as modernas “técnicas alpinas” de exploração –, os traçados hidrogeológicos apresentam tempos de trânsito superiores aos registrados sob os planaltos de baixa altitude. Isso também elucida a importância das zonas submersas marcadas por sífões profundos e longos. Um exemplo clássico ocorre no Lago Annecy (Alpes, França), cujo ponto mais profundo é a nascente sublacustre, denominada Boubioz, situada a 81 m abaixo da superfície, formando uma depressão quase 40 m abaixo do fundo médio do lago [Lepiller, 1971]. Situação análoga é observada no Lago Thun, próximo a Interlaken (Oberland, Suíça), alimentado pelas fontes

St. Beatus, Bätterich e Gelberbrunnen (Bärenschaft), responsáveis pela drenagem do grande complexo cárstico do Innerbergli, Siebenhengte, Hohgant e Schrattenfluh [Bitterli & Häuselmann, 2010; Häuselmann, 2002; Jeannin & Häuselmann, *in* White & Culver, 2012: p. 698-705].

De modo geral, é importante observar que as surgências afloram normalmente nos terraços dos rios ou dos pântanos, ou em vales. Quanto às formas endocársticas, elas demonstram dinâmica lenta, paragenética, ao menos na zona submersa, com seu modo de inundação e armazenamento. Já no topo da inundação, quando a jusante está aberta, instala-se uma dinâmica singenética, especialmente quando a rede for pressurizada (enchentes), em particular nas galerias expostas na estiagem (Figura 4.45).

6.5.3 Quando o nível de base é rebaixado

O rebaixamento do nível de base em uma rede subterrânea pode converter uma dinâmica paragenética em dinâmica singenética, produzindo significativas consequências geomorfológicas. No Brasil, há ótimos exemplos na Lapa do Convento (Campo Formoso, BA) [Auler, 1999; Auler *et al.*, 2001; Rubbioli *et al.*, 2019] ou na gruta nº 1 do maciço carbonático da Limeira (Prudente de Moraes, MG, Brasil). Modelo semelhante foi identificado em diversas regiões cársticas ao redor do mundo, notadamente em Caumont (Normandia, França).

O estágio inicial é uma continuidade hidrocarstológica, preenchida por uma dinâmica paragenética. Nesse conduto, o rebaixamento do nível de base acelera o fluxo, tornando-o singenético. A direção do fluxo é montante-jusante, mas a erosão é regressiva, tornando as formas mais evoluídas a jusante do que a montante. Isso significa que os impactos hidrodinâmicos se manifestam primeiro a jusante, onde seus efeitos serão mais desenvolvidos. De montante a jusante, morfologias sucessivas que demonstram diferentes estágios de adaptação ao novo equilíbrio hidrodinâmico são observadas e apresentam gradação: desde o pouco afetado a montante até o totalmente remodelado a jusante. Propõe-se aqui uma sequência de oito fases, ora mais, ora menos presentes, dependendo dos locais estudados. Vejamos:

6.5.3.1 Estágio inicial

(1) O conduto inicial, preenchido por sedimentos paragenéticos, impede a passagem para montante (Figura 6.29). No máximo, uma fase de secagem pode gerar o encolhimento do preenchimento, liberando pequeno espaço em forma de lúnula (forma de Lua crescente) no teto. Exceto quando o conduto apresenta dimensões excepcionais [Renault, 1970: p. 66] ou quando o canal de teto aberto é suficientemente amplo, não há possibilidade de progressão no conduto sem intervenção humana.

6.5.3.2 Incisão de um canal

(2) A jusante, a incisão no preenchimento gera uma abertura parcial do conduto e permite o percurso humano (Figura 6.30). Essa incisão resulta na aceleração da drenagem que volta a percorrer o conduto. Como o preenchimento passou por uma fase de secagem, torna-se relativamente móvel, assim que o fluxo retorna ao conduto. Dessa forma, o ponto inicial de incisão no preenchimento depende da quantidade, da velocidade e da duração do novo fluxo.

6.5.3.3 Captura por extração ou sufocamento

(3) Mais adiante, pode ocorrer interrupção da incisão, com o fluxo passando por dentro do próprio preenchimento sedimentar (Figura 6.31). Trata-se do efeito de “extração” (cf. § 4.4.1). A secagem reduz a coesão dos sedimentos, que se tornam suficientemente porosos para permitir a infiltração e o fluxo dentro deles (Figura 6.32). Esse processo de extração e *bypass* ocorre quando a diferença de nível entre a jusante e o preenchimento é suficiente para possibilitar que o fluxo abra nova passagem.

6.5.3.4 Incisão profunda

(4) Ainda a jusante, a incisão torna-se mais profunda e pode situar-se junto à base de uma parede, e não mais necessariamente no meio do conduto. Quanto mais se aproxima da origem do rebaixamento do nível de base, mais ativa e eficiente é a erosão. O fluxo sob o sedimento é agora visível, após remoção significativa do depósito (Figura 6.33). Marcas



Figura 6.29 - (1) A montante, o conduto paragenético, sobreposto por um canal de teto, é preenchido e mostra uma ligeira lúnula de drenagem do preenchimento. Não há vestígios de esvaziamento, mas uma descida geral do preenchimento que libera a galeria para baixo, permitindo o acesso humano.



Figura 6.30 - (2) A jusante, há incisão de um talvegue no meio do preenchimento que forma bancadas, demonstrando uma descida do nível de base (Prudente de Moraes, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.

do antigo preenchimento podem ser vistas nas paredes, sobretudo quando cimentado por crostas calcíticas (Figura 6.34).

6.5.3.5 Remoção do preenchimento

(5) Há possibilidade de a incisão atravessar o conduto e alcançar a parede oposta, antes da eventual remoção completa do preenchimento do conduto. O preenchimento permanece sustentado como ponte acima do fluxo, mas pode tornar a ser extraído e, gradualmente, removido completamente, deixando apenas vestígios endurecidos por cristalização calcítica (Figura 6.35).



Figura 6.31 - (3) Funil de extração nos sedimentos da Lapa Bonita: evidência de rebaixamento do nível de base (Peruaçu, MG, Brasil). © J. Rodet-2003.



Figura 6.32 - Nota-se uma interrupção da incisão no preenchimento, com a drenagem tendo aberto uma passagem dentro dele. A rocha da parede se torna visível (Prudente de Moraes, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.



Figura 6.33 - (3) A água, penetrando no preenchimento, gradualmente remove parte dele, abrindo espaço. Na parede, podem ser notados os traços das fases de inundação, enquanto o teto se desenvolve no preenchimento.



Figura 6.34 - (4) A incisão se aprofunda e deixa suspenso na galeria o preenchimento (Prudente de Moraes, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.

6.5.3.6 Atingindo a superfície rochosa

(6) A incisão alcança a base do preenchimento, atingindo um ponto de ruptura (*knick-point*) entre a remoção do preenchimento acima, e, no piso, o entalhe de uma nova morfologia na rocha encaixante. É óbvio que retirar o preenchimento sedimentar é mais fácil do que escavar a rocha encaixante (Figura 6.36).

6.5.3.7 Cânion e ressaltos na rocha encaixante basal

(7) A jusante, após esvaziar o conduto original de parte ou de todo o seu preenchimento, a incisão avança na rocha basal e pode originar cascatas ou ressaltos (Figura 6.37 & Figura 6.38). Esses, às vezes suficientemente altos, exigem equipamento vertical para o acesso humano. Forma-se então um novo conduto (Figura 6.39), aberto pela dinâmica singenética na base do conduto de evolução paragenética (Figura 6.40).

6.5.3.8 Atingindo o novo nível de base

(8) A evolução do cânion leva a um conduto mais amplo, conforme a declividade diminui. O novo nível de base é então atingido. A ampliação do conduto desacelera o fluxo e perpetua o nível de inundação. Mais uma vez, a dinâmica paragenética pode se impor, com um preenchimento concomitante (Figura 6.40).

6.5.4 Difluência e escalonamento de galerias

As oscilações do nível de base afetam a estabilidade do sistema cárstico e influenciam a organização da rede. Fases de subida do nível de base geram transgressões internas, produzindo fases de inundações parciais ou totais. Já o rebaixamento do nível de base acelera os fluxos hidrológicos com consequentes impactos sobre a morfologia e a organização dos condutos, abrindo novos condutos, abandonando outros e tornando mais complexa a organização da rede cárstica. Esse aspecto nem sempre é evidenciado no funcionamento hidrológico do sistema e, portanto, exige investigação subterrânea. Tais variações de nível resultam no desenvolvimento da rede em níveis de base diferentes e escalonados.

Um segundo impacto ocorre de forma indireta: a difluência na zona de restituição. Difluências respondem a modificações pontuais ou duradouras, nos gradientes hidráulicos e, portanto, da morfologia externa. Constituem um sinal da evolução da topografia de superfície, pelo menos próximo ao ponto de surgência. A combinação do escalonamento dos condutos e de suas difluências leva a um conceito raramente discutido, mas muito representativo da evolução das drenagens subterrâneas nas regiões costeiras, como será discutido posteriormente (§ 8.3).



Figura 6.35 - (5) A incisão se tornou ainda maior, atravessando inteiramente o conduto. Estabeleceu-se ao pé da outra parede, abrindo um entalhe profundo, podendo alcançar as duas paredes (Prudente de Moraes, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.



Figura 6.36 - Essa incisão é responsável pelo esvaziamento do preenchimento da Lapa dos Suspiros (Peruaçu, MG, Brasil) e, portanto, pela liberação das formas do teto e da parede. © J. Rodet-2003.



Figura 6.37 - (7) Paleocascata sobre um conduto em cânion no carste de Caumont (Normandia, França). No teto, a galeria original. © J. Rodet-2013.



Figura 6.38 - Paleocascata instalada sobre uma estrutura oblíqua, com coloração da parede pelo fluxo (Prudente de Moraes, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.



Figura 6.39 - (7) A incisão na base da galeria cria uma forma em cânion, mais profunda que larga, limitada a montante por ressaltos e cascatas e, a jusante, pela abertura do conduto no contato do novo nível da base (Prudente de Moraes, MG, Brasil). © J. Rodet-2011.



Figura 6.40 - Cânion com dinâmica singenética, aberto no arenito na Gruta Kiogo Brado (Cuiabá, MT, Brasil). © J. Rodet-2010.

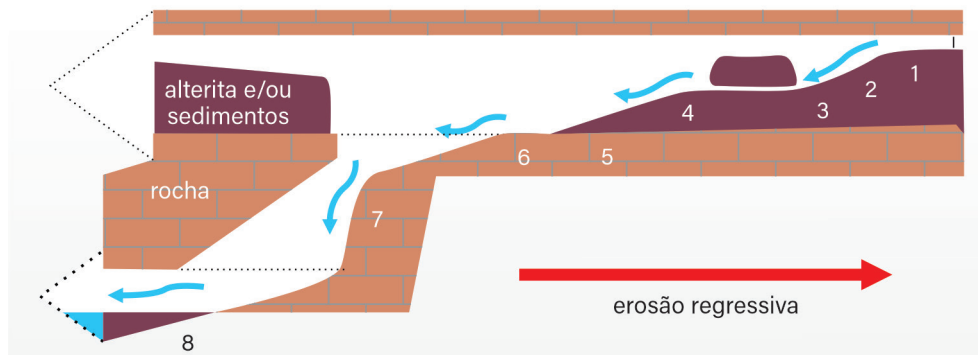


Figura 6.41 - Perfil longitudinal do processo de rebaixamento do nível de base em uma rede cárstica com preenchimento sedimentar e duplicação do conduto. Os números referem-se aos parágrafos correspondentes: 1 - estado inicial com preenchimento; 2 - incisão de um canal no preenchimento; 3 - captura através do preenchimento; 4 - incisão profunda no preenchimento; 5 - remoção do preenchimento; 6 - atingindo o leito rochoso; 7 - incisão de um cânion e degraus na parede basal; 8 - atingindo o novo nível de base e nova sedimentação.

6.6 SÍNTESE

A água é um elemento fundamental e constitutivo da carstificação. Por essa razão, torna-se necessária uma abordagem de sua função, evitando, contudo, um curso completo de hidrologia, que não é o objetivo deste trabalho. A água é o principal vetor da atividade química atuante sobre o substrato e no substrato. É também o agente mecânico responsável por modelar as morfologias das redes subterrâneas. O sinal hidrogeológico transmitido pela água informa sobre a natureza do aquífero e sobre a atualização de seu papel no desenvolvimento da rede cárstica. Assim, permite discernir a transferência de pressão, isto é, um indicador de continuidade hidráulica, e também o trânsito de fluidos, um indicador de continuidade cárstica.

Esses elementos revelam a complexidade do sistema cárstico, com base no qual algumas organizações básicas podem ser identificadas, como o fluviocarste, o sistema glacial herdado, o sistema em subsidência ou o sistema misto das rochas porosas. A lista não se pretende exaustiva. Se esse fluido permite grande variedade de sistemas, é porque combina o impacto de três tipos de energia, ou seja, a hidrodinâmica, a química e a mecânica, em proporções que dependem fortemente das condições locais. O resultado é uma organização zonal do sistema que abrange o epicarste, o criptocarste, a zona profunda e o carste hipogênico, elementos mais ou menos presentes, ou mesmo ausentes para alguns casos, e diferentemente desenvolvidos em cada sistema cárstico.

Nesse contexto, manifesta-se a “impressão digital” da evolução do sistema ao longo do tempo e, portanto, a adaptação da rede à evolução do relevo, à relação com a estrutura do maciço e aos fenômenos de drenagem, como o sifão, verdadeiro regulador dos fluxos

internos. Por fim, a rede reflete claramente as mudanças no nível da base, sejam locais, sejam regionais, alterações que perturbam a organização e o desenvolvimento dos condutos cársticos. São essas evoluções, quer continentais, quer sob influência costeira, que são objeto dos próximos dois capítulos.

Referências

- KLIMCHOUK, Alexander; FORD, Derek C.; PALMER, Arthur N.; DREYBRODT, Wolfgang (eds.) (2000). *Speleogenesis – evolution of karst aquifers*. National Speleological Society, Huntsville (USA): 527 p. [978-1-879961-09-8]
- QUINIF, Yves (1983). *Eléments d’une approche énergétique du karst. Application à quelques exemples réels de karsts*. *Karstologia*, 1: 47-54 [0751-7688]
- RENAULT, Philippe (1970). *La formation des cavernes*. *Que sais-je?* n° 1400: 127 p.
- ROBLEDO, Pedro A.; DURÁN, Juan José – eds. (2016). *Grandes sistemas kársticos del planeta – large karst systems of the world*. *Boletín Geológico y Minero*, Madrid, 127 (1): 266 p. [0366-0176]
- RODET, Joël (1992). *La craie et ses karsts*. Editions CNEK et Groupe Seine, Centre de Géomorphologie du CNRS, Caen: 560 p. [2-9506258-0-0]



7 Carste e evolução continental

A evolução continental proporciona condições estáveis para o desenvolvimento do sistema cárstico, que evolui acompanhando as mudanças na superfície. A condição inicial de estabilidade geomorfológica a ser preservada é a bacia de alimentação. Evidentemente, modificações topográficas impactam a bacia de alimentação. Assim, atividades tectônicas e reajustes litoestáticos podem desestabilizar o sistema, interrompendo ou acelerando a evolução do carste.

7.1 REAJUSTES INTERNOS DEVIDOS À EVOLUÇÃO DAS ENTRADAS E SAÍDAS

O carste de São Domingos (Goiás, Brasil) corresponde à travessia subterrânea do maciço da Serra do Calcário por vários rios exógenos [Rodet, *in* Guyot, 1996: p. 24-42]. A travessia feita pelo Rio Angélica (Figura 7.1), na caverna homônima, é particularmente interessante, pois ilustra de forma clara a evolução carstológica do tipo *cause*, semelhante aos exemplos clássicos do sul da França (Grands Causses e Causses du Quercy).

(1) O primeiro elemento importante é que o aprofundamento do vale de restituição fez com que o conduto subterrâneo penetrasse no maciço calcário, alcançando o substrato granítico, no qual escavou seu leito, fixando-o mais fortemente do que no calcário [Rubbioli, *in* Guyot, 1996: p. 181-190]. Arranjo semelhante ocorre na rede cárstica de Piaggia Bella, no maciço alpino de Marguareis (Itália) [Badino & Bonelli, 1984; Gobetti, 1976].

(2) O segundo fator importante é a perenização do sistema com o deslocamento da área de sumidouro (Figura 7.2), que reduz progressivamente o percurso superficial antes da entrada no maciço. O rio sofre perdas pela margem esquerda até desaparecer completamente, abandonando o antigo leito a jusante [Rodet, *in* Guyot, 1996: p. 35].

(3) O terceiro elemento desta evolução subterrânea associa-se à evolução do próprio vale de restituição (Figura 7.3). O rebaixamento do talvegue do vale, gerado pela incisão do leito do rio superficial, modifica o gradiente hidráulico a montante da ressurgência e consequentemente desvia o conduto subterrâneo em pelo menos dois setores.

O primeiro setor, localizado a jusante da zona de incisão no embasamento granítico, apresenta acentuada mudança de orientação do conduto, levando à bifurcação.

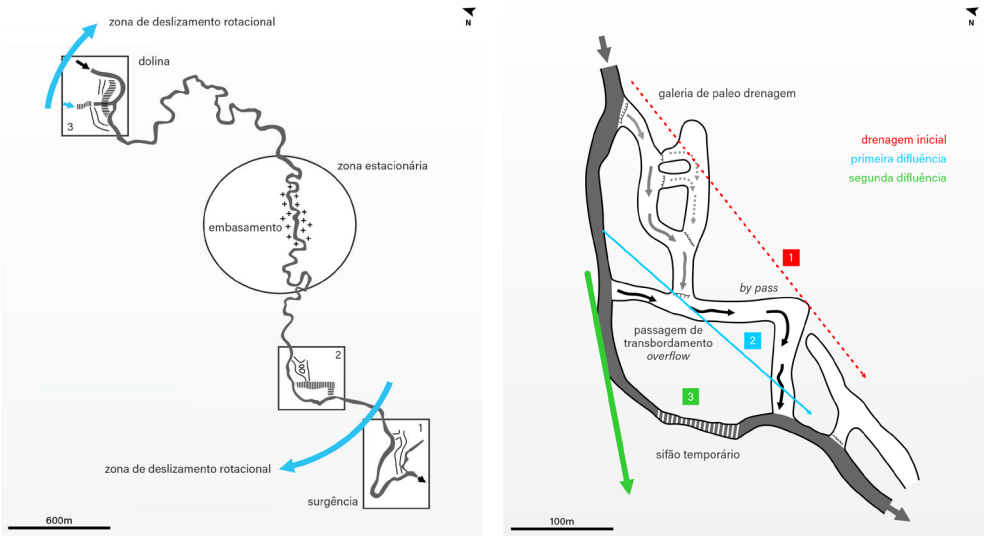


Figura 7.1 - Evolução de uma drenagem cárstica (Lapa do Angélica) acompanhando as modificações topográficas da superfície (São Domingos, GO, Brasil). Partindo de um ponto estável, a zona central escavada no substrato granítico, a zona de sumidouro (3) se move acompanhando o recuo dos pontos de introdução, enquanto a zona de restituição (1) se adapta ao rebaixamento por erosão regressiva do vale de ressurgências. O impacto desse deslocamento é percebido até a zona intermediária (2), onde é notado um desvio de drenagem, gerando um tipo de difluência escalonada no coletor [Rodet in Guyot, 1996: p. 24-42].

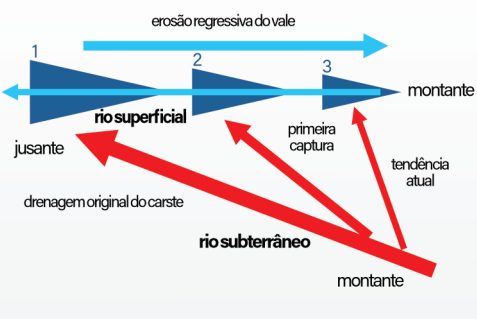
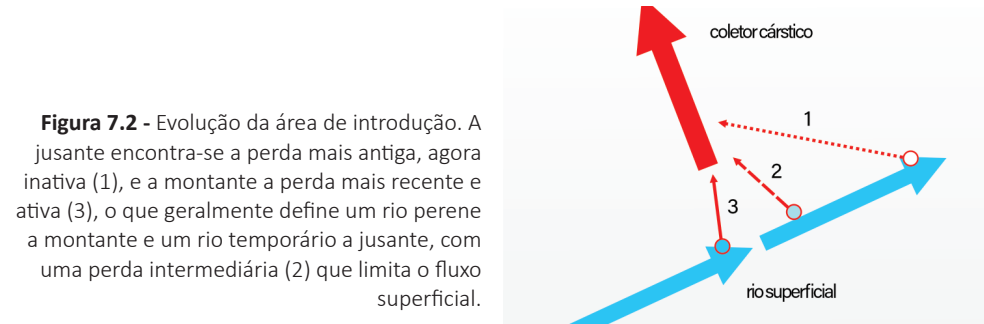


Figura 7.3 - Evolução da zona de ressurgência nos trópicos. A drenagem cárstica está ligada à saída das águas de determinado contexto geomorfológico do vale (1). Com a evolução geomorfológica da região, o vale sofre uma erosão regressiva que modifica sua morfologia. A rede subterrânea se adapta às novas condições, com um primeiro desvio induzido por um gradiente hidráulico maior (2). Atualmente, a incisão do vale continua modificando o gradiente hidráulico do fluxo cárstico e ocasionando um novo desvio e a preparação de uma nova surgência (3).

O deslocamento em direção ao novo gradiente hidráulico gera o desenvolvimento de um novo conduto com teto baixo, conhecido como “abóbada molhada”, que atua como sifão durante cheias. Ao atravessar o antigo conduto, temporariamente fossilizado, encontra-se a jusante o conduto ativo além da zona sifonada [Rodet, in Guyot, 1996: p. 38].

Esse mesmo deslocamento lateral provoca a duplicação da cavidade, próximo à sua zona de ressurgência. O conduto ativo, orientado para oeste, leva a um sifão, enquanto o antigo conduto, na margem esquerda, abre-se para a Galeria Patrícia, que se une, a jusante, com o conduto proveniente da Lapa do Bezerra (Figura 7.1). Nesse ponto, encontra-se o conduto ativo que emerge do sifão, depois de uma ampla curva para sudeste [Rodet, in Guyot, 1996: 37]. Esse arranjo sugere uma possível futura captura pelo rio superficial, com abertura de uma nova surgência a montante da atual. É importante frisar que nada na paisagem externa revela esta evolução; somente o carste conserva tais traços.

Outro impacto da evolução continental é o colapso e/ou assoreamento de determinados condutos. Na Lapa do Bezerra (São Domingos, GO, Brasil), o colapso da galeria, que ainda impede a ligação espeleológica com a Lapa do Angélica, bloqueou a circulação de água por tempo suficiente para originar o desenvolvimento de um terraço aluvial de várias centenas de metros ao longo do Rio Bezerra (§ 6.5.2). Na própria cavidade, pode-se explorar um conduto fóssil localizado 50 m acima do rio subterrâneo [Rubbioli, in Guyot, 1996: p. 181-190]. Um patamar exposto, várias dezenas de metros acima do rio, encontra-se recoberto com argila decantada e muito escorregadia (passagem abismática). Este nível argiloso segue por grande extensão, demarcando o antigo nível de inundação da cavidade, provavelmente ligado ao colapso do teto perto da confluência do Rio Bezerra com o Rio Angélica, gerando uma barragem e inundação a montante.

No carste do Peruaçu (Januária/Itacarambi, MG, Brasil) [Rodet et al., 2015], uma longa e complexa fase de preenchimento e/ou represamento do conduto coletor permitiu a abertura do polje da Terra Brava e a inundação de cavidades em sua periferia (Lapa do Índio, Lapa Bonita, Lapa do Suspiro), até que uma etapa de rebaixamento do nível de base suspendeu as cavidades acima do novo nível de base, esvaziando-as dos sedimentos – ora mais (Figura 6.36), ora menos (Figura 6.28). Em seguida, uma descida brusca de mais de 50 m do nível da base do Rio São Francisco provocou a abertura de um cânion, cortando e isolando alguns trechos do antigo coletor (Lapa do Rezar, Lapa dos Bichos), duplicando outros setores (Lapa do Janelão) e elevando alguns tetos em mais de 100 m.

7.2 ESCALONAMENTO E SUPERPOSIÇÃO CÁRSTICOS

O escalonamento cárstico é um aspecto que tem recebido relativamente pouca atenção, embora represente uma organização recorrente desenvolvida em redes maduras, tanto nas montanhas como sob os planaltos. Esta superposição de galerias e/ou de cavernas

pode ser analisada segundo duas perspectivas: o escalonamento altitudinal das cavidades, desenvolvidas em diferentes elevações na mesma encosta, mas sem relação entre si; e a superposição altitudinal das galerias ligadas, conectadas por condutos mais ou menos verticais (poços, chaminés de equilíbrio, etc.).

7.2.1 Escalonamento altitudinal das cavidades

O escalonamento altitudinal das cavidades pode indicar uma ruptura na recarga do sistema cárstico durante a evolução do nível basal, seja porque essa ruptura foi muito abrupta e rápida, seja porque ocorreu durante uma fase fóssil de drenagem subterrânea. Assim, no carste do Peruaçu [Rodet *et al.*, 2015], as Lapas do Rezar e dos Bichos permanecem suspensas 50 m acima do Rio Peruaçu, que transpõe da Gruta do Janelão, apesar do tamanho daquelas duas galerias. A ruptura decorre de uma fase de fossilização da drenagem na área. Pode-se incluir, neste modelo, o caso da Lapa do Janelão, onde a Galeria do Minotauro se encontra suspensa mais de 50 m acima do leito atual do Rio Peruaçu [Le Bret, 1995], consequência de uma queda repentina no nível de base, responsável pela duplicação espetacular do conduto [Chabert, 2003]. Embora a Galeria do Minotauro se situe dentro da mesma cavidade, o súbito deslocamento do nível de base não levou a nenhuma forma de adaptação dessa galeria, denotando que o processo evolutivo ocorreu após sua fase fóssil.

Essa situação também pode ser observada no carste de arenito da Chapada dos Guimarães (Cuiabá, MT, Brasil), onde há cavidades mais ou menos ativas no nível dos poljes, enquanto nos planaltos ocorrem cavidades fósseis e feições residuais do tipo torres de arenito isoladas (Figura 7.4 & Figura 7.5) [Hardt, 2011; Hardt *et al.*, 2013]. Estes elementos vestigiais aparentemente não têm nenhuma ligação cárstica com o carste dos poljes. Entretanto, uma dolina que drena o platô onde se encontram as feições residuais recolhe as águas do maciço e parece direcioná-las, através de um sumidouro inexplorado, para a Caverna Aroe Jari. É possível, portanto, levantar a hipótese de haver uma certa continuidade hidrográfica.

Este último exemplo mostra que, em setores que permaneceram estáveis por milhões de anos, pode-se observar uma ciclicidade da carstificação (Figura 7.6), acompanhando a lenta evolução geomorfológica de grandes regiões continentais (Figura 7.7). O mapeamento dos diferentes elementos cársticos certamente permitirá destacar certas fases desses ciclos (Figura 7.8).

7.2.2 Superposição altitudinal de galerias

A superposição altitudinal das galerias de uma mesma rede representa um fenômeno menos expressivo que o escalonamento das redes subterrâneas. Pode ocorrer em apenas uma única rede subterrânea, ou mesmo em uma parte da rede, sem impacto sobre outras cavidades ou ramificações. Essa superposição normalmente indica uma variação importante



Figura 7.4 - “Verruga” residual no planalto acima da Gruta Aroe Jari, perfurada por galerias cársticas (Cuiabá, MT, Brasil). © J. Rodet-2010.



Figura 7.5 - Grupo de torres residuais, com condutos cársticos (Cuiabá, MT, Brasil). © J. Rodet-2010.

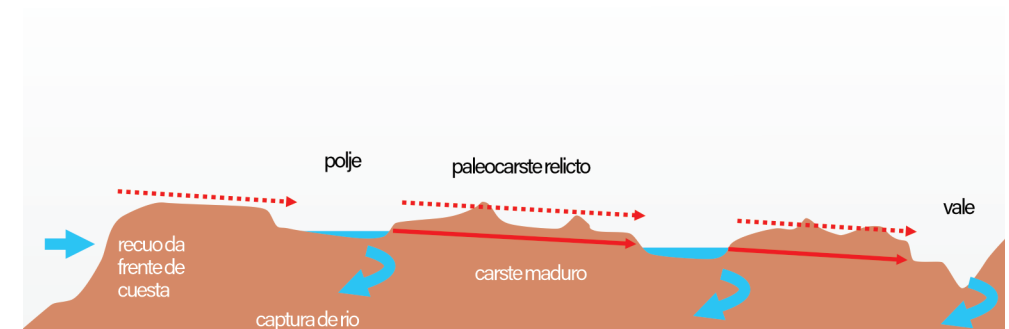


Figura 7.6 - Níveis cársticos na Chapada dos Guimarães (Cuiabá, MT, Brasil). Nas torres residuais dos platôs, o carste vestigial está suspenso acima do carste maduro das ligações entre os poljes. As capturas pelos rios de superfície são realizadas em benefício do front de cuesta que avança do lado oposto, em direção aos poljes.



Figura 7.7 - Platô de arenito com dois níveis carstificados (Cuiabá, MT, Brasil). © J. Rodet-2010.



Figura 7.8 - Torre residual em platô de arenito (Cuiabá, MT, Brasil). © J. Rodet-2010.

do nível de base, seja por sua elevação (conexão vertical entre os níveis por chaminé de equilíbrio), seja por seu rebaixamento (conexão vertical entre os níveis por poço). Pode também refletir uma captura parcial ou total da rede por outra rede vizinha.

O caso do Peruaçu é notável, pois envolve todo eixo principal da antiga rede subterrânea [Rodet *et al.*, 2015]. Já se abordou a suspensão da Galeria do Minotauro acima do rio subterrâneo na seção anterior (§ 7.1). A montante, próximo à entrada do sistema (Figura 4.49-A), a Lapa dos Ossos e a Lapa das Abelhas mostram ajustes verticais internos entre os condutos altos e baixos, com cerca de 20 m-30 m de desnível (Figura 7.9).

A superposição dentro de uma mesma rede cárstica pode indicar uma ruptura na continuidade hidrológica (Figura 4.57). Entretanto, na maioria das vezes, esse fenômeno evidencia uma continuidade da drenagem cárstica (Figura 7.9), observando-se formas de adaptação vertical, em particular com incisões no piso do conduto superior a montante da forma vertical, incisões que não ocorrem a jusante, além da descida subvertical [Hardt, 2011: p. 96]. Esse mecanismo é frequentemente demonstrado por cascatas ou corredeiras que registram sua morfologia antes de serem fossilizadas (Figura 6.37 & Figura 6.38).

7.3 CARSTE E MEANDRO: QUEM INTERCEPTA QUEM?

Outro elemento na evolução continental do carste é sua relação com meandros e outras curvas de rios superficiais. A evolução geomorfológica é fortemente condicionada pelas drenagens superficiais, e alguns casos espetaculares ilustram esta longa e continuada adaptação entre os fluxos e o relevo [Quinif, 1974]. Na França, dois locais se destacam pelos espetaculares cortes de meandros (Figura 7.10): Navacelles, no cânion do Rio Vis (Hérault, França); e Pont d'Arc (França) [Génuite *et al.*, 2016], no vale do Rio Ardèche, perto da cidade de Vallon-Pont d'Arc (Ardèche, França), próximo de onde se encontra a Caverna Chauvet, mundialmente famosa por suas pinturas rupestres [Delannoy & Geneste, 2020]. Na Bélgica, as cavernas de Han-sur-Lesse oferecem exemplos igualmente espetaculares [Deflandre, 1989].

Curiosamente, o conceito de interseção de um meandro de superfície por uma drenagem subterrânea tornou-se dominante nos estudos carstológicos [Renault, 1967-1969: p. 258]. Menos frequente, porém, é o estudo da interseção do carste por uma drenagem superficial, ou seja, que os fluxos superficiais superpostos possam interceptar e perturbar a drenagem subterrânea.

7.3.1 Interseção de meandros pelo carste

A hipótese mais comum da interseção de um meandro superficial por um fluxo cárstico baseia-se no recuo das margens côncavas de um rio e captura cárstica favorecida pelo gradiente hidráulico, teoricamente mais acentuado no carste, já que o curso subterrâneo

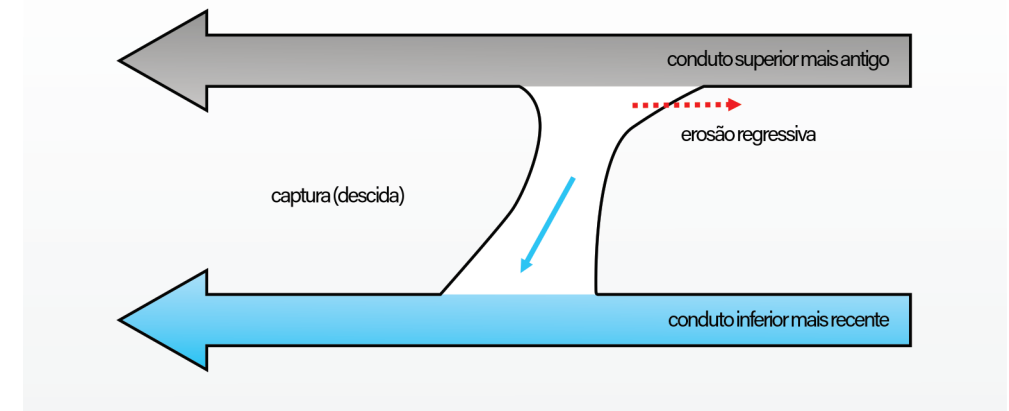


Figura 7.9 - Mecanismo clássico de superposição de condutos por captura interna, de acordo com um modelo de descenso observado no carste de arenito do Maciço de Fontainebleau (França). É o mesmo modelo que funcionou no sistema do Rio Peruaçu. A escala do mecanismo pode variar de 1 m a várias dezenas de metros de diferença de nível.

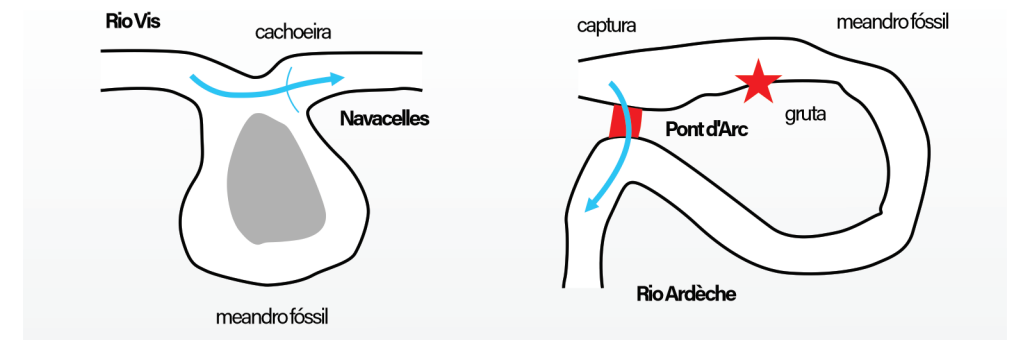


Figura 7.10 - Exemplos de interseção de meandros em um cenário cárstico carbonático no sul da França.

tende a ser mais curto do que o superficial. Esta captura então substitui o fluxo superficial, encurtando o trajeto e aumentando a velocidade. É o exemplo célebre de Pont d'Arc (Figura 7.10). A descoberta subterrânea das cavernas de Han-sur-Lesse (Ardennes, Bélgica) representa outro exemplo (Figura 2.87), mais complexo, porque está associado a uma rede subterrânea desenvolvida [Deflandre, 1989; Crochet & Guiraud, 2020] que também encurta a distância e, com isso, aumenta o gradiente hidráulico, mas em contexto de contato litológico entre os xistos do Frasniano (Devoniano Superior) e calcários do Givetiano (Devoniano Médio). Esse é também o caso do meandro de Hotton, também na Bélgica [Quinif, 1998].

Deve-se distinguir dois contextos geomorfológicos. No primeiro, a evolução do meandro superficial está na origem da interseção cárstica. No vale do baixo Sena (Normandia,

França), o recuo do meandro de Hannetot criou um gradiente hidráulico que, associado a uma falha, atraiu o fluxo do córrego Bébec em direção ao Rio Sena [Massei *et al.*, 2002, 2003].

No segundo contexto, a interseção cárstica resulta da ativação de uma rede subterrânea preexistente que, a montante, capturou o fluxo superficial para a drenagem subterrânea (Figura 7.13). É o que parecem indicar as medições físicas e químicas realizadas em diferentes pontos da rede cárstica de Arcy-sur-Cure (Yonne, França) (Figura 7.11), sob diferentes condições hidroclimáticas, que mostram que a maior parte da recarga do sistema cárstico provém do maciço circundante (Figura 7.12), e não do Rio Cure (L. Magne, comunicação pessoal). É a hipótese de subtração da drenagem superficial por condutos subterrâneos que os trabalhos de desobstrução na Caverna das Petites Dales (Normandia, França) está tentando verificar.

7.3.2 Intercepção do carste por um meandro na superfície

Mais raramente descrita é a interseção de um conduto subterrâneo pela sobreposição de um fluxo superficial (Figura 7.13). Por exemplo, em Mayenne (Maciço Armoricaín, França), o sistema de cavernas de Saulges é classicamente descrito como uma interseção de meandro pela Caverna René-Paul [Bigot, 2001].

Entretanto, observações do presente autor indicam que este modelo é questionável:

- Em primeiro lugar, o conduto René-Paul está posicionado claramente acima do fluxo do meandro. Assim, é improvável que uma interseção cárstica tenha sido abandonada por um fluxo superficial meandrante, com um gradiente muito mais baixo e um curso muito mais longo.

- Em segundo lugar, o conduto René-Paul está alinhado altitudinalmente e em continuidade morfológica com vários condutos cortados pelo rio superficial, tanto na margem direita como na esquerda. Isso mostra uma superposição do rio sobre uma antiga rede cárstica.



Figura 7.11 - Operação de injeção de traçadores em um sumidouro do sistema cárstico de Arcy-sur-Cure (França). © J. Rodet-2017.



Figura 7.12 - Ressurgência do sistema cárstico de Arcy-sur-Cure. © J. Rodet-2017.

- Finalmente, a rede cárstica está em conexão direta, através de chaminés de equilíbrio, com um coletor submerso localizado por geofísica a 20 m abaixo do rio [Valois *et al.*, 2010].

Esses três argumentos favorecem a possibilidade de interseção e fragmentação de uma antiga drenagem cárstica (Figura 7.14) por sobreposição de um fluxo superficial mais recente [Hinguant & Rodet in Hinguant & Colleter, 2010: p. 16-19]. Se, ao interceptar a antiga drenagem cárstica, o rio superficial reutilizou temporariamente alguns dos condutos da rede subterrânea, isso não resultou em sua instalação definitiva, mesmo com um gradiente mais favorável (Figura 7.15). Foi necessário abrir passagem no espesso preenchimento argiloarenoso para permitir a exploração humana da cavidade. Considerou-se, portanto, não se tratar de um meandro cortado por um carste, mas, ao contrário, de um carste mais antigo interceptado por um meandro de superfície recente.

7.4 CAPTURAS NO CARSTE: MIGRAÇÃO DE MEANDRO, DIVISÃO DE BACIA

A estabilidade continental das drenagens cársticas pode ser avaliada por meio de seções de condutos com dinâmica paragenética. A estabilidade do contexto continental, ilustrada pelo desenvolvimento de grandes bacias hidrográficas em contraste com bacias costeiras, pode

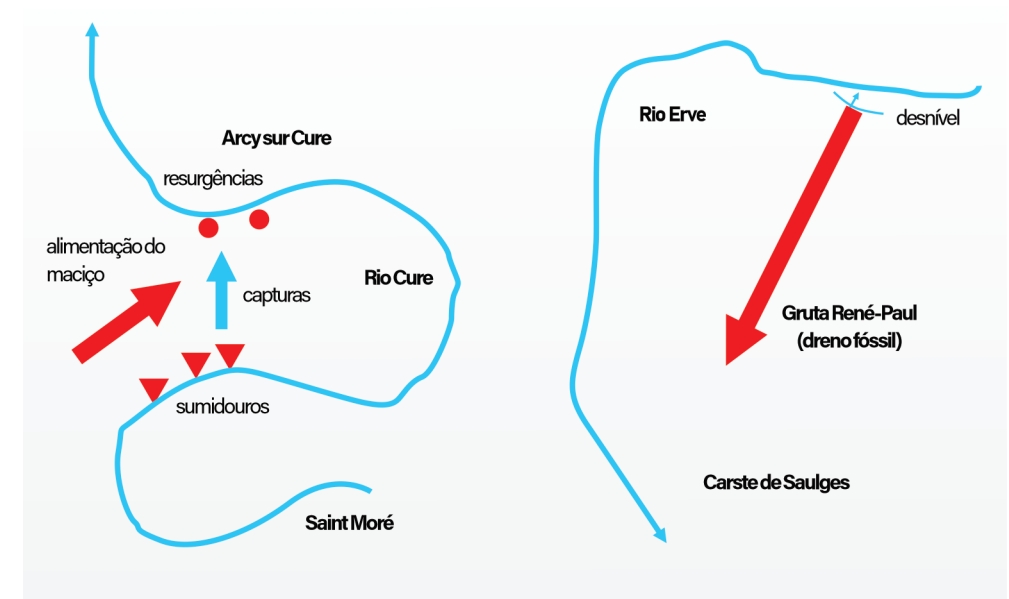


Figura 7.13 - Relações entre o carste e o rio superficial. Em Arcy-sur-Cure, as águas do rio desempenham um papel minoritário na alimentação das ressurgências (setas vermelhas/azuis). Em Saulges, a Gruta René-Paul permanece suspensa sobre o rio superficial Erve (desnível em direção ao rio), o que já não permite a passagem das águas superficiais pela gruta.

ser demonstrada pelo exame das seções das galerias. A maior estabilidade ocorre quando a parte superior do conduto está verticalmente acima da base, mostrando que, apesar da longa evolução hidrológica e variações climáticas, o fluxo ascendeu acima da base. Na Caverna das Petites Dales, tal evolução pode ser observada por um ascenso acima de 10 m. Contudo, a instabilidade vertical de uma galeria pode refletir evolução da topografia de superfície.

Em períodos curtos, somente a rede subterrânea pode demonstrar certa instabilidade; em períodos mais longos, é possível identificar uma evolução geomorfológica mais importante. Essa evolução pode ser avaliada na escala da bacia cárstica. O exemplo da Bacia do Rio Avre, no sul da Normandia [Rodet & Magne, 2009], ilustra bem esse processo (Figura 7.16).

(1) O Rio Avre superior nasce em uma área argilosa com numerosas lagoas. A jusante, o rio adentra em um substrato calcário coberto por depósitos de argila e manto de alteração. Parece que inicialmente seu curso se estendia para além da cidade de Verneuil (eixo WSW/ENE). Outro rio, o Avre inferior, se desenvolve mais ao sul, com bacia a montante menor.

Em Verneuil, o Rio Avre superior recebe um tributário na margem direita chamado Vigne. Neste ponto, a drenagem é ineficiente devido ao fraco gradiente hidráulico da área muito plana. Ali se desenvolve uma zona de inundação temporária, com surgências em períodos de cheias que se transformam em sumidouros durante a seca e na vazante. Esse é o polje de Verneuil (Figura 7.17).

(2) Então, a montante do Rio Avre inferior, cria-se um gradiente hidráulico favorável à captação das águas do polje, de acordo com um regime cárstico.

(3) O sistema prossegue e captura, pelo carste, as águas do Rio Vigne, que alimentam cada vez menos o polje (Figura 7.18). Aproveitando uma estrutura tectônica, o Avre inferior forma um tributário que captura as águas superficiais do polje, fossilizando a jusante do Rio Avre superior. A captura reduz fortemente os aportes cársticos do polje para as fontes do Rio Vigne. O Avre superior se torna um afluente do Avre inferior, e o polje, embora menos eficiente, continua ativo.



Figura 7.14 - Preenchimento sedimentar destacando o funcionamento interrompido da Caverna René-Paul (Saulges, França). © D. Demimuid-2025.



Figura 7.15 - Preenchimento arenoargiloso no piso e lapiás de teto, confirmando o preenchimento da cavidade sem drenagem forte e bem-estabelecida. © D. Demimuid-2025.

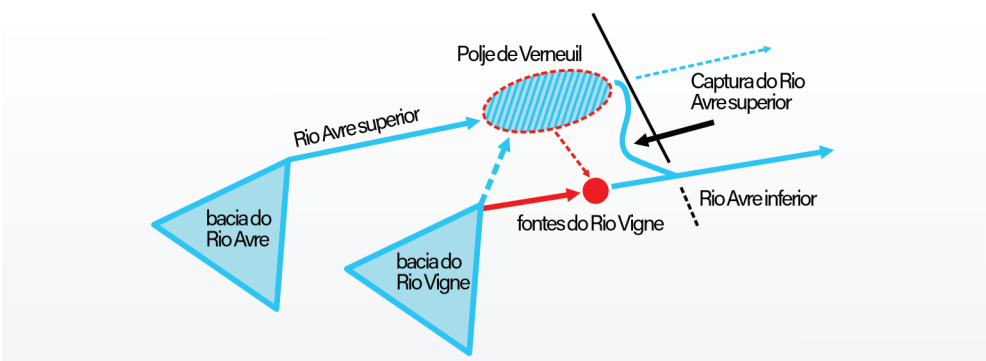


Figura 7.16 - Diagrama da evolução de bacias cársticas. A Bacia do Rio Avre superior alimenta o polje aberto de Verneuil e uma área a jusante hoje desaparecida. Esse polje também recebe águas da Bacia do Rio Vigne, então um afluente do Avre superior. A erosão do vale do baixo Avre leva à captura cárstica das águas da Bacia do Rio Vigne e também do polje de Verneuil. As fontes do Vigne tornam-se uma drenagem maior, enquanto a captura da Avre superior é favorecida por uma estrutura tectônica NW/SE [Rodet & Magne, 2009].



Figura 7.17 - Polje de Verneuil, utilizado para pastagens temporárias (Normandia, França). © J. Rodet-2018.



Figura 7.18 - Interseção de um conduto inundado que alimentava as fontes do Rio Vigne, em uma lavra de marga em La Brosse (Morvilliers, França). Anônimo, anos 1900, in Rodet & Magne, 2009.

7.5 CARSTE E CUESTA

O carste é um importante marcador da evolução de uma cuesta [Rodet, 1992]. De forma clássica, podem ser distinguidos dois conjuntos opostos: o carste de reverso, instalado na estratigrafia e responsável pela drenagem do planalto; e o carste frontal, mais dinâmico, controlado pelo gradiente hidráulico da depressão frontal (Figura 7.19). Devido à declividade íngreme, o front da cuesta é menos estável do que o reverso, e a drenagem cárstica associada reflete o recuo dessa escarpa. Essa evolução gera um movimento de “conquista” do topo do reverso da cuesta pela porção frontal, capturando o escoamento para a depressão periférica. Consequentemente, nota-se o recuo do front sobre o reverso e a captura da zona a montante do carste de reverso em favor da drenagem frontal.

O maciço de calcário poroso, conhecido como “Pays d’Othe” (Aube & Yonne, França), exemplifica perfeitamente tal evolução [Rodet, 1992]. No reverso da cuesta, há muitos sistemas cársticos que alimentam o famoso aqueduto Vanne, que abastece Paris com água potável. Na frente da cuesta, o rio subterrâneo de Les Fourneaux mostra uma inversão do fluxo, com o gradiente acelerando fortemente a jusante, chegando a formar corredeiras. A montante, o fluxo é muito mais calmo e deixa uma área baixa, com chaminés de equilíbrio. Infelizmente, esta parte alagada, localizada a montante da bacia de abastecimento de água potável, não pôde ser explorada por razões sanitárias.

Em outro local, o poço de Beaudemont (Villeneuve-sur-Yonne) é acessível por um poço de captação com 67 m de profundidade. O conduto parcialmente vadoso mostra claramente a inversão do fluxo do rio. Essa situação foi causada pela abertura ou pela calibragem do vale cataclinal do Rio Yonne, o que modificou os gradientes hidráulicos locais em favor do novo vale.

Talvez o exemplo mais espetacular, pelo menos no Brasil, seja o carste em arenito da Chapada dos Guimarães (Cuiabá, MT), estudado por Rubens Hardt em seu doutorado [Hardt, 2011; Hardt *et al.*, 2013]. Trata-se de uma sequência de três poljes escalonados no reverso da cuesta dessa chapada (Figura 7.6), acima da depressão do Pantanal (Figura 7.20). A proximidade do front de cuesta favorece a instalação de condutos superficiais que gradualmente avançam desde o topo do interflúvio até a depressão. A consequência é a captura da alimentação do carste de reverso pela drenagem superficial da porção frontal. Os três poljes estão interligados por condutos subterrâneos que transportam água de um polje a montante para um polje a jusante. Após capturar as águas do polje a jusante, o Rio Verde, que alimenta o front da cuesta, captura parcialmente as águas do polje intermediário. Atualmente, o Rio Verde capta até as águas do polje a montante. Os condutos subterrâneos registraram em sua morfologia esta espetacular evolução de reversão do fluxo do carste.

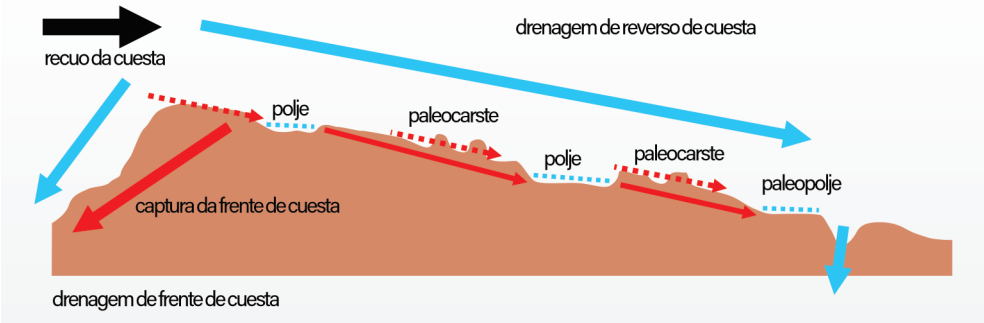


Figura 7.19 - O carste e a cuesta. A progressão do front da cuesta sobre o reverso é responsável pela captura dos fluxos do carste de reverso pelo carste e rios frontais. Esse mecanismo acelera a fossilização do carste de reverso.



Figura 7.20 - Front da cuesta da Chapada dos Guimarães, acima (à direita) do Pantanal de Cuiabá (MT, Brasil). No verso da chapada (à esquerda), morrotes residuais podem ser observados. © J. Rodet-2010.



Figura 7.21 - Reverso da cuesta da Chapada dos Guimarães (MT, Brasil), com um relevo plano que desce lentamente. © J. Rodet-2010.

7.6 SÍNTESE

A duração e a estabilidade dos eventos são fatores fundamentais para a evolução do carste em ambientes continentais. A duração permite que as diferentes etapas de desenvolvimento e maturação do sistema cárstico ocorram. Já a estabilidade assegura a constância do desenvolvimento do arcabouço, tanto do ponto de vista geomorfológico quanto do hidrogeológico. Além disso, a duração e a estabilidade sustentam os processos geoquímicos profundos e duradouros. Esses dois critérios explicam a carstificação de todos os substratos sólidos, quando combinados com a qualidade e a quantidade de solventes. Assim, em ambientes tropicais, em regiões estáveis há dezenas de milhões de anos – como o Brasil –, a abundância de água disponível e as altas temperaturas favorecem o desenvolvimento da vegetação e, por conseguinte, o fornecimento de agentes de alteração, como ácidos orgânicos. Em climas frios, a água é mais agressiva, mas sua baixa temperatura pode torná-la inoperante se permanecer pouco disponível, sob a forma de gelo.

Em conclusão, o ambiente continental é o mais favorável ao desenvolvimento de redes cársticas, que se beneficiam do contexto topográfico (noção de volume), da tectônica frágil e/ou flexível, da estrutura estratigráfica e da rede de drenagem superficial, especialmente a montante das áreas carstificadas. É nesta área que podem ser observadas as redes mais densas e extensas. Assim como a famosa Caverna Mammoth (Kentucky, EUA), acredita-se que algumas redes subterrâneas têm um potencial de desenvolvimento superior a mil km de condutos penetráveis por humanos. No entanto, mesmo uma pequena cavidade de 50 m pode fornecer informações equivalentes. Tudo depende do contexto.

Referências

- AULER, Augusto S.; PILÓ, Luis B. (2015). *Lagoa Santa karst: cradle of brazilian cave studies*. Landscapes and landforms of Brazil, Bianca Carvalho Vieira, André Augusto Rodrigues Salgado, Leonardo José Cordeiro Santos (eds.), Springer, Series World Geomorphological Landscapes, ch. 16: p. 183-190. [978-94-017-8022-3] DOI 10.1007/978-94-017-8023-0_15.
- AULER, Augusto S.; RUBBIOLI, Ezio; BRANDI, Roberto (2001). *As grandes cavernas do Brasil*. Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas, Belo Horizonte: 227 p.
- GONÇALVES, Frederico Augusto Alves; RODET, Joël; MAGALHÃES JÚNIOR, Antônio Pereira (2017). Carste suspenso e geomorfologia de longo termo. A região cárstica dos Currais de Pedras, Jequitai - Minas Gerais (Brasil). *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 18 (2) : p. 279-294. [2236-5664]
- GUYOT, Jean-Loup – ed. (1996). *Goiás 94 & 95, carste / karst de São Domingos, Goiás, Brasil*. Expedições Espeleológicas Franco-Brasileiras, relatório bilíngue, Brasília: 257 p.
- HARDT, Rubens; RODET, Joël; PINTO, Sérgio dos Anjos Ferreira (2013). Karst evolution in sandstone. The Chapada dos Guimarães Site, Brazil. *Proceedings of the 16th International Congress of Speleology*, Brno (Czech Republic), 21-28 juillet 2013, vol. 3: p. 264-267. [978-80-87857-09-0]
- RODET, Joël; WILLEMS, Luc; POUCKET, André (2015). *The Rio Peruaçu Basin, an impressive multiphased karst system*. Landscapes and landforms of Brazil, Bianca Carvalho Vieira, André Augusto Rodrigues Salgado, Leonardo José Cordeiro Santos (eds.), Springer, Series World Geomorphological Landscapes, ch. 15: p. 171-181. [978-94-017-8022-3] DOI 10.1007/978-94-017-8023-0_15.





8 Carste e evolução litorânea

O conceito de “carste litorâneo” pode parecer estranho para um espeleólogo brasileiro, que vê o litoral mais como um local de lazer e turismo do que como objeto de pesquisa carstológica, dada a limitação das expressões geomorfológicas que poderiam ser atribuídas a essa disciplina, apesar dos 7.500 km de costa do país. Na verdade, na maioria das vezes, basta observar as costas rochosas para identificar pelo menos as grutas marinhas que atuam como amortecedores das ondas do oceano. A ilha de Santa Catarina (SC, Brasil) oferece vários exemplos disso em seus granitos. Para ilustrar as especificidades do encontro entre o carste e o mar, escolhemos a costa do Canal da Mancha, na Normandia, noroeste da França, e as ilhas do Caribe.

A carstologia litorânea é uma abordagem ainda pouco explorada pelos estudos em geomorfologia costeira, embora o carste, graças à sua especificidade, seja um importante indicador cronológico para entender a evolução do litoral [Pirazzoli, 1996]. Geralmente, o estudo se restringe às cavidades marinhas e a algumas cavidades continentais submersas sem associar à morfologia costeira [Bird, 2000: p. 58]. Frequentemente, as menções se limitam a morfologias espetaculares [Viles & Spencer, 1995: p. 223], como a Baía de Ha Long (Vietnã) ou as costas das ilhas Langkawi, entre a Malásia e a Tailândia [Jennings, 1985: p. 224], onde o carste apresenta torres que emergem parcialmente do mar.

Dois aspectos, entretanto, atraem a atenção dos pesquisadores. O primeiro é a morfologia superficial dos recifes calcários sob o impacto de gotículas oriundas da umidade do mar (*spray*) [Lundberg, in Gunn, 2004: p. 231-233], seguindo a linha do trabalho magistral do geógrafo André Guilcher [1988, 1992], tema que não é objeto deste livro.

O segundo refere-se às costas submersas com fontes subaquáticas e espetaculares buracos azuis ou *blue holes* da Austrália, da Flórida, de Bahamas, de Belize [Jennings, 1985: p. 228-230], que atraem alguns dos melhores mergulhadores de cavernas do mundo [R. Palmer, 1989; Exley, 2004; Schwabe, 2009; C. Thomas, 2005]. Na Bacia do Mediterrâneo, o evento ocorrido no Mioceno superior resultou do fechamento do Estreito de Gibraltar e do consequente isolamento do Mar Mediterrâneo em relação ao Oceano Atlântico. Isso levou ao quase total secamento do Mar Mediterrâneo, devido à intensa evaporação e à escassez de aporte hídrico, implicando um rebaixamento de milhares de metros do nível de base.

Os principais sistemas cársticos periféricos escavaram então galerias profundas, hoje

submersas e, em grande parte, entupidas. Esse é o caso dos numerosos *almyros* gregos e, na França, da fonte de Lez [Maréchal, 2013], da fonte de Vaucluse (Figura 2.113), de Port Miou [Méniscus, 2013b, 2017] e de Estramar [Méniscus, 2013a], exploradas por mergulhadores até 312 m de profundidade. No Brasil, a região de Bonito (MS), em função de movimentos de subsidência, apresenta cavidades inundadas que lembram esses complexos costeiros submersos [Collina-Girard, 1996], mas em um contexto geológico e geomorfológico claramente distinto [Auler *et al.*, 2001].

Por vezes, não são as drenagens cársticas, mas o relevo exocárstico que sofre o impacto da transgressão marinha. Jennings [1985: p. 227] menciona as áreas inundadas da costa da Dalmácia, que, na verdade, correspondem a poljes invadidos pelo mar, como em Sibenik, nas bocas de Kotor, na Baía de Novigrad, e em tantos outros. A linha de costa extremamente recortada resulta da inundação de um relevo complexo, do qual emergem apenas os pontos então mais altos, que oferecem enseadas profundas e ramificadas e ilhotas isoladas, criando uma paisagem turística espetacular [Nicod, 2003].

Uma das consequências mais importantes da proximidade litorânea é a subdivisão das bacias continentais em várias bacias costeiras, pela modificação da linha de costa e, portanto, dos gradientes hidráulicos, gerando vales costeiros [Rodet, 1992]. Esses vales avançam por erosão regressiva nos platôs, redistribuindo as drenagens superficiais e subterrâneas de acordo com a nova topografia. As regiões litorâneas são, logo, propícias ao desenvolvimento de sistemas cársticos desconectados por soerguimento ou inundação, segmentados pelos movimentos glacioeustáticos e/ou tectônicos, com numerosas capturas hidrológicas [Lace & Mylroie, 2013].

Desta forma, será aqui abordada a relação entre o carste e o litoral, de acordo com três abordagens: (1) as cavidades do carste costeiro; (2) o impacto do carste continental na morfologia litorânea; e (3) a tendência deltaica do carste, resultante das variações costeiras.

8.1 CARSTE COSTEIRO: CAVERNAS MARÍTIMAS E CENOTES

O litoral rochoso ilustra o contato entre o continente, com seus planaltos e maciços, e o oceano. Esse contato pode se dar de forma ora mais, ora menos abrupta, mais ou menos elevada ou retilínea. Ele resulta da inundação: (i) de um relevo complexo com vales e colinas ou montanhas; ou (ii) da transgressão marinha sobre um planalto ou uma montanha tabular de geologia homogênea.

No primeiro caso, observamos uma linha costeira complexa e recortada, como a costa da Dalmácia, na Croácia [Nicod, 2003] ou da Bretanha, na França. No segundo caso, a costa é bastante retilínea com falésias, como observado na costa oriental da Normandia, na França [Rodet, 1992] ou nas costas de calcário das Índias Ocidentais [Rodet, 1987b]. Em ambos os casos, é comum cavidades simples na base dos maciços, no espaço intertidal.

A origem cárstica dessas cavidades naturais impactadas pelo mar deve ser pesquisada. A dinâmica dos fluidos mostra que a água marinha, impulsionada contra a inclinação da praia ou da falésia, perde rapidamente sua energia cinética, sendo incapaz de formar meandros. Já a água continental, guiada pelo gradiente hidráulico, pode originar meandros e quedas d'água por erosão regressiva. Tal constatação física auxilia na compreensão da origem e da evolução das numerosas cavidades encontradas em litorais rochosos. Enquanto a origem das cavidades simples e retilíneas exige análise mais aprofundada, as cavidades complexas, labirínticas, com curvas, coalescências, desníveis no piso e principalmente com um fluxo de água doce, são mais seguramente de origem cárstica, mesmo que a erosão marinha, ao recalibrar os condutos da zona intertidal, apague a morfologia original [Rodet, 1983, 2013].

Serão abordadas as cavernas costeiras, conforme sua natureza: (1) cavernas marítimas; (2) cavernas continentais remodeladas; ou (3) cenotes e abóbadas.

8.1.1 Cavernas marinhas

No litoral, as ondas aproveitam a estrutura da parede rochosa para abrir cavidades ditas “marinhas”, que raramente ultrapassam algumas dezenas de metros [Bunnell, 1993]. Essas cavidades são geralmente retilíneas e seguem fraturas ou planos de fraqueza definidos pela estratigrafia (Figura 8.1), sobretudo quando são subverticais [Rodet, 1983, 2013]. O impacto cárstico é mínimo, ou mesmo ausente, muitas vezes reduzido a ligeira alteração dos planos de fraqueza (seja de origem tectônica, seja metamórfica, seja sedimentar), que norteiam o ataque marinho ao maciço rochoso [Rodet & Sayaret, 1987]. Em maciços cristalinos, a orientação da erosão marinha é guiada por elementos estruturais, notadamente por veios minerais [Corrêa Neto, 1996]. Na ilha de Florianópolis (SC, Brasil), há numerosas cavidades marinhas, abertas nos complexos graníticos da região. Mesmo a pequena ilha de Fernando de Noronha (PE, Brasil) apresenta algumas cavidades costeiras [Rolim *et al.*, 2019]. Litorais rochosos como o da Bretanha (França) oferecem muitos exemplos (Figura 8.2), explorados como atrações turísticas [Lardeux, 1996]. Nesses contextos, é frequente encontrar arcos, túneis e cavernas com duas entradas condicionadas pela tectônica (Bretanha, Guadalupe).

8.1.2 Cavernas continentais remodeladas

Observam-se também cavidades mais evoluídas, multidirecionais e ainda mais complexas, que incluem galerias e poços. Em geral, são cavidades cársticas ou de dissolução de origem continental [Wakefield, 2001], posteriormente remodeladas pela erosão marinha (Figura 8.3). O estado atual dessas cavidades revela o estágio de evolução da linha costeira, variando desde a simples recalibração de um conduto até a ocorrência de um remanescente cárstico em um cabo costeiro [Wakefield, 2008], passando pela segregação da rede subterrânea pela linha de costa (Figura 8.4).



Figura 8.1 - Caverna n° 2 de Anse Piton (Guadalupe, Antilhas Francesas), cavidade marinha de Marie-Galante. © J. Rodet-2011.



Figura 8.2 - Caverna marinha como atração turística: Gruta Romeo de Morgat (Pen ar Bed, Bretanha, França). © J. Rodet-2013.



Figura 8.3 - Cavidade cársica preenchida e fossilizada, recortada e liberada de seu preenchimento sedimentar pelo mar durante o recente recuo (1996) da linha de costa em Le Tilleul (Normandia, França): a parte escavada pelo mar se tornou uma armadilha para seixos. © J. Rodet-1996.



Figura 8.4 - Caverna Porz Boulou (Pen ar Bed, Bretanha, França), em calcários do Pragiano (Devoniano Inferior) da Pointe d'Armorique, mostrando um dismantelamento em curso pela erosão marinha. Essa é uma das cavidades cársicas mais ocidentais da França. © J. Rodet-2013.

O observador deve procurar evidências de descontinuidade no alinhamento retilíneo do conduto, especialmente se esse estiver condicionado por falha tectônica. Também é importante procurar vestígios polifásicos da cavidade [Rodet, 2013]: canal de teto, chaminé de equilíbrio, marcas iniciais e raízes de antigas paredes divisórias no teto e no piso (Figura 8.24), pilares residuais de condutos coalescentes, hierarquização das formas, morfologias parietais, paleoterraços de seixos e acúmulos calcíticos de preenchimentos cimentados.

Se a cavidade é complexa, ou seja, com vários condutos, sua origem cárstica torna-se mais evidente, especialmente porque a influência marinha reduz com a sinuosidade, e é geralmente onde se observam preenchimentos sedimentares (Normandia, França).

8.1.3 Cenotes e abóbadas

Finalmente, o terceiro tipo de cavidade refere-se ao desenvolvimento cárstico associado à proximidade da linha de costa. Frequentemente desenvolvidas em substratos porosos, essas cavidades aproveitam a interação entre águas doces continentais e águas salinas oceânicas (Figura 8.5). Distingue-se o cenote, cavidade de dissolução simples, não orientada e alveolar, da “abóbada” (*voûte* ou *galerie* nas Antilhas Francesas), que corresponde a um desenvolvimento cárstico exacerbado pela interface hidrogeoquímica entre águas doce e salgada, superdimensionado em relação a suas entradas continentais.

8.1.3.1 Cenote, cavidade litorânea

O cenote é um vazio cárstico do tipo alveolar, desenvolvido principalmente em substratos porosos e sob influência litorânea [Héraud-Piña, 1996]. Sua morfologia reflete o forte impacto de um aquífero pouco móvel, do tipo freático, mas frequentemente marcado pela mistura de águas doces continentais e águas marinhas salgadas [Garraabé *et al.*, 1988]. A halocline – camada da coluna de água na qual a salinidade varia abruptamente com a profundidade – favorece a atividade química e, portanto, a formação de cavidades. J. James [1992] atribui o tamanho gigantesco das cavernas de Nullarbor Plain (Austrália) [Dunkley & Wigley, 1978; Hill, 1966] à corrosão resultante da mistura de águas nessa região litorânea. A Caverna Abrakurrie, por exemplo, apresenta um salão de quase 50 m de seção (Figura 3.25), desenvolvida nos calcários porosos e pouco cimentados do Terciário [Rodet, 1982].

A evolução de um cenote, desde sua origem até seu desaparecimento, pode ser resumida em sete etapas (Figuras 8.6/8.12 ou a/g), conforme modelo evolutivo proposto pelo autor para os cenotes das Pequenas Antilhas [Rodet, 2011, relatório de campo, inédito].

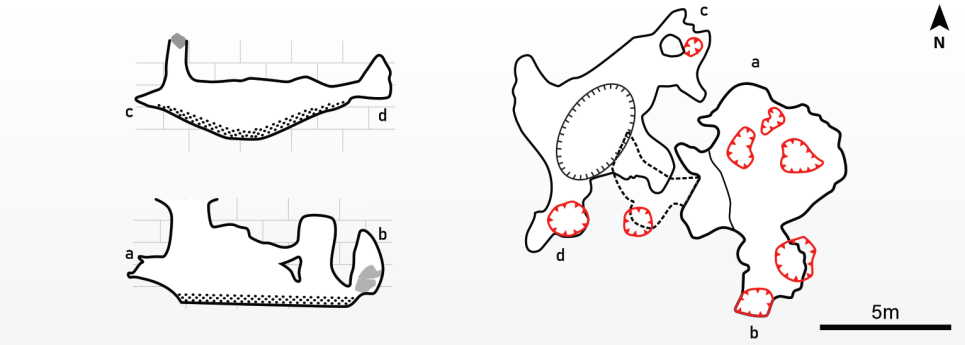


Figura 8.5 - Cenote das Tortues (Marie-Galante, Antilhas), topografia por J. Rodet, 2011.

Essa característica confere aos cenotes duas especificidades espetaculares. Nas regiões submersas, desenvolvem-se os *blue holes* ou “buracos azuis”, alguns de grande fama, inclusive turística. As duas maiores regiões de ocorrência de cenotes são a Grande Barreira de Corais no leste da Austrália, em Queensland [Jennings & Mabbutt, 1971], e a região do Caribe, entre Yucatan, Flórida e Bahamas, incluindo as ilhas das Antilhas [Marmolejos, 2004]. Segundo Jennings [1985: p. 224-232], muitos desses buracos azuis são antigas cavidades cársticas continentais, inundadas pela elevação do nível de base, induzida pela subsidência tectônica e/ou oscilações glacioeustáticas.

Caso análogo ocorreu no mar Mediterrâneo, que passou por acentuada fase de secagem, durante o Messiniano, causada pelo fechamento tectônico do Estreito de Gibraltar, resultando em profundo entalhe das drenagens superficiais e subterrâneas e na escavação de desfiladeiros e galerias hoje em grande parte submersas [Clauzon, 1975, 1982; Jennings, 1985: p. 225-226; Mocochain *et al.*, 2006]. Explorações subaquáticas demonstraram que muitos cenotes são extensas cavidades que passaram por uma fase vadosa e foram novamente inundadas pela elevação do nível do mar e/ou pela subsidência das plataformas carbonáticas [C. Thomas, 2005; Kambesis & Coke *in* Robledo & Durán, 2016: p. 177-192]. Por isso, muitas dessas cavidades submersas apresentam concreções típicas de condutos vadosos (estalactites, estalagmites, etc.) [Cousteau & Diolé, 1973], cujo estudo permite datar diferentes episódios de evolução.

Em razão de seu desenvolvimento em baixas planícies costeiras, essas cavidades acabam sendo interceptadas e depois destruídas pela erosão e pelo recuo da linha de costa, marcando a morfologia do litoral, como os paleocarstes (Figura 8.13 & Figura 8.14).

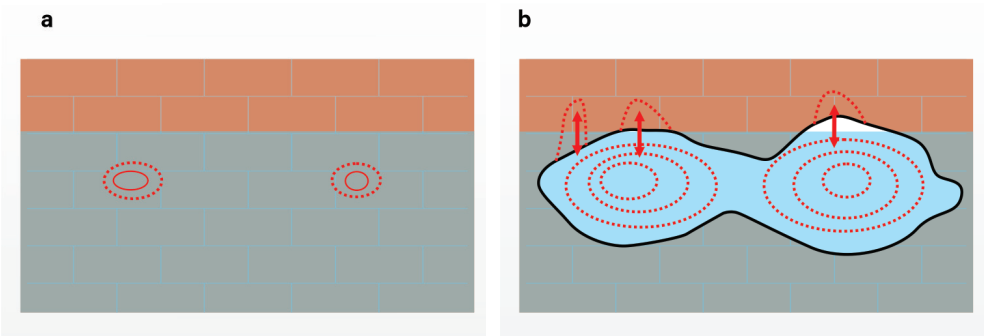


Figura 8.6 - No aquífero costeiro, associado à camada de carbonato poroso, originam-se os núcleos de alteração, que evoluem em alvéolo.

Figura 8.7 - Por coalescência, dois ou mais alvéolos se conectam e episódios de inundação favorecem a origem de domos e chaminés de equilíbrio.

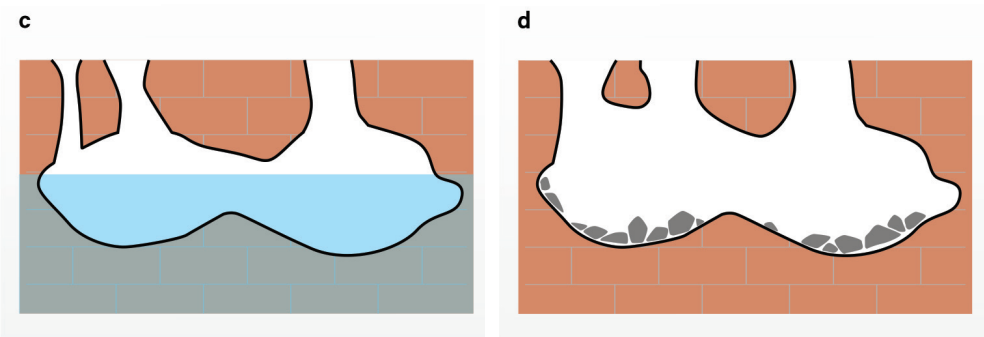


Figura 8.8 - Tectônica faz emergir o cenote, enquanto a erosão superficial intersecta as chaminés de equilíbrio.

Figura 8.9 - O prosseguimento do soerguimento tectônico faz emergir o cenote que evolui, pela erosão terrestre, fragilizando seu teto.

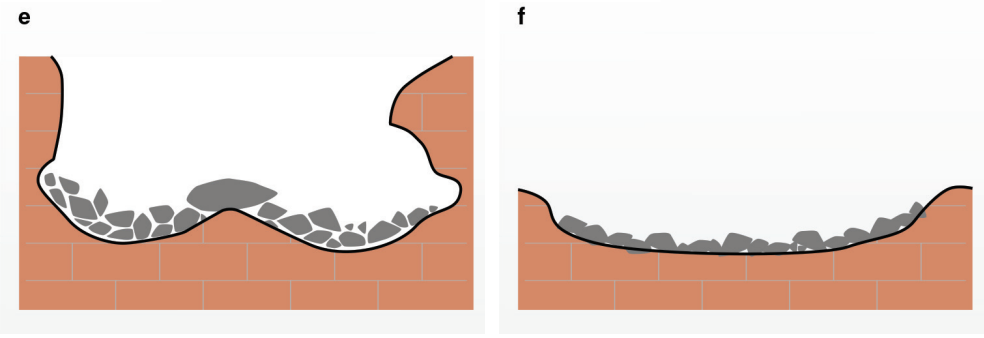


Figura 8.10 - O teto desaba, e o cenote perde sua dimensão de cavidade subterrânea, tornando-se um abismo.

Figura 8.11 - As paredes verticais do abismo, por sua vez, desmoronam, e o antigo cenote se torna uma depressão com piso preenchido por um caos de blocos.

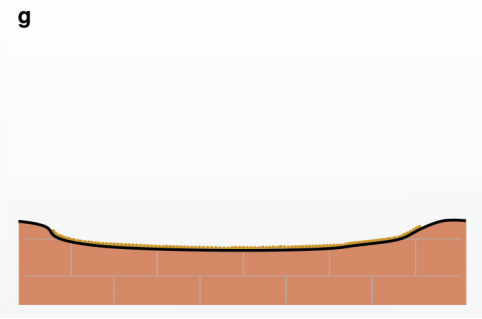


Figura 8.12 - A alteração reduz os blocos e forma uma dolina com um solo evoluído e, em grande parte, colonizado pela vegetação. O cenote foi totalmente mascarado pela erosão superficial.



Figura 8.13 - Cenote do Gouffre, exposto pelo recuo da linha de costa (Guadalupe, Caribe). © J. Rodet-2011.



Figura 8.14 - Poço de acesso ao cenote do Gouffre (Guadalupe, Caribe). © J. Rodet-2011.

8.1.3.2 “Voûtes” e “galleries”

As *voûtes*, abóbodas em francês, é a denominação local nas Pequenas Antilhas para abrigos sob rochas que se abrem em cavidades de grande seção, mas com pequena penetração no maciço, da ordem de alguns metros a algumas dezenas de metros. Apresentam um fechamento súbito, restando pequenos condutos, geralmente impenetráveis aos humanos [Rodet, 1987b]. Esse contraste é atribuído ao contato água doce/água salgada em cavidades litorâneas, que hoje se encontram acima do nível do oceano, em razão da evolução do nível glacioeustáticos e, especialmente, por causa da elevação tectônica ativa [Bouysse *et al.*, 1993]. As abóbodas são também chamadas localmente de *galleries* (Figura 8.15, Figura 8.16, Figura 8.17 & Figura 8.18).

8.2 CARSTE CONTINENTAL E EVOLUÇÃO LITORÂNEA: O MODELO NORMANDO

O encontro entre o continente e o oceano é intermediado pela linha de costa. Por um lado, encontra-se o continente, com sua morfologia exposta à erosão e, por outro, o ambiente oceânico, marcado pelo vaivém das marés, das ondas e das tempestades. Essa zona de contato é certamente uma das zonas geomorfologicamente mais ativas. Ela registra a erosão costeira cotidiana, mas também os aportes de sedimentos provenientes dos estuários e dos deltas fluviais. A esse ciclo, soma-se ainda os impactos da atividade tectônica, em particular os processos de soerguimento ou subsidência e, naturalmente, os legados da variabilidade climática quaternária, com seus reajustes glacioeustáticos. Em relação ao Weichseliano, a última fase fria entre 80 ka e 15 ka, observa-se que a linha costeira daquele período se encontra hoje submersa sob 150 m a 200 m de água do mar [Rodet & Lautridou, 2003].

As falésias abruptas são a expressão clássica da tendência à regularização linear de um litoral em recuo, segundo uma linha de costa que suaviza as encostas e libera uma plataforma



Figura 8.15 - “Galerie Blanchard” ou “Voûte des Quinquins”, cavidade litorânea cujas dimensões foram ampliadas pela mistura da água do mar com água doce, depois elevada por soerguimento tectônico do paleolitoral (Guadalupe, Caribe). © J. Rodet-2011.



Figura 8.16 - Pequeno conduto cárstico desembocando na “voûte” (Guadalupe, Caribe). © J. Rodet-2011.



Figura 8.17 - Paleopraia de seixos, cimentada em uma parede de “voûte”, destacando a antiga situação litorânea da cavidade (Guadalupe, Caribe). © J. Rodet-2011.

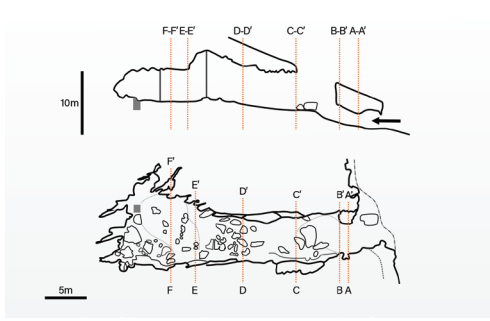


Figura 8.18 - Plano e seção da “Galerie Blanchard” com seus pequenos condutos cársticos na parte distal da cavidade (Guadalupe, Caribe).

rochosa intertidal [Bird, 2000]. Embora contrastes litológicos ou tectônicos possam momentaneamente favorecer recuos diferenciais exacerbados pela drenagem continental, é fato que os cabos costeiros permanecem mais expostos à erosão do que os fundos de baías, que atuam como armadilhas para a acumulação de sedimentos. Em longo prazo, isso resulta em uma linha costeira simplificada pelas regras da Física. Por isso, é importante se atentar para regiões litorâneas que conservam trechos de linha de costa complexa (Figura 8.19 & Figura 8.20). Por “linha de costa complexa”, entende-se uma sucessão morfológica de cabos e baías. Por exemplo, na região de Étretat (Normandia, França), a faixa de falésias conhecida como “Massif d’Aval” apresenta cinco baías e quatro cabos em apenas 2 km (Figura 8.28). Tal complexidade geomorfológica, em um ambiente teoricamente homogêneo, chama

a atenção do observador [Rodet, 2013]. Consequentemente, o contato mar/continente pode ser dividido em quatro zonas, a saber: (1) o mar; (2) a linha de costa; (3) as bacias costeiras; e (4) o continente sem impacto costeiro (Figura 8.21).

Nesse zoneamento, dois setores interessam diretamente ao carste litorâneo: a franja litorânea *sensu stricto* e as bacias litorâneas onde a proximidade do mar influencia a carstificação (Figura 8.21). As condições que explicam essa complexidade serão discutidas em várias etapas, quais sejam:

- (1) Inicialmente, uma parte do continente passa a sofrer influência do litoral: uma primeira transgressão aproxima o mar que estava longe, a poucos quilômetros do local do estudo, modificando fortemente o gradiente hidráulico continental e permitindo o estabelecimento de drenagens cársticas por captação de fluxos de superfície. Isso resulta na fragmentação da antiga bacia continental em múltiplas bacias litorâneas.
- (2) A segunda etapa ocorre com uma nova transgressão, que leva à invasão marinha do local estudado. O mar passa então a utilizar os desenvolvimentos cársticos estruturados durante a primeira transgressão. Consequentemente, esses condutos orientam o desmonte do maciço, substituindo o papel antes desempenhado pelo relevo continental.
- (3) A análise das relações entre as irregularidades da linha de costa e o carste permite identificar uma tipologia dos cabos, e mesmo penínsulas, na faixa das falésias abruptas, resultantes da última transgressão.
- (4) A ocorrência de impactos em escala regional a serem considerados.



Figura 8.19 - Trecho de costa complexa: Cabo de Caye Plate, pequena península com o seu túnel cárstico duplo, cortado pelo mar (Marie-Galante, Índias Ocidentais Francesas). © J.-C. Staigre-2024.



Figura 8.20 - Túnel cárstico duplo do Cabo de Caye Plate (Marie-Galante, Índias Ocidentais Francesas), fatiado pelo avanço do mar. © J. Rodet-2011.

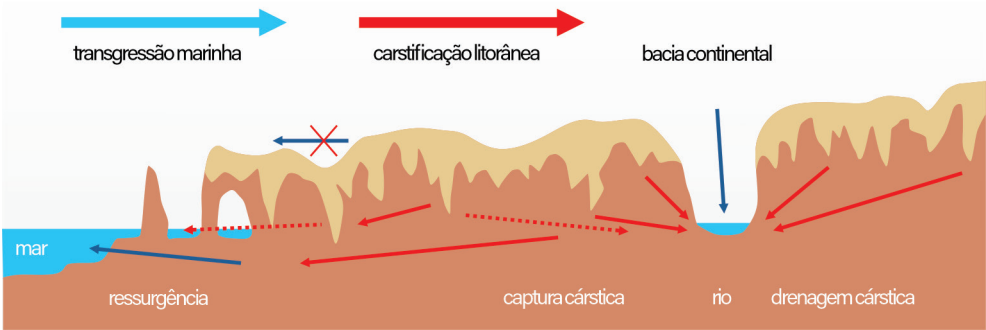


Figura 8.21 - Zoneamento litorâneo mostrando o avanço da drenagem do continente pela carstificação do litoral, sob a pressão da transgressão marinha.

8.2.1 Captura cárstica por avanço do litoral

A primeira consequência do avanço da região litorânea sobre o continente é a criação de outros gradientes hidráulicos que alteram a drenagem superficial e/ou subterrânea das bacias continentais afetadas (Figura 8.21). Por exemplo, é assim que, em resposta à formação desses novos gradientes, o carste do Maciço de Aval, na região de Étretat (Normandia, França), captura e direciona para o norte a drenagem superficial do Vale de Jambourg (escoamento para o leste), ilustrando a divisão da bacia continental em várias bacias litorâneas e, consequentemente, o impacto oceânico (Figura 8.22). Esse impacto não era perceptível anteriormente, o que indica que a costa se situava longe o suficiente para não influenciar tal porção continental quando o vale (*valleuse*) de Jambourg estava ativo [Rodet, 2013]. É, portanto, a aproximação do litoral que, ao modificar fortemente o gradiente hidráulico desse setor, possibilita o estabelecimento de capturas cársticas, claramente visíveis nas falésias da praia de Jambourg (Figura 8.22) e, assim, a formação de um sistema cárstico consequente, com cerca de 300 m de condutos vestigiais, hoje observáveis nas falésias ao redor do Cabo de Porte d'Aval.

Na paisagem antiga, antes da erosão costeira, o Vale do Jambourg se desenvolvia a montante, próximo ao Cabo Manneporte, cuja cabeceira foi desmantelada pelo recuo das falésias. Enquanto funcional, essa drenagem confluía ativamente com o Vale Grande (Grand Val) de Étretat. As capturas cársticas fossilizaram o vale, impedindo-o de acompanhar a evolução do Vale Grande, o que explica sua suspensão em relação a este último, evidenciada por um degrau marcante na topografia. Com uma orientação W-E, o fluxo superficial foi substituído por uma rede cárstica, originada no Vale do Jambourg ao sul, que se desenvolve para o norte em direção ao Canal da Mancha. A rede é composta por vários condutos convergentes (drenagem arborizada - Figura 8.23) e apresenta mecanismos de coalescência (Figura 8.24).

O segundo elemento importante é a desconexão da drenagem cárstica da topografia de superfície. Isso é lógico, já que a drenagem cárstica resulta de mecanismos de captura controlados pela transgressão, que perturba a organização espacial e fossiliza a morfologia local, anteriormente controlada pela drenagem superficial continental, e não pelos gradientes costeiros associados ao avanço da linha de costa, portanto, mais recentes. Isso também explica, em parte, por que a maioria dos vales costeiros está fossilizada, exceto durante eventos pluviométricos excepcionais.

O terceiro elemento que caracteriza o carste litorâneo é o desenvolvimento de difluências nas surgências (Figura 8.25), ilustrando a adaptação de condutos ativos às variações glacioeustáticas da zona litorânea [Rodet, 1992]. Esse mecanismo de difluência ocorre em escala regional, como demonstrado pelas capturas cársticas entre bacias continentais e litorâneas ou entre diferentes bacias litorâneas.

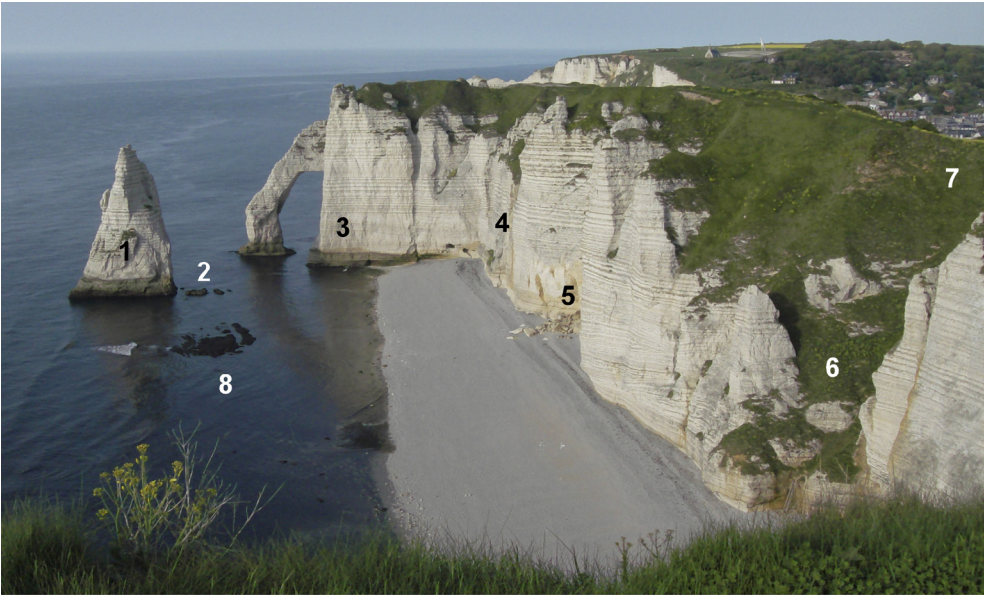


Figura 8.22 - Baía de Jambourg (Étretat, Normandia, França). 1- Aiguille d’Étretat, alta ilha residual; 2- canal na plataforma marinha; 3- Arco e Caverna da Porte d’Aval; 4- Caverna do Tunnel de la Porte d’Aval; 5- RMA e captura cárstica; 6- RMAs cruzadas, formando um grande funil no qual foi estabelecido um acesso pedestre à praia até sua desestabilização nos anos 1950; 7- Vale do Jambourg; 8- recife baixo na plataforma marinha. © J. Rodet-2009.



Figura 8.23 - Conjunto de cavidades marinhas resultantes da ampliação, pelo mar, de fissuras carstificadas, demonstrando o impacto de uma transgressão em um relevo costeiro (Normandia, França). © J. Rodet-1985.



Figura 8.24 - Caverna cárstica complexa, submetida ao balanço das marés que a remodelaram. Observar no piso, à esquerda da pessoa, o relevo residual de uma antiga divisória (Normandia, França). © J. Rodet-2009.

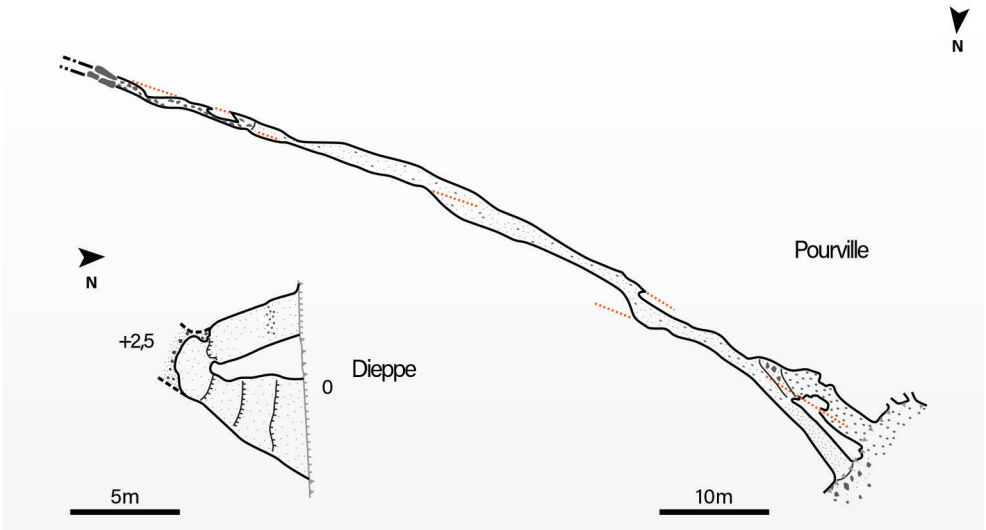


Figura 8.25 - Exemplos de difluência de emergências no ambiente costeiro, em Dieppe e Pourville (Normandia, França) [Rodet, 1992].

8.2.2 Fragmentação do maciço continental através do desmembramento da rede cárstica

Se um primeiro avanço da linha de costa induz à carstificação do maciço, estabelecendo gradientes hidráulicos que fragmentam a bacia continental, a chegada efetiva da linha de costa desencadeia intensa turbulência que se sobrepõe à topografia herdada da fase anterior, conduzindo à paisagem atual. É nessa fase que as falésias recuam, e o mar intercepta os condutos cársticos. Os condutos passam a orientar a abrasão marinha (Figura 8.26),

substituindo a influência prévia da topografia continental e/ou da estruturação tectônica, que nem sempre é dominante. Isso resulta na remodelação dos condutos, com a abrasão das formas endocársticas, a abertura de claraboias nas paredes, a criação de portais e arcos, e o isolamento de recifes altos ou ilhotas elevadas e, posteriormente, de parcéis (bancos de areia ou recifes submersos) (Figura 8.27).

Essa desestruturação do maciço continental pode levar à inversão do relevo com, por exemplo, a formação de cabos sob antigos vales e a instalação de baías nas porções mais elevadas da zona costeira (Figura 8.28). Tal evolução explica por que muitos vales fósseis se encontram suspensos pelo recuo da costa, bem acima da margem. Daí deriva o termo *valleuse*, adotado pela nomenclatura geomorfológica internacional.

O setor do Maciço de Aval d'Étretat inclui cinco vales, nenhum dos quais é funcional (Figura 8.28). Apenas um deles, o Grand Val (Vale Grande), tem um fundo preenchido pela transgressão flandriana, iniciada há cerca de 19 mil anos. Em seu flanco sul, dois vales confluem quase na saída para o Grand Val. O primeiro, proveniente do platô de Valaine (Le Tilleul), manteve conexão com o Grand Val. O segundo, o Vale do Jambourg, mais próximo da costa e oriundo do Maciço de Aval, permanece suspenso acima do Grand Val por desconexão hidrológica, configurando uma *valleuse*. Essa dicotomia entre esses vales “gêmeos” evidencia o impacto das capturas cársticas associadas à proximidade do litoral.

O recuo do front de falésias é o sinal mais evidente de um processo transgressivo. Sua idade recente pode ser confirmada pela verticalidade das encostas, pelos colapsos frequentes e pela rápida remoção marina do material colapsado. Trata-se, portanto, de uma linha de costa simples. Contudo, essa simplicidade pode ser complicada por heranças de: (1) um paleolitoral, como as paleoplateformas marinhas protegidas por cabos (Figura 8.26); (2) paleocondutos cársticos que perfuram as paredes das falésias e favorecem o dismantelamento diferencial da linha de costa, ornamentando-a com formas residuais como recifes elevados (Aiguille d'Étretat), arcos (Manneporte) e recifes submersos (Valaine) (Figura 8.29).



Figura 8.26 - Paleoplateforma marinha seccionada por um carste vestigial, suspenso acima da superfície de abrasão marinha atual (Normandia, França). © J. Rodet-2012.



Figura 8.27 - Front de falésias indentedas por uma rede cárstica, interceptada pelo recuo da costa (Normandia, França). © J. Rodet-1990.

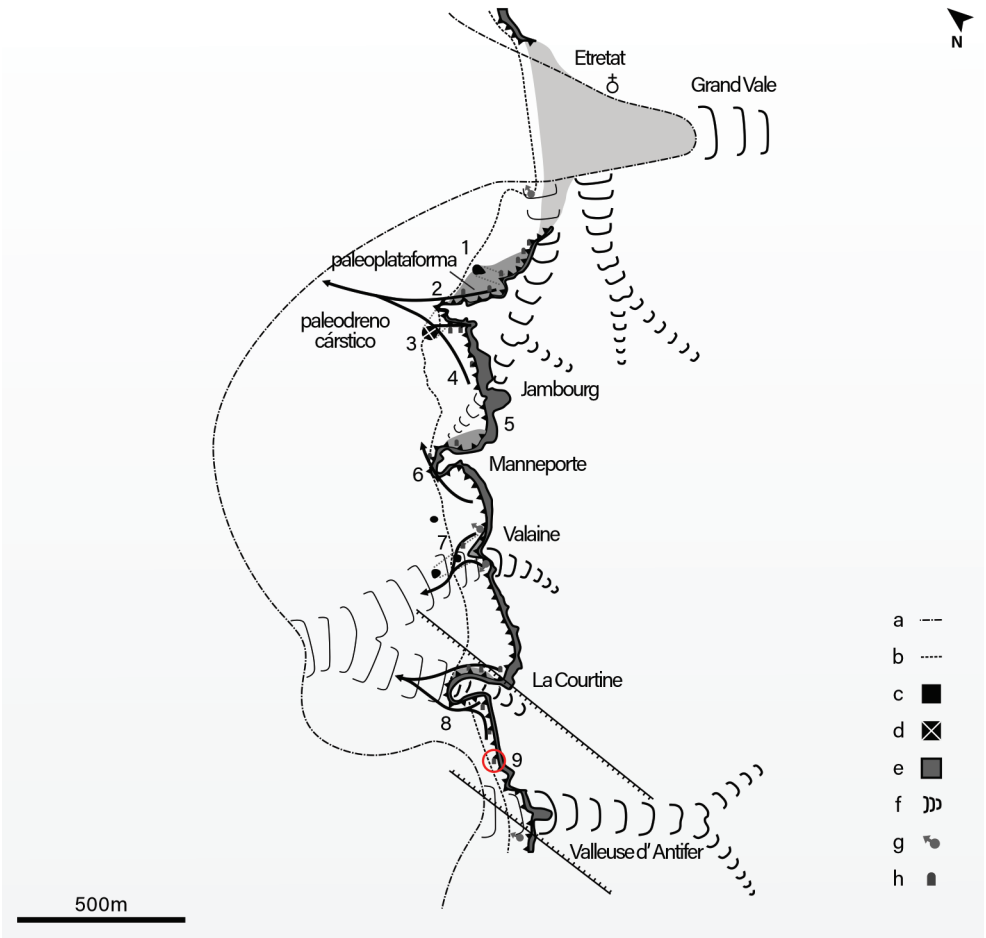


Figura 8.28 - Esquema morfológico do Maciço de Aval entre Étretat e a *valleuse* de Antifer. Paleoplatier: paleoplateforma marinha; “paléo-drain karstique”: paleoconduto cárstico; a/ paleocosta antes do endocarste ser destruído; b/ nível de maré baixa; c/ recife baixo; d/ recife alto; e/ falésias costeiras; f/ vales (em declive, projetados para o mar); g/ emergência do carste; h/ acesso principal ao endocarste 1/ arco antigo do Trou à Galets; 2/ paleoconduto cárstico a norte da Porte d'Aval; 3/ recife alto e paleoporta da Aiguille; 4/ paleoconduto sul da Porte de Aval; 5/ paleocaptura e pseudovalleuse de Jambourg; 6/ Caverna da Manneporte; 7/ paleodrenagem cárstica de Valaine; 8/ paleodrenagem cárstica da Courtine; 9/ cavidade com paleogelifractos do Tilleul [Rodet, 2013].

Por fim, a compartimentação da linha de costa pode ser invertida com baías instaladas no interior do maciço e dos vales suspensos nos cabos (Valaine, Courtine). O exemplo do Vale do Jambourg é notável, suspenso tanto a montante (Baía de Jambourg) quanto a jusante (Grand Val) e isolado de seu contexto geomorfológico (Figura 8.28).

8.2.3 Relações entre recortes/indentações da linha de costa e carste

O carste do Maciço de Aval permitiu que a transgressão marinha rompesse a margem emersa do continente. Assim, em vez de erodir o maciço pelos vales, como ocorre classicamente, em Étretat o mar dissecou o continente, abrindo os condutos cársticos, alguns dos quais modelavam os *valleuses*. Desse modo, são os cabos rochosos (Cabo da Valaine, Ponta da Courtine) que avançam no mar e suportam *valleuses*, enquanto as partes originalmente mais elevadas do maciço abrigam baías. Observa-se, portanto, uma inversão topográfica que só pode ser explicada pela destruição do carste por causa da erosão marinha. Além disso, todos os cabos apresentam cavidades cársticas vestigiais, amplamente retrabalhadas pelo mar.

A associação quase sistemática de drenagens cársticas e reentrâncias e cortes na linha de falésias é um aspecto que merece investigação. Em estudo clássico da costa de falésias calcárias da Normandia [Rodet, 1983], foram identificados cerca de 30 locais, ao longo de 20 km de costa. Com base no estado de degradação desses locais, todos associados a fenômenos cársticos globalmente herdados, foi proposta uma tipologia que vai desde o cabo simples até a ponta multiarco destruída, refletindo uma gradação da evolução do litoral em cerca de dez etapas. Isso ilustra a evolução típica das falésias costeiras abruptas com arcos naturais em rochas carbonáticas [Bird, 2000: p. 60].

1 - Cabo simples (Figura 8.30). Trata-se de um segmento emerso que avança no mar e cujos flancos são limitados por condutos que emolduram a ponta. Pode-se considerar que condutos cársticos favoreceram o corte da feição.

2 - Cabo com túnel (Figura 8.31): um túnel cárstico é seccionado perpendicularmente pelos flancos do cabo. Relíquias de desenvolvimento cárstico acompanham o flanco protegido do impacto das ondas, enquanto o flanco exposto revela apenas formas de abrasão marinha.

3 - Cabo-túnel: o túnel cárstico se desenvolve no contato do penhasco e do cabo (Figura 8.32). Trata-se de um conduto cárstico seccionado pela erosão marinha, cuja continuidade pode ser observada na base da falésia.

4 - Cabo com um único túnel e canais secundários (Figura 8.33): um túnel amplamente aberto e calibrado pela ação combinada do mar e da erosão continental transpõe o cabo. O arco conserva uma paleoplataforma residual, testemunhando fase litorânea anterior, além de um conduto cárstico secundário que atravessa o pilar do arco, pouco retrabalhado pela erosão marinha.

5 - Cabo com múltiplos túneis (Figura 8.34): a projeção rochosa é atravessada por dois ou mais túneis, enquanto na base da falésia se desenvolvem fenômenos endocársticos.

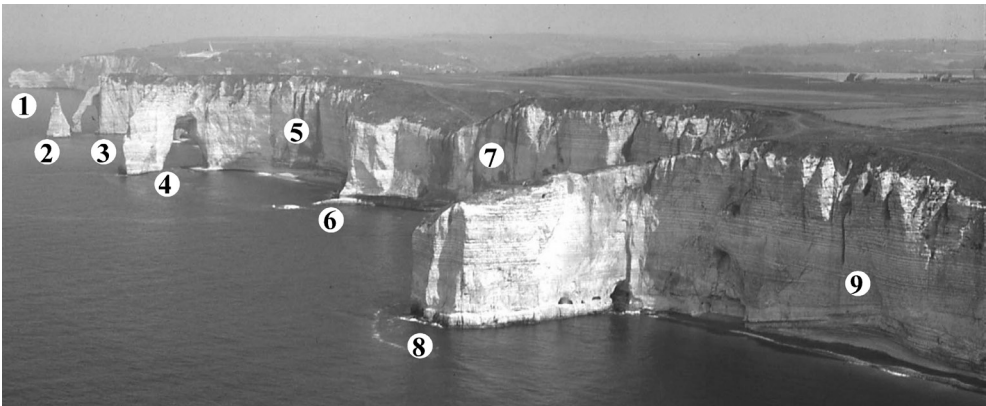


Figura 8.29 - Espetacular setor das falésias costeiras de Étretat. Em apenas 2 km, sucedem-se: (1) a Baía de Antifer; (2) a Ponta da Courtine; (3) a Baía de Valaine; (4) o Cabo de Valaine; (5) a Baía do Petit Port; (6) o Cabo de Manne Porte; (7) a Baía de Jambourg; (8) o Cabo da Aiguille e a Porta de Aval; e (9) a Baía de Étretat [segundo Rodet, 1983, 2013].

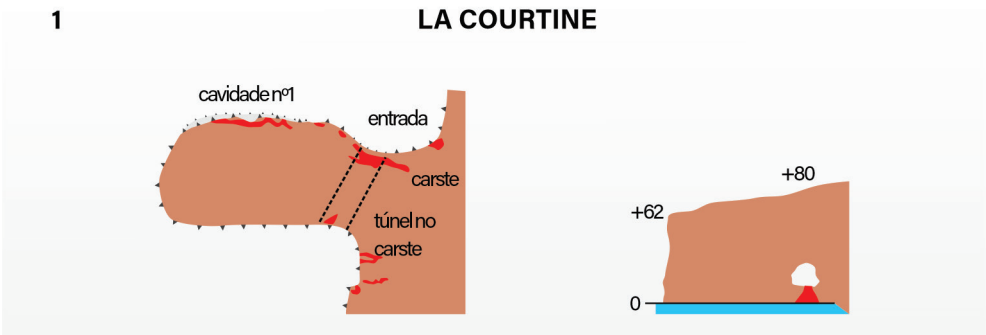


Figura 8.30 - Cabo com flancos limitados por condutos cársticos. Observar que o cabo se desenvolve sob uma *valleuse* ou um paleovale, indicando uma inversão topográfica: normalmente os vales litorâneos facilitam o desenvolvimento de uma baía pela invasão marinha.

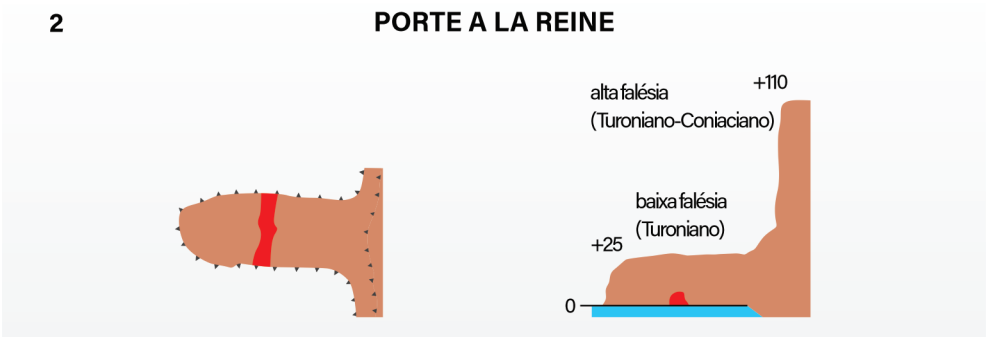


Figura 8.31 - Cabo perfurado por um túnel-galeria com morfologia cárstica sobre as paredes. Essa galeria foi cortada por abrasão marinha, isolando condutos secundários não mostrados na figura.

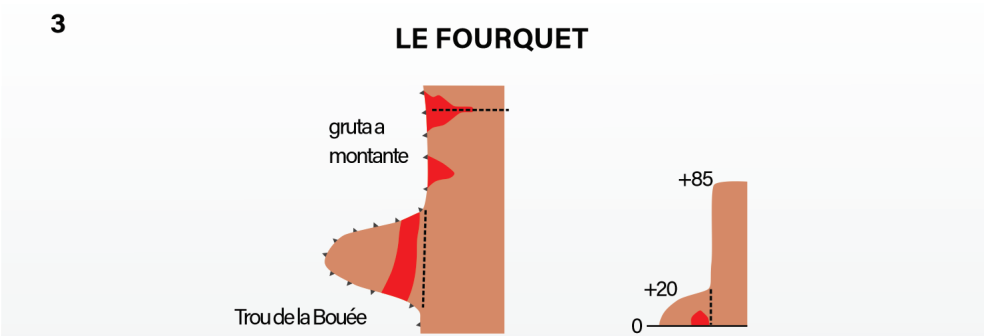


Figura 8.32 - Cabo isolando um paleoconduto de sua parte a montante, visível ao pé da falésia.

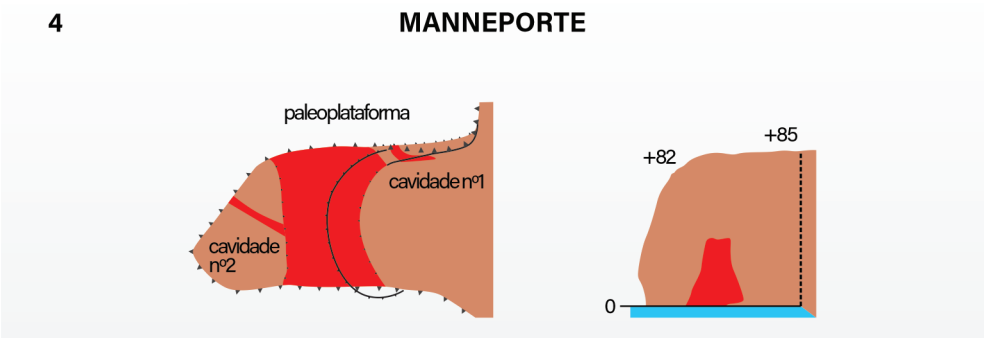


Figura 8.33 - Cabo principal com arco de grandes dimensões, com uma paleoplataforma e condutos com morfologia cárstica nas paredes.

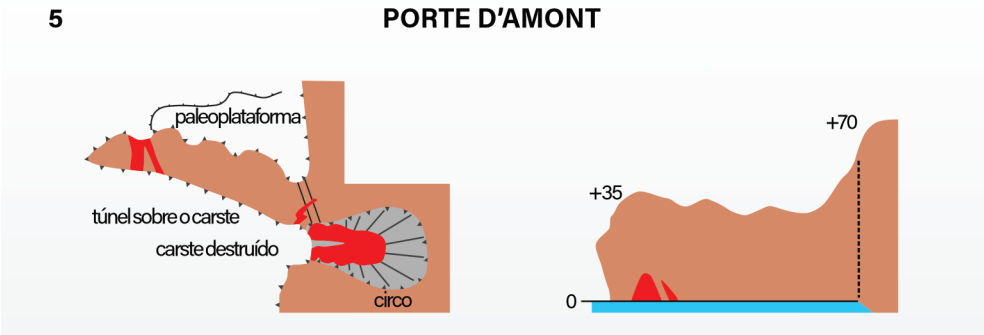


Figura 8.34 - Cabo com arco duplo e condutos cársticos destruídos por abrasão marinha e uma paleoplataforma protegida pelo cabo.

6 - Cabo-túnel com recife elevado associado (Figura 8.35): representa um conjunto espetacular, isto é, o cabo avança no mar, associado a seu arco e sobretudo a um relevo elevado em forma de agulha que indica o colapso de um antigo arco. Esse modelo ilustra o processo de recuo do front de falésias e associa complexos desenvolvimentos endocársticos.

7 - Recifes elevados isolados (Figura 8.36): a saliência foi desgastada pela erosão marinha, restando um recife alto, isolado a quase 140 m da costa, que destaca o recuo do front de falésias. Sua preservação sugere recuo recente. O cabo residual é emoldurado por feições endocársticas.

8 - Cabo com arcos destruídos e baixos-relevos (Figura 8.37): a erosão marinha eliminou os arcos que marcavam o cabo. O próprio cabo foi muito reduzido. Ao longo da costa, observam-se as bases de antigos túneis em forma de baixos-relevos, tendo as partes altas sido eliminadas pela erosão marinha. O cabo residual e as bases isoladas exibem fenômenos endocársticos.

9 - Antigo cabo com múltiplos túneis destruídos e pontilhado por recifes baixos (Figura 8.38): o cabo foi intensamente reduzido pela erosão marinha, que destruiu os arcos. No mar, pedestais isolados indicam sua extensão antiga. Tanto no cabo residual quanto na falésia, há formas endocársticas.

10 - Túnel destruído em carste ativo (Figura 8.39): a antiga saliência foi reduzida pela erosão marinha a um simples ressalto da linha da falésia, enquanto no mar são observados recifes submersos, um dos quais contém uma surgência ativa. Na falésia, formas endocársticas podem apresentar desenvolvimento notável.

A variedade dos tipos de “cabos-túneis” não deve ocultar que os mesmos elementos fundamentais estão sistematicamente presentes, independentemente do estado evolutivo. Esses elementos incluem: endurecimento das camadas que sustentam as elevações, o enquadramento sistemático dessas por feições cársticas e o desenvolvimento de condutos subterrâneos. Finalmente, e sobretudo, esses exemplos demonstram que a linha de costa recua de maneira irregular no espaço e no tempo, e que o carste contribui de modo decisivo para tal irregularidade.

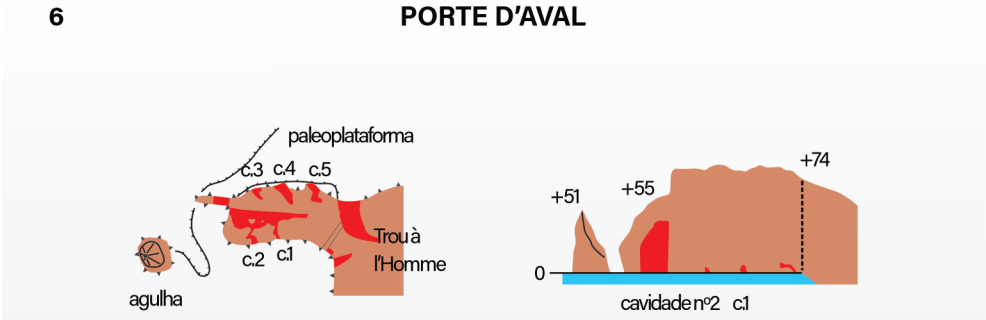


Figura 8.35 - Cabo complexo com um recife alto isolado e uma saliência com um arco. O arco é delimitado por uma RMA e um sistema cárstico em ambos os lados da saliência costeira. Aqui também o cabo protege uma paleoplataforma.

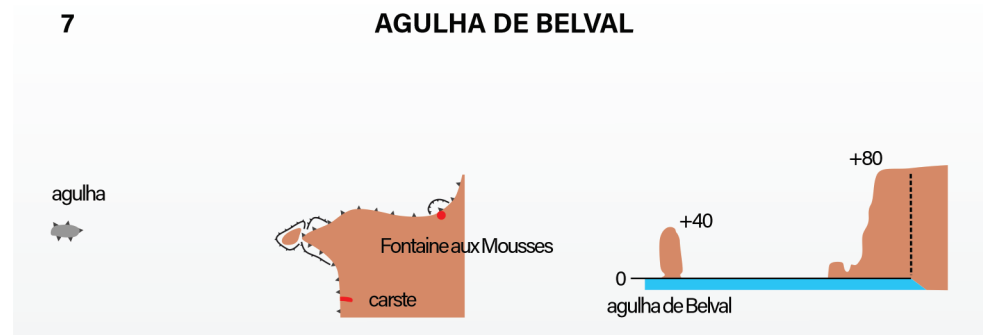


Figura 8.36 - O próprio cabo é reduzido, acompanhado por recifes baixos isolados, mais um recife alto, tipo agulha, longe das falésias. O cabo residual é emoldurado por fenômenos cársticos.

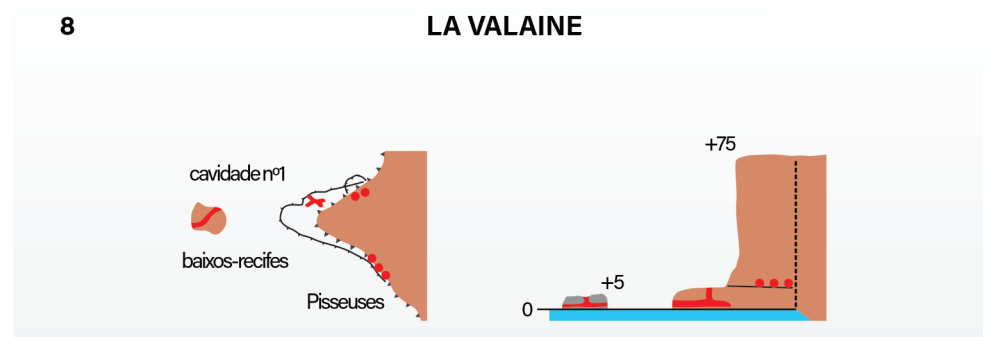


Figura 8.37 - Cabo residual, com recifes baixos perfurados por condutos cársticos. O cabo se desenvolve sob a influência de um *valleuse* suspenso.

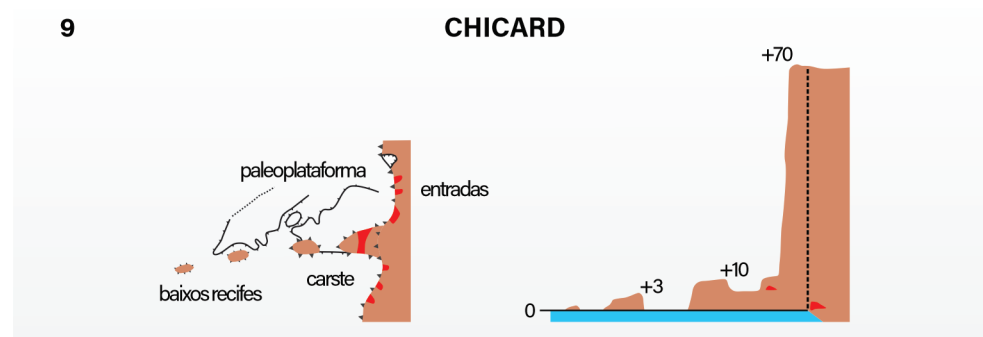


Figura 8.38 - Cabo residual com vários recifes baixos, fortemente desmembrados, e uma paleoplataforma. Entre os elementos residuais, observam-se relíquias cársticas.

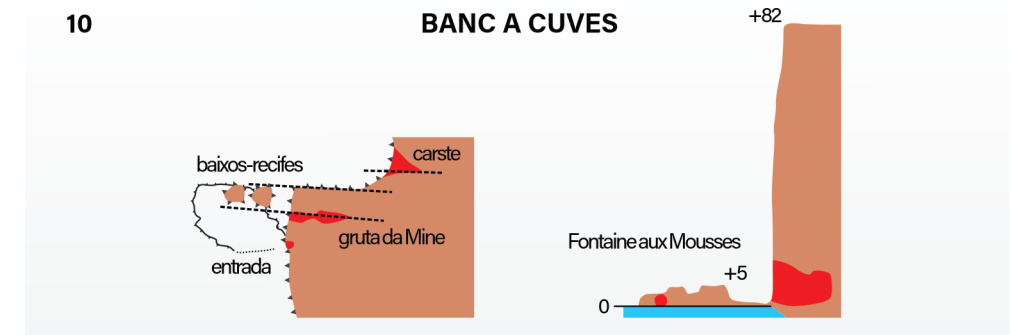


Figura 8.39 - Antigo cabo com recifes baixos. Fenômenos endocársticos importantes e uma exsurgência acompanham o cabo.

8.2.4 Variações glacioeustáticas e capturas cársticas

O recuo da linha de costa repercute no continente (Figura 8.40): o avanço do front marinho modifica os pontos de surgência das águas subterrâneas da rocha carbonática e redistribui o perfil de equilíbrio da drenagem subterrânea, especialmente a montante, que tem sua declividade ampliada, gerando dinâmica mais intensa ao encurtar o gradiente hidráulico. Isso resulta em gradientes hidráulicos mais fortes e dinâmicos, favoráveis às circulações cársticas, que passam a se estender sob as bacias superficiais e capturar, por meio de poços ou sumidouros, as drenagens das bacias superficiais mais antigas e de gradiente mais fraco. Podem ser citados os exemplos do carste do Vaurain nas bacias dos *valleuses* das Petites Dalles e Grandes Dalles, do carste de Veules (Figura 8.41) na Bacia do Dun, do carste de Yport na Bacia Hidrográfica de Étretat, etc. [Rodet & Lautridou, 2003]. Como resultado, a drenagem superficial se reduz e, posteriormente, desaparece, e os vales, não drenados, deixam de estar conectados à linha de costa. Com o recuo das falésias, esses vales tornam-se suspensos, formando as célebres *valleuses* do Pays de Caux (Figura 8.42).

A Bacia Hidrográfica de Étretat abrange 120 km², mas fornece apenas 100 l/s a 300 l/s nas surgências costeiras. A Bacia Hidrográfica do Yport, com apenas 18 km², apresenta surgências costeiras com descargas de vários metros cúbicos por segundo. Suas surgências, as Fontaines d'Yport, são as mais potentes do litoral da Normandia oriental, fornecendo, na maré baixa, fluxos entre 1,5 m³/s e 2,5 m³/s [Gaillard *et al.*, 2018]. As águas são captadas, rio acima, por um poço que intercepta o conduto cárstico submerso, abastecendo a comunidade urbana de Le Havre (com 250.000 habitantes). Estudos com traçadores mostraram que a parte a montante da Bacia Hidrográfica de Étretat é capturada por drenagens cársticas que alimentam as surgências de Yport. Esse mecanismo de captura é atribuído ao recuo diferencial da linha de costa, mais acentuado em Yport que em Étretat, permitindo a divisão da Bacia Continental de Étretat em bacias litorâneas, incluindo a de Yport. A Bacia de Yport, com maior gradiente

hidráulico, desviou a maior parte dos recursos hídricos de Étretat por mecanismo cárstico, embora a topografia superficial não indique tal conexão.

Esse mecanismo, associado à alternância de períodos regressivos e transgressivos, pode afetar bacias mais interiores quando um estuário profundo, como o do Rio Sena ou de rios costeiros (Valmont, Durdent, Scie, Arques, etc.), entalha fortemente o continente, formando uma ria (enseada longa e estreita) [Rodet & Lautridou, 2003]. Assim, o rio captura, por fenômeno cárstico, as águas da bacia vizinha (Figura 8.40): o Bébec pelo Hannetot [Massei *et al.*, 2002], o alto Durdent pelo baixo Durdent [Hauchard, 2001], o Dun pelo Veules, o Orival pelo Moulineaux [Rodet, 1992] e, ainda mais distante, a captura de parte da Bacia do Aubette pelo Vale do Andelle, a quase 150 km do estuário do Sena [Rico, 1990]. Esses exemplos, relativamente numerosos, mostram a adaptação da drenagem continental ao recente deslocamento da linha de costa e a sua replicação nos principais rios que sofreram forte incisão de seus leitos durante as fases frias (Weichseliano).

Tais variações podem exercer impacto profundo nas drenagens cársticas ativas e serem suficientemente poderosas para se perpetuarem apesar dessas variações, registrando organizações espetaculares nas zonas de emergência.

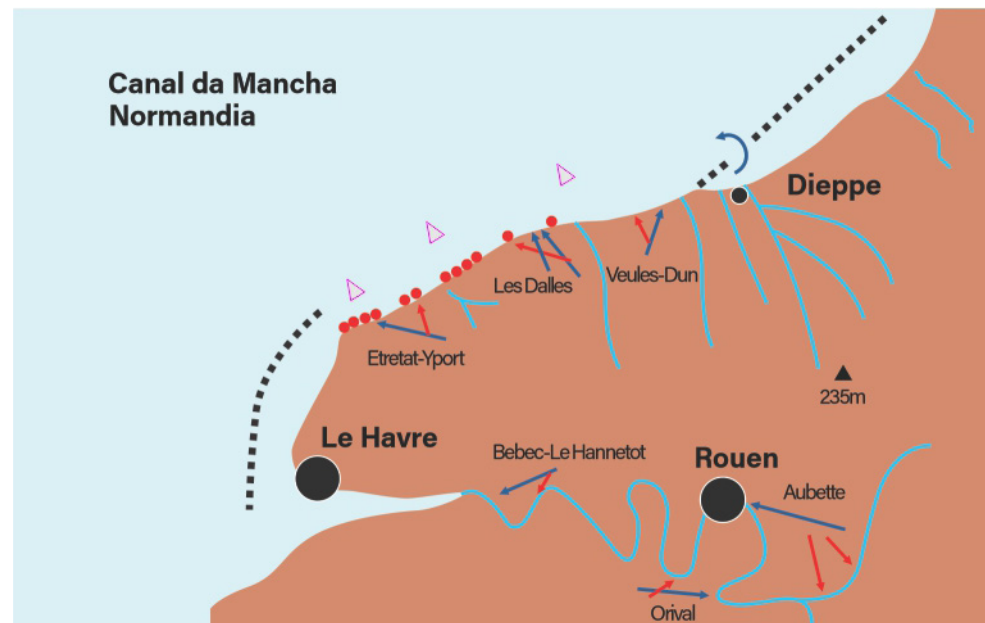


Figura 8.40 - Litoral da Côte d'Albâtre e ria do Baixo Sena. Em azul, o escoamento superficial; em vermelho, as capturas cársticas. Em cinza, a paleolinha de costa a -20 m do nivelamento geral da França e sua planície litorânea; os triângulos ilustram o setor com cabos e baías. Os pontos vermelhos mostram os principais pontos notáveis da linha de costa com cabos e baías.



Figura 8.41 - Exsurgência do Rio Veules, captura do Rio Dun (Normandia, França). © J. Rodet-2013.



Figura 8.42 - Valleuse ou vale seco suspenso nas falésias costeiras (Normandia, França). © J. Rodet-2014.

8.3 CARSTE E VARIAÇÕES LITORÂNEAS: O CONCEITO DE DELTA CÁRSTICO

Quando está plenamente estabelecido, um sistema cárstico pode registrar, sob a forma de adaptação pontual da rede, as variações do nível de base, desde que sejam suficientemente significativas e não envolvam ruptura da drenagem. É geralmente a zona de descarga que sofre um desenvolvimento acentuado, com uma multiplicação de condutos difluentes tanto por escalonamento altitudinal quanto por deslocamento lateral, conduzindo à organização deltaica das descargas cársticas. Essas organizações só se encontram no setor costeiro do sistema, o primeiro a ser destruído pelo recuo da linha de costa. Por essa razão, os deltas cársticos, indicadores de variações significativas no nível de base, não devem ser interpretados apenas à luz da linha de costa contemporânea.

Os efeitos de difluência e de escalonamento são mais plenamente expressos em áreas onde as variações do nível de base são mais contrastantes sob influência costeira. Infelizmente, tal abordagem tem sido habitualmente negligenciada por pesquisadores interessados no carste costeiro [Lace & Mylroie, 2016]. Os estudos voltam-se principalmente para o impacto do *spray* marinho na morfologia dos calcários, e não para o desenvolvimento endocárstico. Já, quando se considera o endocarste, a abordagem é hidrogeológica, centrada no escalonamento das surgências e dos recursos hídricos [Gaillard *et al.*, 2018]. Em contrapartida, a organização dos condutos é raramente abordada [Rodet, 1983, 1992; Rodet *et al.*, 2005].

8.3.1 Conceito de delta cárstico no litoral

Desde 1981, o autor do presente livro chama a atenção para o hiperdesenvolvimento das difluências e dos escalonamentos altitudinais no carste normando [Rodet, 1981, 1983]. De fato, alguns locais costeiros oferecem uma organização complexa da zona de descarga, com um coletor a montante, que se divide a jusante em vários condutos; estes se abrem

para a praia em forma de leque, inclusive em altitude, ilustrando uma adaptação a múltiplas modificações do nível de base e da frente de surgência. Tal organização deltaica se baseia na difusão lateral dos fluxos, conforme as mudanças na linha de costa e na classificação altitudinal, em função de níveis de base temporários. Evidentemente, nem todos os condutos estão ativos simultaneamente, mas acompanham a evolução morfodinâmica da linha costeira a que se associam. As condições de desenvolvimento exigem que a rede permaneça no intervalo das variações do nível de base e das variações de origem glacioeustáticas no litoral normando.

Um exemplo espetacular é a rede cárstica do Cabo Fagnet (Fécamp, França). Trata-se de um conjunto que desenvolveu provavelmente cerca de 1 km de pequenos condutos, em uma saliência costeira particularmente fragilizada, tanto pelos ataques marinhos quanto pelo impacto climático, em um cabo em descompressão [Rodet, 1992], ou seja, um cabo enfraquecido pela erosão periférica (desmoronamento e/ou abrasão marinha). Isso resulta em uma descompressão do maciço (cabo), que leva ao seu colapso por fissuração. Os colapsos abruptos são significativos e, desde o fim dos anos 1990, o presente autor evita atravessar essa rede subterrânea. Foram reconhecidos 326 m de condutos e topografados 16 pórticos distribuídos em menos de 100 m de falésias (Figura 8.43). Os 16 pórticos parecem ser originários do mesmo ponto a montante.

Além disso, várias junções foram identificadas, e a maior rede de cavernas conhecida ultrapassa 204 m de condutos estreitos e baixos. O ponto mais relevante é certamente o conjunto dos níveis que evoluem entre +3 m de altitude acima do nível do mar (NGF cota zero do nível do mar para a França continental) para a drenagem inicial, e +6 m de altitude, logo para +8 m, e uma descida em direção ao nível de base +0 m. Essa ordem cronológica foi estabelecida com base nas formas entrelaçadas que adornam as galerias (Figura 8.44). Devido a essas elevações e à organização, uma idade estimada da ordem de 120 ka/80 ka, durante o período interglacial Eemiano (subestágio isotópico marinho 5a/5c), parece plausível [Rodet & Lautridou, 2003]. O esquema geral é, portanto, o de uma organização em forma de leque, mas também distribuída em quatro níveis altitudinais de condutos, todos conectados uns aos outros a montante. É essa organização que definimos como “delta cárstico” [Rodet, 1992; Rodet *et al.* 2005].

É importante pontuar que tal organização é observável por ter se desenvolvido em um sistema cárstico costeiro, protegido da maior parte da erosão marinha, condição diferente da atual (Figura 8.45). Certamente, outros exemplos do tipo existiam, mas foram desmantelados pelo recuo holocênico-antropocênico da linha de costa.

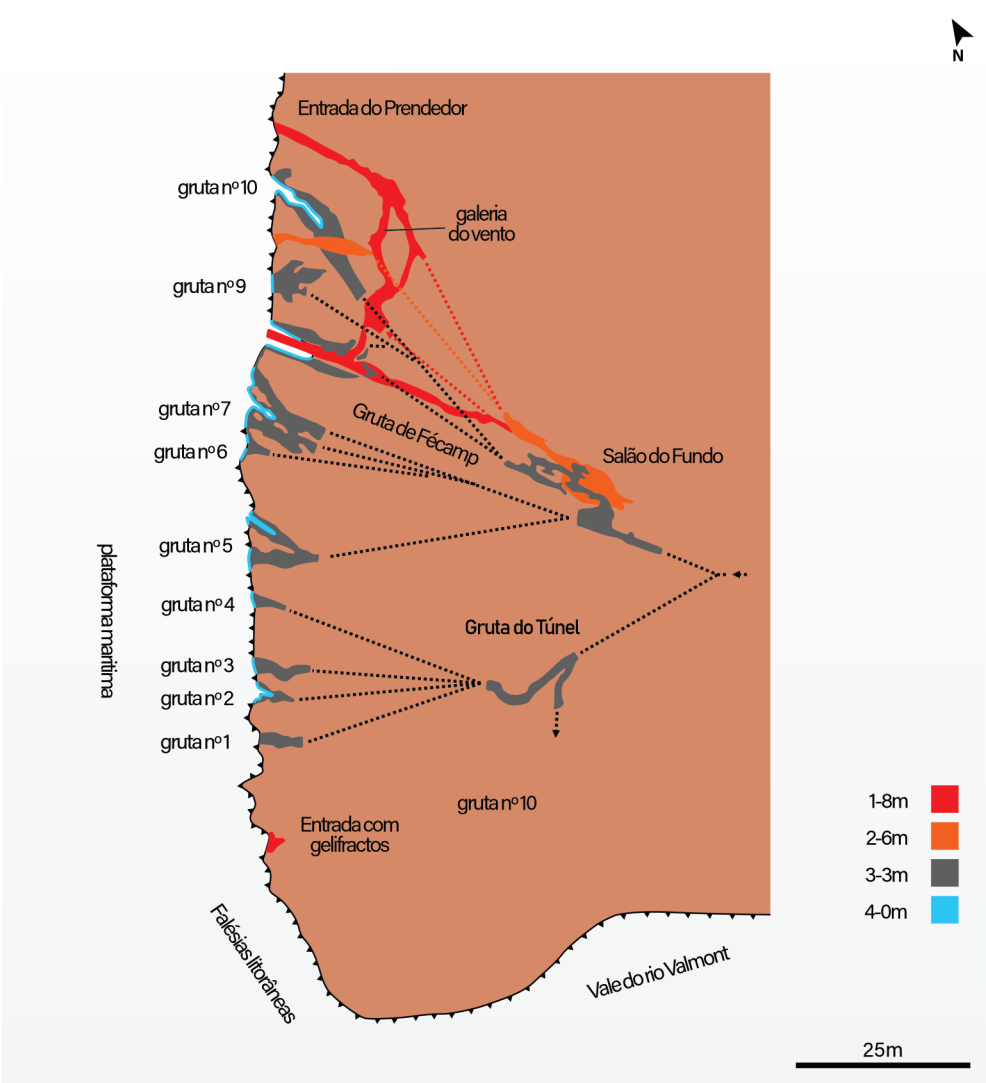


Figura 8.43 - Delta cárstico do Cabo Fagnet (Normandia, França) com seus quatro níveis altitudinais (NGF - cota zero do nível do mar para a França continental): primeiro a 8 m de altitude; depois a 6 m; logo a 3 m; e a 0 m de altitude. Em frente às falésias, desenvolve-se uma plataforma de erosão marinha intertidal (entremarés) [segundo Rodet, 1992].

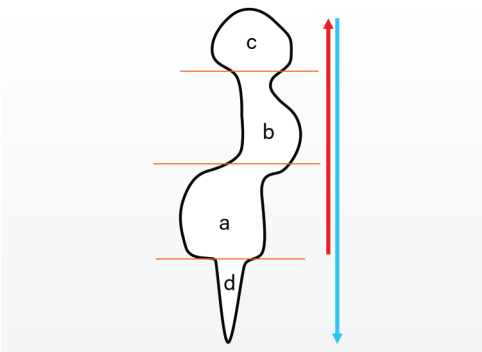


Figura 8.44 - Seção esquemática da evolução cronológica do carste do Cabo Fagnet (Normandia, França). a - fase inicial a +3 m; b - elevação acima de +6 m; c - elevação acima de +8 m; d - descida rápida das águas até o nível do mar (0 m). 'a', 'b' e 'c' se desenvolvem durante uma transgressão, enquanto 'd' se desenvolve durante uma regressão.



Figura 8.45 - Falésia do Cabo Fagnet com as entradas do delta cárstico. © J. Rodet-2006.



Figura 8.46 - Conduto que atinge o atual nível de base no carste de Caumont. © J. Rodet-2013.

8.3.2 Conceito de delta cárstico em uma ria

Em contextos fluviais, o fluxo superficial atua como nível de base para as redes cársticas estabelecidas em diferentes altitudes, dependendo da sua posição a montante ou a jusante no vale. Na Normandia (França), durante a regressão marítima Weichseliana (-80 ka/-15 ka), o Rio Sena estava a -14 m abaixo do nível do mar (NGF), na cidade de Rouen, e a -35 m, em seu estuário em Le Havre (Figura 8.47). Duas outras curvas ilustram situações fluviais mais antigas. Atualmente, o Rio Sena encontra-se a +5 m a montante de Rouen, e a +0 m em Le Havre. Como consequência, todos os condutos Weichselianos estão inundados, mas os condutos de fases intermediárias apresentam situações distintas, segundo a sua localização no vale: eles emergem na região de Caumont, situam-se no atual nível de base atual em Le Hanne-tot e permanecem inundados em Radicatel. Isso significa que o sistema Caumont está parcialmente submerso (Figura 8.46), preservando, todavia, parte significativa de condutos fósseis emergidos, enquanto a rede da região de Radicatel está totalmente inundada e constitui um reservatório hidrológico amplamente preenchido [Rodet, 2007a; Chédeville, 2015].

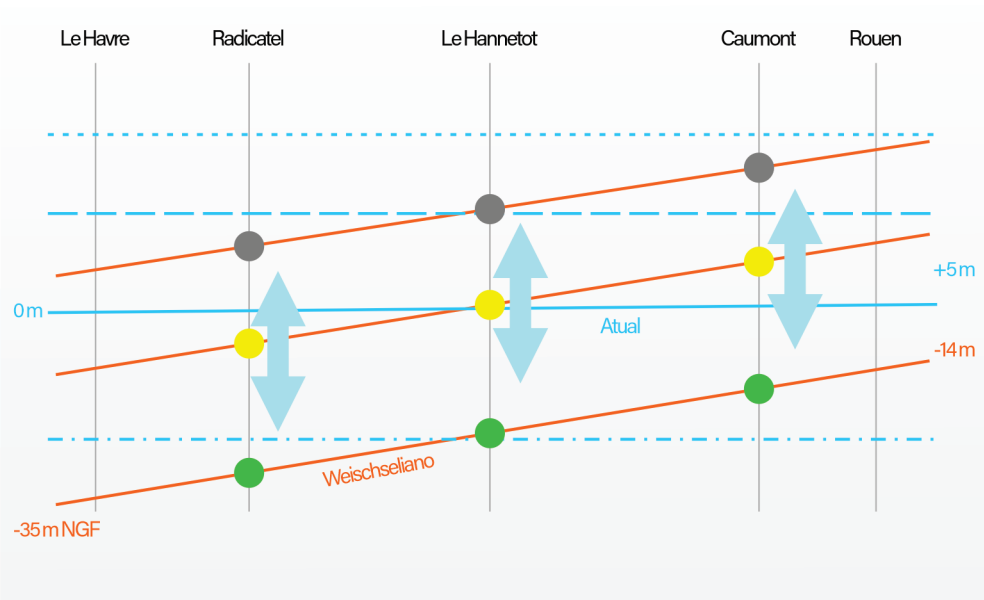


Figura 8.47 - Variações do nível de base e seu impacto sobre o carste – o exemplo do vale do baixo Sena (Normandia, França) [Rodet, 2007].

Tal organização é possível em razão das características da ria do vale do baixo Rio Sena, isto é, um vale transformado em braço de mar durante fases transgressivas. Esse mecanismo permite variação no nível de base, conforme as alternâncias transgressivas e regressivas do Quaternário. Como resultado, a ria comporta-se como uma linha costeira, porém com efeitos limitados às marés diárias e às variações do nível de base marítimo, decorrentes das oscilações climáticas quaternárias. Os efeitos de ondas são quase inexistentes, e a erosão é limitada a perturbações geométricas mais amplas nas condições de fluxo do rio.

Curiosamente, o presente autor identificou a mesma organização deltaica, porém em uma escala muito maior, a 100 km da costa, na profunda ria do Rio Sena, em Caumont (Figura 8.48). Nessa extensa rede cárstica, conhecida em mais de 8 km, observou-se uma organização em forma de leque, com níveis altitudinais muito distintos, acompanhando a evolução do Vale do Sena (Figura 8.49), cujo fundo, preenchido pela última transgressão, se encontra abaixo de -14 m do nível do mar, ou seja, a mais de 18 m abaixo do curso atual [Rodet, 1992]. Uma organização tão complexa pressupõe longa evolução, abrangendo vários ciclos climáticos quaternários, que influenciaram a topografia do vale e tiveram repercussões na evolução do sistema cárstico.

O sistema cárstico de Caumont, desenvolvido próximo à cidade de Rouen, no Vale do Sena, foi seccionado por 20 km de minas subterrâneas, que interceptam uma rede cárstica complexa tanto em sua distribuição espacial quanto nos níveis escalonados, alguns dos quais exibem conexões hidrodinâmicas entre eles (Figura 8.48). Esquemáticamente, a rede coletora

se desenvolve em torno de 16 m a 14 m de altitude, com numerosas chaminés de equilíbrio de 8 m a 10 m de altura. A partir desse nível de base, os condutos descem a 4 m de altitude, onde estão inundados e preenchidos. O conjunto é interceptado por numerosos poços verticais, antigas RMAs, originados no contato entre coberturas inconsolidadas e calcários porosos, ao passo que, a cerca de +50 m de altitude, ocorrem importantes desenvolvimentos horizontais atribuídos à fase anterior de carstificação [Rodet, 1992]. Esse complexo subterrâneo, o mais importante da Normandia, apresenta organização em forma de leque, em pelo menos duas escalas:

- (1) na escala da rede, refletindo uma rotação do sistema cárstico em pelo menos três fases, passando de uma orientação oeste/leste para uma orientação sudoeste/nordeste e, posteriormente, a uma orientação sul/norte, acompanhando a calibragem do Vale do Sena no Quaternário.
- (2) na parte setentrional, a zona de restituição abre-se em forma de “dedos de luva”, acompanhando a evolução da morfologia local do Vale no Quaternário Superior. Essa leitura evolutiva permitiu elaborar um diagrama conceitual da evolução do sistema para este último período (Figura 8.49).

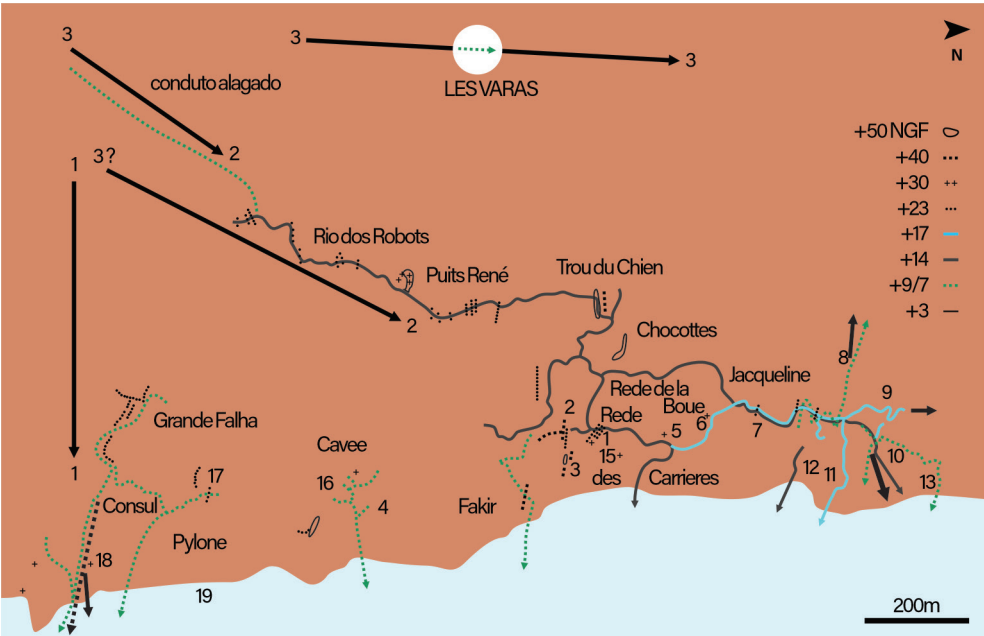


Figura 8.48 - O delta cárstico de Caumont (Normandia, França), com seus oito níveis altitudinais: + 50 m; + 40 m; + 30 m; + 23 m; + 17 m; + 14 m; + 7/9 m; + 3 m. Faltam os níveis submersos (cerca de -14 m NGF). Observar o delta da parte a jusante (Jacqueline), bem como o delta do conjunto com: (1) eixo de drenagem antiga; (2) eixo coletor da rede cárstica explorável; (3) eixo de drenagem atual, inundado, entrecortado e explorado para abastecimento público [segundo Rodet, 1992].

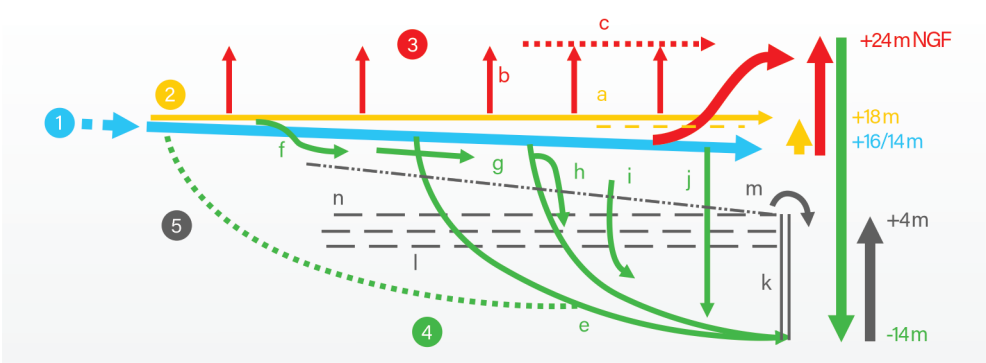


Figura 8.49 - Diagrama evolutivo do delta cárstico de Caumont: 1- coletor estabelecido entre 16 m e 14 m de altitude; 2- duplicação do coletor com uma leve submersão a +18 m; 3- fase de inundação a +24 m (chaminés de equilíbrio); 4- importante rebaixamento para -14 m (regressão); 5- nova transgressão até +4 m, levando à inundação da parte inferior da rede cárstica – a) duplicação do coletor; b) chaminés de equilíbrio; c) pequeno coletor estabelecido na parte a jusante do sistema; d) adaptação tipo Vaucluse da exsurgência; e) erosão regressiva singenética; f) redução do fluxo no coletor; g) cânion no coletor; h) cachoeira no cânion; i) e j) poço no cânion; k) represa por transgressão; l) e n) sedimentação e enchimento do reservatório; m) emergência por vazamento.

8.4 SÍNTESE

A zona litorânea apresenta características cársticas específicas desse ambiente instável, em razão da abrasão marinha, das variações glaciais e eustáticas e do recuo ou do avanço da linha de costa, que remodelam a paisagem e, conseqüentemente, a distribuição das drenagens cársticas.

A abrasão marinha é responsável pelo desenvolvimento de numerosas cavidades marinhas, geralmente situadas em zonas de fraqueza estrutural do maciço rochoso. Tais cavidades apresentam desde alguns metros a algumas dezenas de metros de desenvolvimento, excepcionalmente alcançando algumas centenas de metros. Elas são caracterizadas por uma organização unidirecional, com um conduto que se estreita para o interior do maciço. Por vezes, a interseção com outra galeria instalada em uma rede vizinha permite o desenvolvimento de conjuntos mais complexos. Ainda assim, a contribuição cárstica permanece geralmente discreta, limitada a alterações da descontinuidade da rocha encaixante. Observa-se também o desenvolvimento de cenotes, alvéolos originalmente abertos em níveis freáticos ligados ao mar próximo, que podem, sob determinadas condições, se transformar em cavidades sub-horizontais complexas de grande desenvolvimento, às vezes com profundidades significativas: os buracos azuis.

O carste litorâneo expressa-se sobretudo pela modificação dos gradientes hidráulicos decorrente da aproximação da linha de costa, alteração que gera novas drenagens cársticas. Essa aproximação possibilita igualmente a interseção e o rejuvenescimento de sistemas

cársticos continentais. Três consequências decorrem disso: (1) a captura das drenagens continentais e a fossilização de sua expressão; (2) a ruptura da linha de costa pelo mar, que, em seu avanço, utiliza drenagens cársticas, permitindo o desenvolvimento de morfologias espetaculares, tais como altos-relevos isolados, arcos ou mesmo vales suspensos, alguns situados em cabeceiras de cabos; e, finalmente, (3) o registro, pelas drenagens cársticas, das variações do nível de base sob a forma de difluências e/ou estágios altitudinais que podem conduzir ao conceito de “delta cárstico”, quando a evolução topográfica é retardada em certos setores litorâneos ou em rias profundas.

Estes últimos elementos são característicos do ambiente costeiro ou endorreico, ainda relativamente pouco estudado sob essa perspectiva e que, sem dúvida, representa um campo de pesquisa apaixonante para os pesquisadores que se envolverem nesse tema.

Referências

- BIRD, Eric (2000). *Coastal geomorphology – an introduction*. John Wiley & Sons: 322 p. [978-0-471-89977-8]
- LACE, Michael J.; MYLROIE, John E. - eds. (2016). *Coastal karstlandforms*. Springer: 429 p. [978-94-007-5015-9]
- PIRAZZOLI, Paolo Antonio (1996). *Sea-level changes, the last 20 000 years*. Wiley: 211 p. [978-0-471-96913-6]
- RODET, Joël (1992). *La craie et ses karsts*. Editions CNEK et Groupe Seine, Centre de Géomorphologie du CNRS, Caen: 560 p. [2-9506258-0-0]
- RODET, Joël (2013). Karst et évolution géomorphologique de la côte crayeuse à falaises de la Manche. L'exemple du Massif d'Aval (Étretat, Normandie, France). *Quaternaire*, **24** (3): p. 303-314 [1142-2904]
- RODET, Joël & LAUTRIDOU Jean-Pierre (2003). Contrôle du karst quaternaire sur la genèse et l'évolution du trait de côte d'une région crayeuse de la Manche (Pays de Caux, Normandie, France). *Quaternaire*, **14** (1): p. 31-42. [1142-2904]





9 Carste, um patrimônio frágil – Conclusão

O carste constitui a expressão pontual da dissecação que afeta todos os relevos, mas como uma cadeia específica de processos. Essa dissecação é, em geral, inicialmente invisível, manifestando-se sob a forma de alteração da rocha sã. O que se torna visível é o seu resultado. Desse modo, a evolução da atividade cárstica permite observar fenômenos espacialmente definidos e individualizados: lapiás, cavernas, surgências, abismos e sumidouros – feições resultantes de abrasão e interação da água com a superfície de maciços e vales.

Contudo, para produzir essas paisagens características, tanto na superfície quanto no subsolo, os processos de dissecação devem atuar por períodos muito longos, inicialmente de modo imperceptível e difuso e posteriormente de modo pontual. É necessário um tempo considerável para a definição de eixos que passam a atravessar os maciços rochosos, sempre como resultado da busca da água por seu nível de base, sob ação da gravidade. De maneira bastante aleatória, alguns desses eixos tornam-se verticais ou sub-horizontais. Por vezes, bem guiados pelas estruturas das rochas (Figura 9.1), mas também, e de maneira frequente, pelo interior da massa rochosa, acompanhando a água que, progressivamente, alcança os vales ou a orla marítima e passa a circular de modo cada vez mais fácil, concentrado e rápido, libertando esses eixos de seus resíduos de alteração ou dos sedimentos transportados para o subsolo pelos fluxos provenientes dos sumidouros. Assim nascem as cavernas, fruto de um longo período de gestação e objeto de exploração e estudo por espeleólogos [Rodet, 2017a, 2017b]. A erosão superficial acaba então por seccionar alguns desses condutos desconectados e fossilizados, deixando portais nos paredões, torres residuais na periferia de planaltos e maciços, pontes naturais frágeis e esbeltas e paleocarstes que rapidamente são apagados da paisagem pela contínua erosão das superfícies do terreno. Até mesmo as linhas de costa contribuem para essa vasta diversidade [Rodet, 2013]. Sem sombra de dúvida, essa cadeia de processos tende a ser progressivamente refinada e especificada, dada a intensa dinâmica atual de estudos sobre o tema.

Limitamo-nos aqui a uma abordagem visual e conceitual do carste. Tal abordagem busca propor uma ferramenta morfológica diretamente utilizável pelo espeleólogo, sem ocultar o fato de que a carstologia também recorre a instrumentos de medição capazes de quantificar os elementos estudados.

Encorajamos os leitores a consultar os numerosos tratados de carstologia e hidrogeologia, particularmente aqueles publicados em língua inglesa, amplamente distribuídos em todo o mundo [Ford & Williams, 2007; Gunn, 2004; Jennings, 1985; Palmer, 2007; White, 1988; White & Culver, 2012]. Aliás, nos últimos anos, as principais editoras científicas internacionais adotaram políticas editoriais bastante reativas e competitivas. Infelizmente – e frequentemente – associadas a custos muito elevados e, por vezes, elitistas. Ainda assim, existe uma oferta abundante de produções científicas, sobretudo em revistas, mas também em livros, entre os quais se encontram obras que mereceriam maior destaque.

No entanto, a abordagem do carste não deve se restringir à carstologia. Diversas outras disciplinas se desenvolvem em torno desse tema, algumas diretamente relacionadas às cavernas, como a geomorfologia e o estudo das paisagens [Nicod, 1972, 1994, 2003; Sweeting, 1973]; a hidrogeologia e os recursos hídricos [Bakalowicz & Mangin, 1980]; a biospeleologia e o estudo dos organismos que habitam o ecossistema cavernícola [Ginet & Decou, 1977; Gibert *et al.*, 1994]; a climatologia e a atmosfera subterrânea [Trombe, 1952; Lismonde, 2002; Magne *et al.*, 2017]; a sedimentologia e a evolução das drenagens [Renault, 1967-1969]; os métodos de datações e as referências cronológicas [Quinif, 1982; Lalou, 2002; Sasowsky & Mylroie, 2004; Dunai, 2010]; a mineralogia e as trocas geoquímicas [Erhart, 1967; Hill & Forti, 1997]; e também as estruturas da rocha encaixante e a geologia [Waltham *et al.*, 2005]. Outras disciplinas relacionam-se apenas parcialmente às cavernas, como a arqueologia (Miskovsky, 2002) e as interações entre o ambiente subterrâneo e os seres humanos [Bergsvik & Skeates, 2012]; a pré-história e as evidências de ocupações humanas antigas [Baudry, 1984]; a quiropterologia (estudo dos morcegos) e os refúgios temporários de animais subterrâneos oportunistas; as ciências humanas e o papel social do subsolo [Gauchon, 1997; Fabre *et al.*, 2000; Biot, 2006]; e, por fim, a paleoantropologia, exemplificada pelo estudo de nossos parentes neandertais, cujos restos, expressões artísticas e artefatos são frequentemente encontrados em cavernas.

A variedade temática nos estudos demonstra que o carste constitui um ambiente específico e complexo, fortemente condicionado pelas características locais de seu meio imediato e por sua evolução ao longo do tempo. Seu conhecimento permanece, em grande parte, limitado, uma vez que os condutos acessíveis ao ser humano representam apenas uma pequena fração do sistema, e também porque os estudos são frequentemente dificultados pelas condições de exploração e dependem da contribuição de outras disciplinas. Além disso, o carste obedece a dois parâmetros fundamentais: o estágio de desenvolvimento do sistema analisado e seu impacto na geomorfologia local. Uma rede pouco evoluída pode alterar diretamente para um estágio de paleocarste, enquanto uma rede muito desenvolvida pode contribuir de maneira decisiva para a evolução de um sistema ativo ainda imaturo. Essa grande diversidade constitui uma riqueza dotada de alto valor patrimonial [Rodet *et al.*, 2012].

O patrimônio do carste ainda não é um conceito claramente consolidado no imaginário coletivo. Entretanto, estruturas como abismo, galeria, poço, lapiás, sumidouro, ressurgência e dolina são elementos de elevado valor estético e científico. Constituem tesouros da mesma forma que o Grand Canyon (EUA) ou a Baía de Ha Long (Vietnã) ou a Grande Barreira de Corais (Austrália), configurando um patrimônio natural incontestável [Van Beynen, 2011]. Ademais, o sucesso turístico de cavernas e parques cársticos em diferentes países confirma esse reconhecimento, consolidado com o International Day of Caves and Karst, data instituída pela UNESCO e celebrada anualmente no dia 13 de setembro.

O patrimônio cárstico é frágil. Ele representa a expressão visual de um ambiente mineral alterado. Suas formas entrelaçadas, suas cristalizações e seus vestígios paleontológicos dentro da própria rocha resultam das características da rocha-mãe e, sobretudo, de uma longa história evolutiva. Nenhuma forma, nenhum cristal, nenhum fóssil está imune a um acidente natural, a um colapso, a uma fase de alteração, a um gesto involuntário de um visitante, à ganância de um colecionador inescrupuloso (Figura 9.2) ou à inconsciência de um transeunte (Figura 9.3 & Figura 9.4); sem mencionar a ação de empreendedores e



Figura 9.1 - Galeria instalada em estrutura do maciço. © J. Rodet, 2010.



Figura 9.2 - Danos por pilhagem paleontológica em cavidade cárstica. © J. Rodet-2001.



Figura 9.3 - Item de herança paleontológica subterrânea: um fóssil de ouriço-do-mar exposto pela alteração cárstica. © J. Rodet, 2012.



Figura 9.4 - O mesmo fóssil deliberadamente vandalizado, apesar das medidas de proteção existentes. © J. Rodet-2014.

financiadores que exploram recursos naturais, minerais ou vegetais de maneira irrestrita em escala global. Além do mais, o carste constitui um reservatório hídrico fundamental em muitas regiões, onde proteção e conservação enfrentam constantes desafios decorrentes das atividades humanas – urbanização, industrialização, agroindústria, pecuária intensiva, silvicultura, extração mineral, infraestrutura de transporte (redes rodoviárias e ferroviárias, plataformas aeroportuárias, portos, etc.), impermeabilização dos solos, concentração de captação de água, entre outros.

Atualmente, os conceitos sobre gestão, proteção e valorização dos patrimônios naturais estão em evidência no mundo todo [Rodet, 2020; Souza & Auler, 2018]. O patrimônio natural pode ser definido como o valor social atribuído ao conjunto de bens e elementos da natureza; entre eles, as formas superficiais e subterrâneas do relevo, em função de sua estética, ocorrência, composição, importância científica ou cultural, significado e papel no equilíbrio ambiental. A gestão desse patrimônio corresponde à articulação entre o objeto e o seu entorno, particularmente o seu ambiente social, assegurando simultaneamente sua continuidade e integridade. A proteção envolve o conjunto de medidas destinadas a evitar qualquer forma de deterioração do objeto, considerando sobretudo sua fragilidade. E a valorização consiste na política de reconhecimento e atribuição de valor de um bem, definindo sua importância, originalidade e significado, podendo abranger sua valoração intrínseca quanto ao valor econômico. O valor ou qualidade de um bem natural pode ser estabelecido com base nesses critérios, que, à primeira vista, podem parecer contraditórios. E como conciliar proteção e valorização? Uma possível resposta reside no fato de que só se protege realmente o que se conhece. À vista disso, a educação representa, em geral, a forma mais eficaz de proteção, superando a proibição ou a ocultação.

Existe hoje uma conscientização amplamente difundida sobre a fragilidade e a importância do meio ambiente natural, bem como sobre os impactos de sua degradação na qualidade de vida da humanidade. Ainda assim, o poder econômico desenfreado continua a promover uma forma de genocídio ambiental em busca de lucro, colocando em risco a sobrevivência das gerações futuras. Cada país adota a própria política de proteção, conservação, desenvolvimento e valorização do meio ambiente natural. Alguns não têm políticas ambientais consistentes, outros se destacam como pioneiros na defesa do meio ambiente, enquanto há aqueles que incentivam a exploração e a ocupação econômica de florestas e de monumentos geológicos, como as cavernas. Isto evidencia claramente que, embora os problemas associados ao carste sejam semelhantes em todo o mundo, as respostas a esses problemas variam amplamente. É provável que, havendo maior divulgação de sua importância, o discreto carste venha rapidamente a ocupar posição central nos debates dos problemas ambientais nas décadas vindouras.

Bibliografia

- ANDRE Daniel (1988). *Au cœur des Causses et des Cévennes : Bramabiau, l'étrangeté souterraine*. Causses et Cévennes, Millau : 83 p.
- ARFIB Bruno (2001). *Etude des circulations d'eaux souterraines en aquifère karstique côtier: observations et modélisation de la source saumâtre Almyros d'Héraklion, Crète (Grèce)*. PhD thesis, Université de Paris VI : 344 p.
- ARMSTRONG R., OSBORNE L., JAVASINGHA Pathmakumara, WELIANGE Wasantha S. (2013). An introduction to Sri Lanka gneiss and granite caves. Proceedings of the 16th International Congress of Speleology, vol. 3: 280-285 [978-80-87857-09-0]
- AULER Augusto S. (1995). Lakes as a speleogenetic agent in the karst of Lagoa Santa, Brazil. *Cave and Karst Science*, 21 (3): 105-110. [1356-191X]
- AULER Augusto S. (1998). Base-level changes inferred from cave paleoflow analysis in the Lagoa Santa karst, Brazil. *Journal of Cave and Karst Studies*, 60 (1): p. 58-62. [1090-6924]
- AULER Augusto S. (1999). Karst evolution and palæoclimate of Eastern Brazil. PhD degree thesis, University of Bristol (UK), november 1999: 268 p.
- AULER Augusto S. (2012). *Quartzite caves of South America*. In White & Culver, Encyclopedia of caves, Academic Press-Elsevier : 635-639. [978-0-12-383832-2]
- AULER Augusto S., ALT Luciana, MOURA Vitor, LEÃO Marina – eds. (2015). *Cavernas do Espinhaço Meridional*. Carste Ciência e Meio Ambiente, Belo Horizonte : 350 p. [978-85-69773-00-9]
- AULER Augusto S. & PESSOA Paulo –eds. (2020). Lagoa Santa karst, Brazil's iconic karst region. Springer, Cave and Karst systems of the world: 330 p. [978-3-030-35939-3; 2364-4591] DOI 10.1007/978-3-030-35940-9
- AULER Augusto S. & PILÓ Luis B. (2015). *Lagoa Santa karst: cradle of brasilian cave studies*. Landscapes and landforms of Brazil, Bianca Carvalho Vieira, André Augusto Rodrigues Salgado, Leonardo José Cordeiro Santos (eds.), Springer, Series World Geomorphological Landscapes, ch. 16 : p. 183-190. [978-94-017-8022-3] DOI 10.1007/978-94-017-8023-0_15.
- AULER Augusto S., RUBBIOLI Ezio, BRANDI Roberto (2001). *As grandes cavernas do Brasil*. Grupo Bambuí de pesquisas Espeleológicas, Belo Horizonte : 227 p.
- BADINO Giovanni & BONELLI Roberto (1984). *Gli abissi italiani – guida ai grandi mondi sotterranei*. Zanichelli, Guide/Montagna 7 : 126 p.
- BAKALOWICZ Michel & MANGIN Alain (1980). L'aquifère karstique. Sa définition, ses caractéristiques et son identification. Société Géologique de France, *Mémoire hors série*, 11 : p. 71-79.
- BÁRDOSY György (1982). *Karst bauxites – bauxite deposits on carbonate rocks*. Elsevier Scientific Publishing Company, developments in economic geology n° 14 : 441 p. [0-444-99727-X]
- BARRIQUAND Lionel (2025). *Les grottes, le karst et le temps*. Karstologia-Mémoires n° 29 : 643 p. [9791097700805]
- BAUDRY M.-T. –ed. (1984). *L'art des cavernes – atlas des grottes ornées paléolithiques françaises*. Ministère de la Culture, Imprimerie Nationale, Paris, 673 p. [2-11-080817-9]
- BAUER Jacques (1989). Achama Lecia : les causes de l'accident. *ARSIP*, 16 : p. 192-194 [2-9503008-0-4]
- BERGSVIK Knut Andreas & SKEATES Robin – eds. (2012). *Caves in context – the cultural significance of caves and rockshelters in Europe*. Oxbow books: 271 p. [978-1-84217-474-6]
- BIGOT Jean-Yves (2001). *Les cavernes de la Mayenne – étude et inventaire*. Spéléo-Club de Paris, Club Alpin Français : 240 p. [2-910783-15-4]
- BIOT Vincent (2006). *Le tourisme souterrain en France*. Karstologia-Mémoires n° 15 : 236 p. [2-9525025-0-1]
- BIRD Eric (2000). *Coastal geomorphology – an introduction*. John Wiley & sons : 322 p. [978-0-471-89977-8]
- BITTERLI Thomas & HÄUSELMANN Philipp (2010). *Die höhlen des Innerbergli – les grottes de l'Innerbergli*. Publication n° 8 de la HRH, Speleo-Projects : 440 p. [978-3-908495-24-6]

- BLANC Jean-Joseph (2010). Explorations sous-marines : les karsts et les surfaces d'érosion au large de la Provence occidentale. *Karstologia*, 55 : p. 27-38. [0751-7688]
- BÖGLI Alfred (1964). Corrosion par mélange des eaux. *International Journal of Speleology*, 1 (1-2): p. 61-70.
- BÖGLI Alfred (1970). *Le Hölloch et son karst – Das Hölloch und sein karst*. A la Baconnière, Neuchâtel (CH) : 109 p.
- BÖGLI Alfred (1980). *Karst hydrology and physical speleology*. Springer-Verlag, Berlin : 284 p. [3-540-10098-9]
- BONACCI Ognjen (1987). *Karst hydrology with special reference to the Dinaric Karst*. Springer-Verlag, Springer Series in Physical Environment 2 : 184 p [3-540-18105-9]
- BOSÁK Pavel –ed. (1989). *Paleokarst – a systematic and regional review*. Academia Prague : 725 p. [80-200-0032-1]
- BOUYSSÉ Philippe, GARRABÉ François, MAUBOUSSIN Thierry, ANDREIEFF Patrick, BATTISTINI René, CARLIER Philippe, HINSCHBERGER Félix, RODET Joël (1993). *Notice explicative de la carte géologique Marie-Galante et îlets de la Petite-Terre*. BRGM, carte géologique à 1/50 000, Département de la Guadeloupe : 77 p. [2-7159-2144-6]
- BRANTLEY S. L., KUBICKI J. D., WHITE A. F. (2008). *Kinetics of water-rock interaction*. Springer, Pennsylvania: 852 p.
- BRETON Gérard, BRETON Michel, LEFEBVRE Pascal, BIGNOT Gérard (1933). Les silex “vernissés” des remplissages de conduits karstiques de la craie de Haute Normandie. *Bulletin d'Information de l'Association des Géologues du Bassin de Paris*, 30 (2) : 11-19.
- BROWN Joël, DUPONT Jean-Paul, RODET Joël, JARDANI Abderrahim (2010). Hydrological function of the karst mantle in the karstogenesis and recharge processes of the chalk limestone aquifer of the West Paris Basin (Upper-Normandy, France). *23ème Réunion des Sciences de la Terre*, Bordeaux, 25-29 octobre 2010, session 3-3 Interactions eaux de surface/eaux souterraines, Résumés : p. 45 [0249-7557].
- BROWN Joël, DUPONT Jean-Paul, RODET Joël, MOTELAY Anne, LAIGNEL Benoît, MASSEI Nicolas, JARDANI Abderrahim (2008). Role of superficial formations in the recharge processes of a chalk karstified aquifer. *33rd International Geological Congress*, Oslo, 6-14 august 2008, Abstract CD-Rom: 1 p.
- BRUXELLES Laurent (1997). Karsts et paléokarsts du bassin de Mialet (Bordure Cévenole, Gard), formation et évolution d'un karst démantelé. *Karstologia*, 30 : p. 15-24 [0751-7628]
- BUNNELL David Edward (1993). *Sea caves of Anacapa Island*. McNally & Loftin Publishers, Santa Barbara (CA, USA): 207 p. [0-87461-093-1]
- CALBA Francis (1980). *Hydrogéologie du karst crayeux du Pays de Caux (France) – étude de deux bassins*. Thèse de doctorat en hydrogéologie, Université de Paris VI Pierre & Marie Curie: 189 p. + annexes.
- CAMPY Michel & MACAIRE Jean-Jacques (2003). *Géologie de la surface - érosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux*. Dunod, 2^{ème} édition, 440 p. [978-2-10-005992-8]
- CDS de Savoie (1993). *L'aventure souterraine en Savoie*. Editions GAP : 303 p. [2-7417-0085-0]
- CHABERT Claude - ed. (2003). *Atlas do Janelão*. Editions Au pré de Madame Carle [978-2-912402-07-7]
- CHAUVE Pierre (2005). *Des grottes et des sources*. Belin - Pour la Science: 167 p. [978-2-84245-077-9] [0224-5159]
- CHEDEVILLE Stéphane (2015). *Etude de la variabilité du fonctionnement hydro-sédimentaire des karsts de l'Ouest du bassin de Paris à partir de la comparaison des remplissages sédimentaires karstiques anciens, actuels et du signal turbide des eaux souterraines*. Thèse de doctorat en géologie, Université de Rouen : 449 p.
- CHOPPY Jacques (1985). *Dictionnaire de spéléologie physique et karstologie*. Phénomènes karstiques, série 9 : Travaux de Référence, Spéléo-Club de Paris: 150 p.
- CHOPPY Jacques (1991). Notions élémentaires sur le creusement des grottes. *Actes de la Première Rencontre d'Octobre*, Paris, 25-27 octobre 1991: p. 18-23.
- CHOPPY Jacques (1994). *La première karstification*. Synthèses spéléologiques et karstiques, les facteurs géographiques : 70 p. [2-908779-09-9]

- CHOPPY Jacques (2008). *Pourquoi se creusent les grottes ?* Karstologia-Mémoires, n° 16: 201 p. [978-2-908779-32-5]
- CLAUZON Georges (1975). Preuves et implications de la régression endoréique messinienne au niveau des plaines abyssales : l'exemple du Midi méditerranéen français. *Bulletin Association de Géographes Français*, 429 (3): p. 317-333. [0004-5322]
- CLAUZON Georges (1982). Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du «Desiccated deep-basin model [Hsu, Cita, Ryan, 1973]. *Bulletin Société Géologique de France*, 24 (3): p. 597-610. [0037-9409]
- CLOTTES Jean & COURTIN Jean (1994). *La grotte Cosquer – peintures et gravures de la caverne engloutie*. Le Seuil, Paris : 199 p. [978-2-02-019820-2]
- COLLIGNON Bernard (1988). *Spéléologie, approches scientifiques*. Edisud, Aix en Provence : 238 p. [2-85744-325-0]
- COLLINA-GIRARD Jacques (1996). Préhistoire et karst littoral : la grotte Cosquer et les calanques marseillaises (Bouches du Rhône, France). *Karstologia*, 27: p. 27-40. [0751-7628]
- CORBEL Jean (1957). *Les karsts du Nord-Ouest de l'Europe et de quelques régions de comparaison – étude sur le rôle du climat dans l'érosion des calcaires*. Institut des Etudes Rhodaniennes de l'Université de Lyon, Mémoires et Documents, 12, Revue Géographique de Lyon, hors série : 604 p.
- CORRÊA NETO Atlas V. (2000). *Speleogenesis in quartzite in Southern Minas Gerais, Brazil*. Speleogenesis, evolution of karst aquifers, Klimchouk A.B., Ford D.C., Palmer A.N., Dreybrodt W. (eds.), National Speleological Society : p. 452-457. [978-1-879961-09-8]
- COSTA Stéphane, LAIGNEL Benoît, HAUCHARD Emmanuel, DELAHAYE Daniel (2006). Facteurs de répartition des entonnoirs de dissolution dans les craies du littoral du Nord-Ouest du bassin de Paris. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 1 (50) : p. 95-116.
- COSYNS G. (1907). Essai d'interprétation chimique de l'altération des schistes et calcaires. *Bulletin de la Société Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 21 : p. 325-346.
- COURBON Paul (2008). Les tiankengs ou puits géants chinois. *Spelunca*, 112 : p. 29-34. [0242-1771]
- COURBON Paul & CHABERT Claude (1986). *Atlas des grandes cavités mondiales*. Editions UIS & FFS: 255 p.
- COUSTEAU Jacques-Yves & DIOLÉ Philippe (1973). *Trois aventures de la Calypso – troisième partie: les trous bleus*. Flammarion, p. 152-257. [2-08-200H23-6]
- COUTURAUD Alain (1995). *La Fontaine de Vaucluse, émergence karstique*. In Gaubert & Le Falher, Hydrologie et spéléologie des territoires alimentant en eau la Fontaine de Vaucluse - tome 2 : les arcanes de Vaucluse : p. 100-117, Association de recherches et d'Etudes Hydrologiques du Plateau d'Albion.
- CULLINGFORD Cecil H.D. – ed. (1962). *British caving – an introduction to speleology*. Routledge and Kegan Paul Ltd. : 592 p.
- CVIJIĆ Jovan (1927). *La géographie des terrains calcaires*. Académie Serbe des Sciences et des Arts, Beograd, Monographies, tome 341, Classe des Sciences Mathématiques et Naturelles n° 26: 212 p. [œuvre posthume, 1960].
- DANDURANT Grégory (2011). *Cavités et remplissages de la nappe karstique de Charente (bassin de la Touvre, La Rochefoucauld) - spéléogénèse par fantômisation, archives pléistocène et holocène, rôle de l'effet de site*. Thèse de doctorat, Géographie, Université de Bordeaux-3 – Montaigne : 318 p.
- DEFLANDRE Guy - ed. (1989). *Han sur Lesse et ses grottes*. Didier Hatier, Bruxelles : 156 p. [978-2-87088-643-4]
- DELANNOY Jean-Jacques (1997). *Recherches géomorphologiques sur les massifs karstiques du Vercors et de la Transversale de Ronda (Andalousie) – les apports morphogéniques du karst*. Thèse d'Etat, Géographie, Université de Grenoble I - Joseph Fourier, janvier 1997, Septentrion Presses Universitaires : 678 p. [2-284-00526-8]
- DELANNOY Jean-Jacques & GENESTE Jean-Michel – eds. (2020). Monographie de la grotte Chauvet-Pont d'Arc, vol. 1, Atlas de la grotte Chauvet-Pont d'Arc. Editions de la Maison des Sciences de l'Homme, Paris, collection “Documents d'archéologie française”, 111-1 : 384 p. [978-2-7351-2533-3]

- DELANNOY Jean-Jacques & LISMONDE Baudouin -eds. (1981). *Paysages du Vercors souterrain*. Comité Départemental de Spéléologie de l'Isère & Parc Naturel Régional du Vercors, Grenoble : 72 p. [2-902670-11-7]
- DELATY Jean-Nicolas, DOBRILLA Jean-Claude, SIBERT Eric, WOŁOZAN David (2006). Spéléologie sous les tsingy de Bemaraha, Madagascar (1992-2005). *Spelunca*, 102 : p. 13-42 ; 103 : p. 39-50. [0242-1771]
- DELCAILLAU Bernard (2011). *Géomorphologie : interaction tectonique - érosion - sédimentation*. Vuibert, Paris, 289 p. [978-2-311-00287-4]
- DEMANGEOT Jean (1999). *Tropicalité - géographie physique intertropicale*. Armand Colin, Paris, 340 p. [2-200-25027-4]
- DERRUAU Max (1969). *Les formes du relief terrestre (notions de géomorphologie)*. Masson, Paris : 115 p. [978-2-225-81-869-1]
- DREYBRODT Wolfgang (1988). *Processes in karst systems – physics, chemistry, and geology*. Springer-Verlag : 288 p. [3-540-18839-8]
- DREYBRODT Wolfgang, GABROVŠEK Franci, ROMANOV Douchko – eds. (2005). *Processes of speleogenesis: a modeling approach*. Carsologica 4 : 376 p. [978-961-6500-91-3]
- DUARTE I.M.R., GOMES C.S.F., PINHO A.B. (2018). *Chemical weathering*. In Bobrowsky P.T. & Marker B. – eds., Encyclopedia of engineering geology, Encyclopedia of earth sciences series, Springer.
- DUBOIS Caroline, QUINIF Yves, BAELE Jean-Marc, BARRIQUAND Johan, BARRIQUAND Lionel, BINI Alfredo, BRUXELLES Laurent, DANDURANT Grégory, HAVRON Cécile, KAUFMANN Olivier, LANS Benjamin, MAIRE Richard, MARTIN Jérémy, RODET Joël, ROWBERRY Matt D., TOGNINI Paula, VERGARI Anne (2014). The process of ghost-rock karstification and its role in the formation of cave systems. *Earth Science Reviews*, 131 : p. 116-148. [0012-8252] <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.01.006>
- DUFAURE Jean-Jacques – ed. (1985). *La mobilité des paysages méditerranéens*. Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, Travaux II, Toulouse: 387 p. [2-85815-053-8]
- DUNAI Tibor J. (2010). *Cosmogenic nuclides – principles, concepts and applications in the earth surface sciences*. Cambridge University Press: 187 p. [978-0-521-87380-2]
- DUNKLEY J.R. & WIGLEY T.M.L. – eds. (1978). *Caves of the Nullarbor – a review of speleological investigations in the Nullarbor Plain, Southern Australia*. The Speleological Research Council Ltd., reprinted : 64 p. [0-9599622-8-X]
- DUVAL Mélanie (2007). Valorisation patrimoniale et dynamiques territoriales autour d'un site karstique emblématique : le polje de Cerknica (Slovénie). *Karstologia*, 50 : p. 39-48. [0751-7688]
- ERHART H. (1967). *La genèse des sols en tant que phénomène géologique – esquisse d'une théorie géologique et géochimique : biostasie et rhéostasie*. Masson et Cie., Paris : 177 p.
- EVELPIDOU Niki, FIGUEIREDO Tomás de, MAURO Francesco, TECIM Vahap, VASSILOPOULOS Andreas – ed. (2010). *Natural heritage from East to West – case studies from 6 EU Countries*. Springer : 384 p. [978-3-642-01576-2]
- EXLEY Sheck (2004). *The taming of the slough – a comprehensive history of Peacock Springs*. Trabalho póstumo, National Speleological Society : 170 p. [978-1-879961-19-7]
- FABRE Guilhem, FICHES Jean-Luc, PAILLET Jean-Louis – eds. (2000). *L'aqueduc de Nîmes et le pont du Gard – archéologie, géosystème, histoire*. CNRS Editions, 2ème édition : 483 p. + atlas. [978-2-271-05731-0]
- FENELON Paul (1972). *Vocabulaire français des phénomènes karstiques*. Mémoires et Documents, vol. 4, phénomènes karstiques, CNRS Editions : p. 13-68.
- FERRAY Edouard (1896). *Hydrographie du département de l'Eure*. Hérissay, Evreux : 121 p.
- FIELD Malcom S. (2002). *A lexicon of cave and karst terminology with special reference to environmental karst hydrology*. U.S. Environmental Protection Agency, National Center for Environmental Assessment, Washington (DC) : 214 p.
- FORD Derek (2002). *From pre-karst to cessation: the complicating effects of differing lithology and geologic structure on karst evolution*. In Evolution of karst: from prekarst to cessation, F. Gabrovšek – ed., Carsologica : p. 31-41. [978-961-6358-65-1]
- FORD Derek & WILLIAMS Paul (1989). *Karst geomorphology and hydrology*. Unwin Hyman: 601 p. [978-0-04-55106-8]

- FORD Derek & WILLIAMS Paul (2007). *Karst hydrogeology and geomorphology*. Wiley, Chichester (UK) : 562 p. [978-0-470-84997-2]
- FORD Trevor David & CULLINGFORD Cecil Howard Dunstan – eds. (1976). *The science of speleology*. Academic Press: 593 p. [0-12-262550-1]
- GABROVŠEK Franci (2000). *Evolution of early karst aquifers: from simple principles to complex models*. Založba ZRC, Postojna : 150 p. [978-961-6358-13-2]
- GABROVŠEK Franci – ed. (2002). *Evolution of karst: from prekarst to cessation*. Carsologica: 448 p. [978-961-6358-65-1]
- GAILLARD Thierry, HAUCHARD Emmanuel, RODET Joël (2018). Excursion hydrogéologique en Pointe de Caux, France. *Colloque Craie 2018*, Le Havre, 23-26 mai 2018, Comité Français d'Hydrogéologie, Livret-guide : 44 p.
- GALLINO Stéphanie (2006). Le karst du dôme anticlinal d'Aix les Bains : nouvelles données sur le panache hydrothermal. *Karstologia*, 48 : p.29-32. [0751-7688]
- GAMEZ Patrice (1991). *Hydrologie et karstologie du bassin du Loison (Woëvre septentrionale – Lorraine)*. Mosella, 21 : 453 p. [0047-8164]
- GAMS Ivan (1977). Towards the terminology of the polje. *Proceedings of the 7th International Speleological Congress*, Sheffield : p. 201-202.
- GARNIER Jean-Jacques - ed. (1997). *Grotte de la Luire, un siècle d'explorations 1896-1996*. Ed. Groupe Spéléologique Valentinois, Valence (France) : 382 p. [2-902935-21-8].
- GARRABÉ François, ANDREIEFF Patrick, BOUYSSÉ Philippe, RODET Joël (1988). *Notice explicative de la carte géologique Grande Terre*. BRGM, carte géologique à 1/50 000, département de la Guadeloupe : 47 p.
- GAUBERT Gérard – ed. (1990). *Les cavernes d'Albion – hydrologie et spéléologie des territoires alimentant en eau la Fontaine de Vaucluse*. Association de Recherches et d'Etudes Hydrologiques du Plateau d'Albion : 231 p;
- GAUCHON Christophe (1997). *Des cavernes et des hommes – géographie souterraine des montagnes françaises*. Karstologia-Mémoires n° 7 : 248 p. [2-9542016-0-5]
- GENUITE Kim, DELANNOY Jean-Jacques, JAILLET Stéphane (2016). Reconstitution des paléogéographies karstiques par l'approche cartographique 3D : application au Pont d'Arc et à la Combe d'Arc (Ardèche, France). *Karstologia*, 67 : 17-24. [0751-7688]
- GEZE Bernard (1965). *La spéléologie scientifique*. Paris, Le Seuil, le rayon de la science n° 22 : 190 p.
- GIBERT Janine, DANIELOPOL Dan L., STANFORD Jack A. – eds. (1994). *Groundwater ecology*. Academic Press: 571 p. [978-0-12-282110-3]
- GILLI Eric (2011). *Karstologie – karsts, grottes et sources*. Dunod, Paris, Sciences Sup: 244 p. [978-2-10-054513-1]
- GILLI Eric (2015). *Karstology – karsts, caves and springs: elements of fundamental and applied karstology*. CRC Press: 244 p. [978-1-4822-4315-4]
- GILLI Eric (2019). *The Ankarana plateau in Madagascar; tsingy, caves, volcanoes and sapphires*. Springer : 162 p. [978-3-31999878-7]
- GINÉS Angel, KNEZ Martin, SLABE Tadej, DREYBRODT Wolfgang - eds. (2009). *Karst rock features – karren sculpturing*. Carsologica 9, ZRC Publishing, Ljubljana: 561 p. [978-961-254-161-3]
- GINET René & DECOU Vasile (1977). *Initiation à la Biologie et à l'écologie souterraines*. Ed. Jean-Pierre Delarge, Paris : 345 p. [2-7113-0073-0]
- GOBETTI Andrea (1976). *Una frontiera da immaginare*. Dall'Oglio, editore: 278 p.
- GONÇALVES Frederico (2013). *Morfodinâmica de um carste suspenso e evolução geomorfológica de longo termo. Uma aproximação baseada no caso do setor oeste do Curral de Pedras I / Jequitai – MG*. Dissertação de mestrado, Departamento de Geografia, IGC/UFMG, Belo Horizonte, 6 de junho de 2013: 162 p.
- GONCALVES Frederico Augusto Alves, RODET Joël, MAGALHÃES JÚNIOR Antônio Pereira (2017). Carste suspenso e geomorfologia de longo termo. A região cárstica dos Currais de Pedras, Jequitai - Minas Gerais (Brasil). *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 18 (2) : p. 279-294. [2236-5664]

- GRÜND A. (1903). Die karsthydrographie, studien aus Westbosnien. *Geogr. Abhandl. Herausgegeben v. A. Penck*, 7 (3) : p. 103-200.
- GUILCHER André (1988). *Coral reef geomorphology*. Chichester, J. Wiley : 228 p.
- GUILCHER André (1992). *Relations entre la circulation karstique et la dolomitisation dans la structuration des atolls*. Karsts et évolutions climatiques, Hommage à Jean Nicod, Presses Universitaires de Bordeaux : p. 105-114.
- GUNN John - ed. (2004). *Encyclopedia of cave and karst science*. Fitzroy Dearborn, New York: 902 p. [978-1-57958-399-6]
- GUYOT Jean-Loup – ed. (1996). *Goiás 94 & 95 – Carste / Karst de São Domingos, Goiás, Brasil – Expedições Espeleológicas Franco-Brasileiras*. Ed. GBPE – GREGEIO – GSBM, Brasília: 257 p.
- HARDT Rubens (2011). *Da carstificação em arenitos. Aproximação com suporte de geotecnologias*. Tese de doutorado em cotutela, IGCE/UNESP-Rio Claro e UMR 6143 M2C/Université de Rouen: 224 p.
- HARDT Rubens, RODET Joël, FERREIRA PINTO Sérgio dos Anjos (2013). Karst evolution in sandstone. The Chapada dos Guimarães Site, Brazil. *Proceedings of the 16th International Congress of Speleology*, Brno (Czech Republic), 21-28 juillet 2013, vol. 3 : p. 264-267. [978-80-87857-09-0]
- HAUCHARD Emmanuel (2001). *De la dynamique non linéaire à la dynamique du relief en géomorphologie. Application aux bassins-versants de la marge nord occidentale du bassin de Paris*. Thèse de doctorat de l'Université de Rouen : 779 p.
- HAÜSELMANN Philipp (2002). *Cave genesis and its relationship to surface processes: investigations in the Siebenhengste region (BE, Switzerland)*. Höhlenforschergemeinschaft Region Hohgant, n° 6 : 167 p. [3-908495-15-6].
- HENRIQUES Renata Jordan (2017). *Formas, processos e materiais: uma proposta de evolução geomorfológica multiescalar da borda meridional do carste de Lagoa Santa, em Vespasiano, Minas Gerais*. Dissertação de mestrado, Departamento de Geografia, IGC/UFMG, Belo Horizonte, 15 de dezembro de 2017 : 173 p.
- HERAUD-PIÑA Marie-Anne (1995). La plate-forme du Yucatan (Mexique) : un exemple de karst tropical péninsulaire. *Karstologia*, 26 : p. 1-12 [0751-7628]
- HERAUD-PIÑA Marie-Anne (1996). *Le karst du Yucatan, pays des Mayas*. Presses Universitaires de Bordeaux, collection Scieteren : 282 p. [978-2-86781-171-5]
- HILL A.L. (1966). *Mullamullang Cave Expeditions 1966*. Cave Exploration Group South Australia, Adelaide : 48 p.
- HILL Carol A. & FORTI Paolo (1997). *Cave minerals of the world*. National Speleological Society, Huntville (USA), second edition: 463 p. [1-879961-07-5]
- HINGUANT Stéphan & COLLETER Rozenn – eds. (2010). *Le Solutréen de la grotte Rochefort (Saint Pierre sur Erve, Mayenne)*. Rapport de fin d'opération triennale 2008-2010, UMR 6566 CNRS, Rennes : 210 p.
- HOLTEN Birgitte & STERLL Michael (2011). *P.W. Lund e as grutas com ossos em Lagoa Santa*. Editora UFMG, Belo Horizonte : 335 p. [978-85-7041-900-2]
- HOLTEN Birgitte, STERLL Michael, FJELDSÅ Jon (2012). *O artista desaparecido – P.W. Lund e P.A. Brandt no Brasil*. Editora UFMG, Belo Horizonte: 253 p. [978-85-7041-959-0]
- HUBER O., PRANCE G.T., KROONENBERG S.B., ANTONELLI A, HOBOKEN (2018). The tepuis of the Guiana Highlands. *Mountains, Climate and Biodiversity*, 23, 669-692.
- JAILLET Stéphane (2005). *Le Barrois et son karst couvert*. Karstologia-Mémoires n° 12 : 336 p. [978-2-9525644-0-3]
- JAKUCS László (1977). *Morphogenetics of karst regions – variants of karst evolution*. Adam Hilger, Bristol: 294 p. [0-85274-309-2]
- JAMES Julia (1992). *Corrosion par mélange des eaux dans les grottes de la plaine de Nullarbor, Australie*. In Salomon & Maire, Karst et évolutions climatiques, Presses Universitaires de Bordeaux : p. 333-348. [2-86781-137-6]
- JAMES Noel P. & CHOQUETTE Philipp W. – eds. (1988). *Paleokarst*. Springer-Verlag: 416 p. [978-1-4612-8332-4]

- JENNINGS Joseph Newell (1985). *Karst geomorphology*. Basil Blackwell, Oxford: 293 p. [0-631-14032-8]
- JENNINGS Joseph Newell & MABBUTT J. A. – eds. (1971). *Landform studies from Australia and New Guinea*. Australian National University Press, Canberra : 434 p. [0-7081-0328-6]
- JOURNAUX André (1977). Géomorphologie et préhistoire – méthodologie pour une cartographie de l'environnement des sites préhistoriques : l'exemple de Lagoa Santa (Minas Gerais, Brésil). *Norois*, 95bis, spécial Karstologie : p. 319-336. [0029-182X]
- KAFRI Uri & YECHIELI Yoseph (2010). *Groundwater base level changes and adjoining hydrological systems*. Springer : 171 p. [978-3-642-13943-7]
- KÄMPF N, CURRI N., MARQUES J.J. (2009). *Intemperismo e ocorrência de minerais no ambiente do solo*. In Vander F.M. & Alleoni L.R.F. –eds., Química e minerologia do solo – parte 1, SBCS, Viçosa : 695 p.
- KLIMCHOUK Alexander B. (2007). *Hypogene speleogenesis: hydrogeological and morphogenetic perspective*. National Cave and Karst Research Institute, special paper n° 1: 106 p.
- KLIMCHOUK Alexander B. (2009). Morphogenesis of hypogenic caves. *Geomorphology*, 106: 100-117.
- KLIMCHOUK Alexander, FORD Derek C., PALMER Arthur N., DREYBRODT Wolfgang (eds.) (2000). *Speleogenesis – evolution of karst aquifers*. National Speleological Society, Huntsville (USA): 527 p. [978-1-879961-09-8]
- KLIMCHOUK Alexander, PALMER Arthur, DE WAELE Jo, AULER Augusto S., AUDRA Philippe - eds. (2017). *Hypogene karst regions and caves of the World*. Springer, Cave and karst system of the world serie: 911 p. [978-3-319-53348-3] doi.org/10.1007/978-3-319-53348-3.
- KNEZ Martin, OTONIČAR Bogan, PETRIČ Marko, PIPAN Tanja, SLABE Tadej (2020). *Karstology in classical karst*. Springer, Advances in karst science: 177 p. [978-3-030-26826-8]
- KNEZ Martin & SLABE Tadej - eds. (2016). *Cave exploration in Slovenia - discovering over 350 new caves during motorway construction on Classical Karst*. Springer: 324 p. [978-3-319-21202-9]
- KÖHLER Heinz Charles (1989). *Geomorfologia cárstica na região de Lagoa Santa, MG*. Universidade de São Paulo, Departamento de Geografia, tese de doutoramento : 113 p.
- KÖHLER Heinz Charles (1994). *Geomorfologia cárstica*. In Geomorfologia, uma atualização de bases e conceitos, A. J. T. Guerra & S. B. da Cunha, Ed. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro: p. 309-334 [978-85-286-0326-2]
- KÖHLER Heinz Charles & MALTA Ione Mendes (1991). Região de Lagoa Santa. 3º Congresso da ABEQUA, Belo Horizonte, junho 1991, Publicação especial n° 2, Roteiro das excursões: p. 9-38.
- KRESIC Neven (2013). *Water in karst – management, vulnerability, and restoration*. McGraw Hill: 708 p. [978-0-07-175333-3]
- KRESIC Neven & STEVANOVIC Zoran –eds. (2010). *Groundwater hydrology of springs – engineering, theory, management and sustainability*. BH-Elsevier : 573 p. [978-1-85617-502-9]
- LACE Michael J. & MYLROIE John E. – eds. (2016). *Coastal karst landforms*. Springer : 429 p. [978-94-007-5015-9].
- LACROIX Michel, LEBOULANGER Thierry, WANG Huaqing, FEENY Véronique, DUPONT Jean-Paul, MEYER Robert (1998). Mise en évidence des relations surface-endokarst par la microgranulométrie, exemple du karst crayeux haut-normand. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 169 (2) : p. 177-187.
- LACROIX Michel, RODET Joël, WANG Huaqing, LAIGNEL Benoît, DUPONT Jean-Paul (2002). Microgranulometric approach to a chalk karst, western Paris Basin. *Geomorphology*, 44 : p. 1-17 [0169-555X]
- LACROIX Michel, RODET Joël, WANG Huaqing, MASSEI Nicolas, DUPONT Jean-Paul (2000). Origine des matières en suspension dans un système aquifère karstique : apports de la microgranulométrie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 330 : p. 347-354 [1250-8050]
- LALOU C. (2002). *Application des déséquilibres radioactifs dans les familles de l'uranium et du thorium à quelques problèmes de géochronologie et de géochimie, d'environ 300 000ans à l'actuel*. Géologie de la Préhistoire, méthodes, techniques, applications, Miskovsky J.-C., éd., Paris, Association pour l'étude de l'environnement géologique de la Préhistoire : p. 1231-1257.
- LARDEUX Hubert – ed. (1996). *Guide géologique de la Bretagne*. Masson, 3^e édition : 221 p. [978-2-225-85261-9]

- LE BRET Michel (1962). Les furnas de Vila Velha (Brésil) – un cas d’effondrement karstique dans le grès. *Spelunca*, 2 (3) : p. 27-30.
- LE BRET Michel (1995). Janelão ’95. *O Carste*, 7 (4) : p. 58-61 [0104-9356]
- LE COUPPEY DE LA FOREST Max & SBOURDON Maxime (1901). *Les cavernes praticables dans la craie du bassin de Paris*. Spelunca-Mémoires et Bulletin, tome 4 (25) : 26 p.
- LECOQ Nicolas, MAGNE Laurent, RODET Joël, CHEDEVILLE Stéphane, FOURNIAL Caroline, VIARD Jean-Pierre (2015). Bandes de Liesegang : observation et analyse du développement de fronts de réaction-diffusion dans un milieu karstique inhomogène. *19^e Journées de Spéléologie Scientifique*, Han sur Lesse (Belgique), 14-15 novembre 2015, résumé : p. 9.
- LEMOINE Paul, HUMERY René, SOYER Robert (1939). *Les forages profonds du Bassin Parisien – la nappe artésienne des Sables verts*. Mémoires du Museum, Masson édit., Paris : 700 p.
- LEPILLER Michel (1971). Le massif du Semnoz (Haute Savoie) - bilan de 5 années de recherches et travaux spéléologiques (1966-1970). *Spéléo-Drack*, 4 [0224-1749].
- LIGNIER Vincent, MAPES Royal, HEMBREE Daniel, LANDMANN Neil, COUCHOUOD Isabelle, GOIRANS Claire, FOLCHER Eric, GUNKEL-GRILLON Peggy, MANCA Emmanuelle (2013). Le cénote d’Ani-e-Wee (Lifou, Nouvelle Calédonie) et son gisement exceptionnel de Nautilus Macromphalus - projet NAMAKA 2011 (Nautilus Macromphalus dans le Karst). *Karstologia*, 61: p. 37-44 [0751-7688]
- LISMONDE Baudouin (1987). Une marmite remarquable du Trou Qui Souffle (Vercors, France). *Karstologia*, 10 : p. 39-42. [0751-7628]
- LISMONDE Baudouin (2000). Corrosion des coupoles de plafond par les fluctuations de pression de l’air emprisonné. *Karstologia*, 35 : p. 39-46. [0751-7628]
- LISMONDE Baudouin (2002). *Climatologie du monde souterrain*. Comité départemental de spéléologie de l’Isère : 665 p. [2-902670-48-6 & 2-902670-49-4]
- LISMONDE Baudouin & LAGMANI Abdallah (1987). Les vagues d’érosion. *Karstologia*, 10 : p. 33-38. [0751-7628]
- LLOPIS-LLADÓ Noel (1970). *Fundamentos de hidrogeologia carstica (introducción a la espeleologia)*. Editorial Blume, Madrid: 269 p.
- LOBO Heros A.S. & TRAVASSOS Luiz E.P. –eds. (2012). *O ser humano e o paisagem cárstica*. Sociedade Brasileira de Espeleologia, Campinas: 92 p.[978-85-64130-02-9]
- MAGNE Laurent, LECOQ Nicolas, RODET Joël, CHEDEVILLE Stéphane, VIARD Jean-Pierre (2017). Evidence of daily and seasonal inversions of airflow in Petites Dales Cave, Normandy, France. *Acta Carsologica*, 46 (2-3): p. 179-197 [0583-6050]
- MAINGUET Monique (1972). *Le modelé des grès - problèmes généraux*. Institut Géographique National, Paris : 657 p.
- MAIRE Richard (1990). *La haute montagne calcaire – karsts, cavités, remplissages, Quaternaire, paléoclimats*. Karstologia-Mémoires, n° 3 : 731 p.
- MAIRE Richard, BARBARY Jean-Pierre, ZHANG Shouyue, VANARA Nathalie, BOTTAZZI Jean -eds. (2004). *Spéléo-karstologie et environnement en Chine (Guizhou, Yunnan, Liaoning) – voyages en terre chinoise*. Karstologia-Mémoires, n° 9 : 562 p. [978-2-9522130-0-4]
- MANGIN Alain (1969). Etude hydraulique du mécanisme d’intermittence de Fontestorbes (Bélesta, Ariège). *Annales de Spéléologie*, 24 (2) : 253-298.
- MARBACH Georges –éd. (2012). L’île aux glaciers de marbre – dans les profondeurs des archipels de Patagonie. Centre Terre : 208 p.
- MARBACH Georges & ROCOURT Jean-Louis (1980). *Techniques de la spéléologie alpine*. Choranche, Techniques Sportives Appliquées éditeur : 351 p.
- MARÉCHAL Jean-Christophe - ed. (2013). La source du Lez (Hérault). *Karstologia*, 62: 64 p. [0751-7688]
- MARMOLEJOS Margarita – ed. (2004). *Las cuevas sumergidas de República Dominicana*. Secretaria de Estado de Medio Ambiente y Recursos Naturales, Santo Domingo: 137 p. [99934996-0-9]
- MARTEL Edouard-Alfred (1902). La caverne de Trépail (Marne) et les rivières osuterraines de la craie. *Bulletin du Service Géologique Français et des Topographies Souterraines*, 13 (88) : 21 p.
- MARTEL Edouard-Alfred (1907). La marche à la lune. *Compte rendu des séances du 4^e Congrès de*

- l’Arbre et de l’Eau*, Limoges, juin 1907, éd. Ducoutieux & Gout, 1908 : 15 p.
- MARTINI Jacques E.J. (2000). *Quartzite caves in Southern Africa*. In Klimchouk et al., eds., 2000, Speleogenesis – evolution of karstaquifers, NSS : 458-461. [978-1-879961-09-8]
- MARTINI Jacques E.J. (2004). *Silicate karst*. In J. Gunn ed., Encyclopedia of cave and karst science, Fitzroy Dearborn: 649-653 [978-1-57958-399-6]
- MARTINI Jacques E.J. (2005). Etude des paléokarsts des environs de Saint Remèze (Ardèche, France) : mise en évidence d’une rivière souterraine fossilisée durant la crise messinienne. *Karstologia*, 45-46 : p. 1-18. [0751-7688]
- MARTINI Jacques E.J. (2013). Bullita cave system (Australie, territoires du Nord), un remarquable labyrinthe vadose-phréatique développé en milieu épikarstique. *Karstologia*, 61: p. 1-14 [0751-7688]
- MASSEI Nicolas, LACROIX Michel, WANG Huaqing, MAHLER Barbara, DUPONT Jean-Paul (2002). Transport of suspended solids from a karstic to an alluvial aquifer: the role of the karst/alluvium interface. *Journal of Hydrology*, 260(1-4): 88-101.
- MASSEI Nicolas, WANG HuaQing, DUPONT Jean-Paul, RODET Joël, LAIGNEL Benoît (2003). Assessment of direct transfer and resuspension of particles during turbid floods at a karstic spring. *Journal of Hydrology*, 275: 109–121 [0022-1694] DOI: 10.1016/S0022-1694(03)00020-9
- MEGNIEN Claude (1960). *Observations hydrogéologiques sur le Sud-Est du bassin de Paris. Les circulations aquifères dans le Jurassique et le Crétacé de l’Yonne*. Thèse de doctorat en Géologie, Université de Paris, Mémoires du BRGM, 25 : 288 p.
- MELO Mário Sérgio de (2006). *Formas rochosas do Parque Estadual de Vila Velha*. Editora UEPG, Ponta Grossa (PR): 154 p. [85-86941-50-6]
- MENISCUS Xavier (2013a). Exploration de la résurgence de Font Estramar jusqu’à -248 m. *Spelunca*, 131 : p. 8-14. [0242-1771]
- MENISCUS Xavier (2013b). Résurgence de Port Miou -223 m le 7 mai 2012. *Spelunca*, 132 : p. 23-26. [0242-1771]
- MENISCUS Xavier (2017). Encore plus profond à Port Miou -233 m. *Spelunca*, 146 : p. 27-29. [0242-1771]
- MIHEVC Andrej, ZUPAN HAJNA Nadja, ŠEBELA Stanka, GABROVŠEK Franci (2017). ŠkocjanskeJame, from the cave to the landscape morphology. *Milestones and Challenges in karstology, 25th International Karstological School “Classical Karst”*, Abstracts & Guide book : p. 78-96. [978-961-05-0004-9]
- MITCHELL Colin & MITCHELL Patrick (2007). *Landform and terrain – the physical geography of landscape*. Brailsford : 232 p. [978-1-904623-56-4]
- MOCOCHAIN Ludovic, BIGOT Jean-Yves, CLAUZON Georges, FAVERJON Marc, BRUNET Philippe (2006). La grotte de Saint Marcel (Ardèche) : un référentiel pour l’évolution des endokarsts méditerranéens depuis 6 Ma. *Karstologia*, 48: p.33-58 [0751-7688]
- NEHME Carole, FARRANT Andrew, BALLESTEROS Daniel, TODISCO Dominique, RODET Joël, SAHY Diana, GRAPPONE J. Michael, STAIGRE Jean-Claude, MOURALIS Damase (2020). Reconstructing fluvial incision rates based upon palaeo-water tables in chalk karst networks along the Seine valley (Normandy, France). *Earth Surface Processes and Landforms*, 45: p.1860-1976 [0197-9337] DOI: 10.1002/esp.4851.
- NICOD Jean (1972). *Pays et paysages du calcaire*. Presses Universitaires de France, collection Sup – le Géographe 7, Paris : 244 p.
- NICOD Jean (2003). *Les karsts dinariques – paysages et problèmes : Slovénie, Croatie, Bosnie-Herzégovine, Monténégro*. Karstologia-Mémoires, 10, Ljubljana : 183 p. [961-6242-53-9]
- OLIVEIRA Isabel P. M. R. de, CORRÊA Daniel, FERREIRA Rodrigo L., AULER Augusto S. (2018). Rising water flow as a factor of organic material importation into caves. *Acta Carsologica*, 47 (2) : p. 169-183.
- PALMER Arthur N. (2002). *Speleogenesis in carbonate rocks*. In Evolution of karst: from prekarst to cessation, F. Gabrovšek, Carstologica: p. 43-59. [978-961-6358-65-1]
- PALMER Arthur N. (2007). *Cave geology*. Dayton (USA), Cave Books: 454 p. [978-0-939748-66-2]
- PALMER Arthur N. & PALMER Margaret V. (2009). *Caves and karst of the USA*. National Speleological Society : 446 p. [978-1-879961-28-9]

- PALMER Robert (1989). *Deep into blue holes – the story of the Andros Project*. Unwin Hyman: 164 p. [978-0-04-440380-7]
- PATON T.R. (1978). *The formation of soil material*. Allen & Unwin, London : 143 p.
- PEREIRA Manuela Corrêa, RODET Joël, SALGADO André A. R. (2012). Aspectos genéticos e morfológicos das cavidades naturais da Serra da Piedade, Quadrilátero Ferrífero/MG. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 13 (4): p. 465-476 [2236-5664]
- PEREIRA Manuela Corrêa, RODET Joël, SALGADO André A. R. (2013). Endo- and exo-karstic features in banded iron formation and canga, Serra da Piedade, Quadrilátero Ferrífero (Brazil). *Proceedings of the 16th International Congress of Speleology*, Brno (Rép.Tchèque), 21-28 July 2013, vol. 3 : p. 286-291 [978-80-87857-09-0]
- PILÓ Luis Beethoven (1998). *Morfologia cárstica e materiais constituintes : dinâmica e evolução da depressão poligonal Macacos-Baú, carste de Lagoa Santa, Minas Gerais*. Tese de doutorado em geografia, USP, São Paulo.
- PIRAZZOLI Paolo Antonio (1996). *Sea-level changes, the last 20 000 years*. Wiley : 211 p. [978-0-471-96913-6]
- POMEROL Charles & RENARD Maurice (1997). *Éléments de géologie*. Masson, 11^{ème} édition : 629 p. [978-2-225-85530-7]
- QUINIF Yves (1974). Contribution à l'étude des recoupements souterrains de méandres en Belgique. *Annales de Spéléologie*, 29 (2) : p. 175-179 [2-222-95936-5]
- QUINIF Yves (1982). La datation uranium-thorium. *Spéléochronos*, 1 : p. 3-22.
- QUINIF Yves (1983). Éléments d'une approche énergétique du karst. Application à quelques exemples réels de karsts. *Karstologia*, 1 : 47-54 [0751-7688]
- QUINIF Yves (1998). Dissipation d'énergie et adaptabilité dans les systèmes karstiques. *Karstologia*, 31 : p. 1-11 [0751-7628]
- QUINIF Yves (1999). Fantômisation, cryptoaltération et altération sur roche nue, le triptyque de la karstification. *Etudes de Géographie Physique*, Travaux 1999 – supplément 28, Cagap, Aix en Provence : p. 159-164.
- QUINIF Yves (2010). *Fantômes de roche et fantômisation – essai sur un nouveau paradigme en karstogénèse*. *Karstologia-Mémoires* n° 18 : 184 p. [978-2-87509-016-4]
- RENAULT Philippe (1958). Éléments de spéléomorphologie karstique. *Annales de Spéléologie*, 13 (1-4) : p. 23-48.
- RENAULT Philippe (1965). Borie de Saint Vincent et les orgues géologiques. *Spelunca*, 1965 (1) : p. 36-40.
- RENAULT Philippe (1967-1969). *Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénèse*. *Annales de Spéléologie*, 1967 - 22 (1) : p. 5-21, 22 (2) : p.209-267, 1968 - 23 (1) : p. 259-307, 23 (3) : p. 529-596, 1969 - 24 (2) : p. 317-337, + 3 p. table des matières.
- RENAULT Philippe (1970). *La formation des cavernes*. Que sais-je ? n° 1400 : 127 p.
- RICO Gérard (1990). Hydrogéologie de la craie: le système aquifère karstique de l'Aubette (Seine Maritime). Thèse de l'Université de Rouen, avril 1990, in *Actes du Muséum de Rouen*, 1989-3: p. 29-153 p. & 1990-1: 169 p. [0180-9784]
- ROBLEDO Pedro A. & DURÁN Juan José – eds. (2016). Grandes sistemas kársticos del planeta – large karst systems of the world. *Boletín Geológico y Minero*, Madrid, 127 (1): 266 p. [0366-0176]
- RODET Joël (1975). *Le karst de la craie en Haute Normandie*. Mémoire de Maîtrise de Géographie, Université de Rouen-Haute Normandie : 216 p.
- RODET Joël (1977). «Minotaure 76» rapport d'expédition en Crète. *Spéléo-Drack*, 11 : 69 p. [0224-1749]
- RODET Joël (1978). Caractéristiques du karst crayeux en Haute Normandie. *Colloque Hydrogéologie de la craie du bassin de Paris*, Rouen, 25-26 mai 1978, *Documents du BRGM*, Orléans : n° 1 : p. 513-522.
- RODET Joël (1981). *Contribution à l'étude du karst de la craie : l'exemple normand et quelques comparaisons*. Thèse de Doctorat en Géographie Physique, Université de Paris I "Panthéon - Sorbonne", Paris : 427 p.
- RODET Joël (1982). Le karst de la plaine de Nullarbor ou bassin d'Eucla (Australie). *Actes du 7e Congrès*

- Suisse de Spéléologie*, Schwyz (Ch), 24-26 septembre 1982 : p. 205-215. [0069-8911]
- RODET Joël (1983). Karst et littoral du Bec de Caux (Seine Maritime, Normandie). *Karstologia*, 2: p. 23-32. [0751-7688].
- RODET Joël (1987a). *Importance du karst dans les vides souterrains en Haute Normandie*. Journée d'Information sur les vides souterrains en Haute Normandie, CETE Laboratoire Régional des Ponts et Chaussées, Rouen, 23 janvier 1987, 10 p.,
- RODET Joël (1987b). La spéléologie des îles calcaires de la Grande Terre et de Marie Galante (département de la Guadeloupe, Petites Antilles, France). *Actes du 8e Congrès National de Spéléologie*, Vallée de Joux (Vaud, Suisse), 18-20 septembre 1987 : p. 227-236. [0069-8911]
- RODET Joël (1992). *La craie et ses karsts*. Editions CNEK et Groupe Seine, Centre de Géomorphologie du CNRS, Caen : 560 p. [2-9506258-0-0]
- RODET Joël (1993). Le rôle des formations quaternaires dans le drainage karstique : l'exemple des craies du bassin de Paris. *Quaternaire*, 1993 (2-3) : p.97-102 [1142-2904]
- RODET Joël (1996). Une nouvelle organisation géométrique du drainage karstique des craies : le labyrinthe d'altération, l'exemple de la grotte de la Mansonnère (Bellou sur Huisne, Orne, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, t. 322 (12), série II a: p. 1039-1045 [1250-8050]
- RODET Joël (1997). Typologie des karsts dans la craie du bassin de Paris. *Annales de la Société Géologique du Nord*, Séance du 16 novembre 1996, 5 : p. 351-359.
- RODET Joël (2004). Karst et craie en Normandie : une approche géographique – Karst and chalk in Normandy: ageographical approach. *Actes des Journées Européennes de l'AFK 2003*, Rouen: p. 16-31 [2-9506258-2-8].
- RODET Joël (2007a). Karst de la craie et aquifère de Normandie/Chalk karst and aquifer of Normandy. *Actes du Colloque «Ressources en Eau en milieu karstique*, Rouen, 4-5 mai 2006, ASEES, Paris, *European Journal of Water Quality*, 38 (1) : 11-22 [1023-6368] DOI: 10.1051/wqual/2007008
- RODET Joël (2007b). Les fantômes de la Mansonnère (Bellou-sur-Huisne) ou comment l'Orne est devenu un département «spéléologable». *Spelunca*, 108 : p. 23-32 [0242-1771]
- RODET Joël (2012). *Prémices d'une approche géoarchéologique et karstologique de la région de Jequitai – Primícias de uma abordagem geoarqueológica da região de Jequitai, Minas Gerais, Brasil*. Editions du CNEK, Saint Martin aux Buneaux, França, 57 p. [978-2-9506258-5-4]
- RODET Joël (2013). Karst et évolution géomorphologique de la côte crayeuse à falaises de la Manche. L'exemple du Massif d'Aval (Etretat, Normandie, France). *Quaternaire*, 24 (3) : p. 303-314 [1142-2904].
- RODET Joël (2014). The primokarst, former stages of karstification, or how solution caves can born. *Geologica Belgica*, 17 (1): p. 58-65 [1374-8505]
- RODET Joël (2017a). The cave: a result of a long evolution named karstification - a conceptual approach. *25th International Karstological School "Classical Karst", milestones and challenges in karstology*, 19-23 June 2017, abstract: p. 48-49 [978-961-05-0004-9] DOI: 10.13140/RG.2.2.15072.28164
- RODET Joël (2017b). La grotte, fruit d'une longue gestation appelée karstification. *Karstologia*, 69 : p. 57-64 (*Journées Richard Maire*, Chambéry, 26-29 juin 2018), [0751-7688]
- RODET Joël, AUDAM Jean-Luc, BEAUFILS Pierre, CHAILLOUX Daniel, CHEDEVILLE Stéphane, FOURNIAL Caroline, FOVEZ Hélène, HUOT Alain, LECOQ Nicolas, MAGNE Laurent, SAYARET Danièle, STAIGRE Jean-Claude, VIARD Jean-Pierre (2016a). Les Petites Dales, grotte fédérale et fédérative (Saint Martin aux Buneaux, Seine Maritime). *Spéléo-Tract*, 9 : 150 p. [0290-1412]
- RODET Joël, BROWN Joël, DUPONT Jean-Paul (2009a). Development and function of a perched aquifer in the covering layers of the chalk limestones in the Paris Basin. *Proceedings of the 15th International Congress of Speleology*, Kerrville (Texas, USA), 19-26 July 2009, UIS, vol. 3, contributed papers : p. 1662-1666 [978-1-879961-35-7]
- RODET Joël, LAIGNEL Benoît, MASSEI Nicolas, FOURNIER Matthieu, DUPONT Jean-Paul (2005). The 'karstic delta' concept, as a morphological expression of climatic variations of the water table level in coastal areas – the example of the Eastern English Channel region (Normandy, France). *14th UIS Congress*, Athens-Kalamos, 23-28 August 2005, CDRom Full Paper : O-35 (6 p.), *Proceedings*, vol. 1:

- p. 148-152 [978-960-98020-0-0]
- RODET Joël & LAUTRIDOU Jean-Pierre (2003). Contrôle du karst quaternaire sur la genèse et l'évolution du trait de côte d'une région crayeuse de la Manche (Pays de Caux, Normandie, France). *Quaternaire*, 14 (1) : p. 31-42. [1142-2904]
- RODET Joël, LECOQ Nicolas, GONÇALVES Tassiana, TOLENTINO DE SA Gabriela, FESSART-SIMON Nicolas, MAGNE Laurent, CHEDEVILLE Stéphane, VIARD Jean-Pierre (2016b). Occurrence de bandes et anneaux de Liesegang et signification dans la karstogenèse. Première approche dans la grotte des Petites Dales (Normandie, France). *20èmes Journées de Spéléologie Scientifique*, Han sur Lesse (Belgique), 11-13 novembre 2016 : p. 18.
- RODET Joël, MA Kun, VIARD Jean-Pierre (2013a). Incidences of the tectonics in the karstification of chalk limestones in the Western Paris Basin. Example from the Petites Dales Cave (Saint Martin aux Buneaux, France). *Proceedings of the 16th International Congress of Speleology*, Brno (Rép. Tchèque), 21-28 July 2013, vol. 3 : 121-125. [978-80-87857-09-0]
- RODET Joël & MAGNE Laurent (2009). First elements of the karstic evolution of a continental chalk catchment area of the Paris Basin: Upper Avre River (Normandy, France). *Proceedings of the 15th International Congress of Speleology*, Kerville (Texas, USA), 19-26 July 2009, UIS, vol. 2, symposia part 2: 908.1-908.5 [isbn 978-1-879961-34-0].
- RODET Joël, MAGNE Laurent, VIARD Jean-Pierre (2013b). Ceiling channel and input karst. Example of the Petites Dales Cave, Normandy, France. *Proceedings of the 16th International Congress of Speleology*, Brno (Rép. Tchèque), 21-28 juillet 2013, vol. 3 : p. 126-131 [978-80-87857-09-0]
- RODET Joël & SAYARET Danièle (1987). Le karst crayeux des falaises littorales du Vimeu (Picardie, Somme, France). *Le Puits-Merveilleux*, 5, mai 1987, 55 p.
- RODET Joël, WILLEMS Luc, BROWN Joël, OGIER-HALIM Sylvie, BOURDIN Marie, VIARD Jean-Pierre (2009b). Morphodynamic incidences of the trepanning of the endokarst by solution pipes. Examples of chalk caves in Western Europe (France and Belgium). *Proceedings of the 15th International Congress of Speleology*, Kerrville (Texas, USA), 19-26 July 2009, UIS, vol. 3, contributed papers : p. 1657-1661 [isbn 978-1-879961-35-7].
- RODET Joël, WILLEMS Luc, POUCLÉT André (2015). *The Rio Peruaçu Basin, an impressive multiphased karst system*. Landscapes and landforms of Brazil, Bianca Carvalho Vieira, André Augusto Rodrigues Salgado, Leonardo José Cordeiro Santos (eds.), Springer, Series World Geomorphological Landscapes, ch. 15: p. 171-181. [978-94-017-8022-3] DOI 10.1007/978-94-017-8023-0_15.
- RODRIGUES Maria Luísa - ed. (2007). *Glossário ilustrado de termos cársticos*. Ed. Colibri, Lisboa: 167 p. [978-972-772-713-1]
- ROLIM Júlia Mattioli, NOVO Tiago, OLIVEIRA Fábio Soares de, RODET Joël (2019). Feições cársticas no arquipélago Fernando de Noronha, Atlântico Sul. *IV Simpósio Mineiro do Carste*, Belo Horizonte, 3-5 dezembro de 2019: p.63-64 [978-85-61968-23-6]
- ROQUES Henri (1972). Problèmes de transfert de masse posés par l'évolution des eaux souterraines. *Annales de Spéléologie*, 21: p. 455-494.
- ROSSI Georges (1975). *Morphologie et évolution d'un karst en milieu tropical. L'Ankarana (extrême Nord de Madagascar)*. Editions du CNRS, Mémoires et Documents, vol. 15, Phénomènes karstiques II : p. 279-298 [2-222-01806-4]
- RUBBIOLI Ezio Luiz – ed. (2000). Edição especial Toca da Boa Vista. *O Carste*, 12 (3): p. 99-174 [0104-9356]
- RUCHKYS Úrsula de Avezedo, TRAVASSOS Luiz Eduardo Panisset, RASTEIRO Marcelo Augusto, FARIA Luciano Emerich -eds. (2015). *Patrimônio espeleológico em rochas ferruginosas – propostas para sua conservação no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Sociedade Brasileira de Espeleologia, Campinas: 351 p.
- SALOMON Jean-Noël (2006). *Précis de karstologie*. Presses Universitaires de Bordeaux, collection Scienteren, 2e édition : 289 p. [978-2-86781-411-2]
- SASOWSKY Ira D. & MYLROIE John -eds. (2004). *Studies of cave sediments – physical and chemical records of paleoclimate*. Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York: 329 p. [978-0-306-47827-7]
- SCHWABE Stephanie Jutta (2009). *Living in darkness – a woman's scientific and exploratory adventures into the underwater caves of the Bahamas*. National Speleological Society: 184 p. [978-1-879961-32-6]
- SGARBI Geraldo Norberto Chaves -ed. (2012). *Petrografia macroscópica das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas*. Editora UFMG, 2a edição: 627 p. [978-85-7041-864-7]
- SHAW Trevor R. (2010). *Aspects of the history of slovene karst 1545-2008*. Založba ZRC SAZU, Postojna: 306 p. [978-961-254-208-5]
- SKINNER H.C.W. & FITZPATRICK R.W. –eds. (1992). *Biomineralization, processes of iron and manganese – modern and ancient environments*. Catena Supplement 21: 434 p. [3-923381-30-1]
- SLABE Tadej (1995). *Cave rocky relief and its speleogenetical significance*. Zbirka ZRC 10, SAZU, Ljubljana: 128 p. [978-961-6182-03-4]
- SONG Lin-Hua & ATKINSON Tim C. (1991). Chemical reaction between concrete and natural groundwaters and its implications for the commissioning of observation boreholes in chalk. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 24: p. 221-229 [0481-2085]
- SOUZA Tatiana A.R. & AULER Augusto S. –eds. (2018). *O carste de Vazante – Paracatu – Unai: revelando importâncias, recomendando refúgios*. Carste Ciência e Meio Ambiente, Belo Horizonte: 277 p. [978-85-69773-01-6]
- SWEETING Marjorie Mary (1973). *Karst landforms*. Columbia University Press, New York: 362 p. [0-231-03623-X]
- SWEETING Marjorie Mary (1995). *Karst in China – its geomorphology and environment*. Springer Series in Physical Environment n° 15: 265 p. [978-3-540-58846-7]
- THIRY Médard (2007). Siliceous karst development in the Fontainebleau sandstone. *Nature Conservation*, 63: p. 77-83.
- THIRY Médard (2017). *Curiosités géologiques du massif de Fontainebleau*. BRGM Editions : 116 p.
- THOMAS Christian (2005). Dix années dans les grottes mayas (Mexique) – 100 km de première en siphon. *Spelunca*, 98: p. 25-42 [0242-1771]
- THOMAS Christian (2010). Le karst du Yucatán : rôle du flux géothermique, des failles, de l'eau de mer et des évaporites dans sa genèse. *Karstologia*, 55 : p. 1-18 [0751-7688]
- THOMAS Michael F. (1974). *Tropical geomorphology – a study of weathering and landform development in warm climates*. MacMillan: 332 p. [333-03313-2]
- TIXIER Jacques, INIZAN Marie-Louise, ROCHE Hélène, DAUVOIS Michel (1980). *Préhistoire de la pierre taillée - 1 terminologie et technologie*. Cercle de Recherches et d'Etudes Préhistoriques : 120 p.
- TODISCO Dominique, RODET Joël, NEHME Carole, MARTIN Fabiana, BORRERO Luis A. (2016). Les cavités du Cerro Benitez (Patagonie, Chili), hypothèses génétiques glacio-karstiques. *Karstologia*, 67 : p. 31-42 [0751-7688]
- TRICART Jean (1956). O karst das vizinhanças setentrionais de Belo Horizonte (Minas Gerais). *Revista Brasileira de Geografia*, 18 (4): 451-470.
- TROMBE Félix (1952). *Traité de spéléologie*. Paris, Payot : 376 p.
- TRUDGILL Stephen (1985). *Limestone geomorphology*. Geomorphology texts n° 8, Longman, London & New York: 196 p. [978-06582-30011-8]
- TWIDALE Charles Rowland & VIDAL ROMANI Juan Ramon (2005). *Landforms and geology of granite terrains*. A.A. Balkema Publishers: 352 p. [978-04-1536-435-5]
- VALOIS Rémi, BERMEJO Lucia, GUERIN Roger, HINGUANT Stéphan, PIGEAUD Romain, RODET Joël (2010). Karstic morphologies identified with geophysics around Saulges caves (Mayenne, France). *Archaeological Prospection*, 17 : p. 151-160. DOI: 10.1002/arp.385 [1099-0763]
- VAN BEYNEN Philip E. –ed. (2011). *Karst management*. Springer: 489 p. [978-94-007-1206-5]
- VASCONCELOS Alessandra Mendes Carvalho (2014). *O criptocarste como interface entre o solo e o substrato rochoso: comparação entre os ambientes siliciclástico et o carbonático na região entre Rodeador e Diamantina – MG*. Thèse de doctorat, IGC/UFMG, Belo Horizonte: 152 p.
- VASCONCELOS Alessandra Mendes Carvalho, MENEZES Jéssica Rodrigues de, AUGUSTIN Cristina Helena Rocha, RODET Joël, ROCHA Mikaelly Gonçalves, COSTA Paulo Victor Simões, AGUILAR Marcelo

- Ferraz de, LOPES Caio Cesar Souza, LEÃO Bruna Verônica Rodrigues (2017). O efeito do contraste litológico nas morfologias cársticas em quartzitos nas regiões de Conselheiro Mata e Curralinho, Minas Gerais. *Geosudeste*, 28-30 outubro 2017, Diamantina (Minas Gerais, Brasil).
- VERESS Márton (2010). *Karst environments – karren formation in high mountains*. Springer: 230 p. [978-90-481-3549-3]
- VERESS Márton (2016). *Covered karsts*. Springer Geology: 536 p. [978-94-017-7516-8]
- VERGARI Anne (1996). *Contraintes paléokarstiques dans l'exploitation du calcaire carbonifère sur le bord nord du Synclorium de Namur en Hainaut occidental*. Thèse de doctorat, Faculté Polytechnique de Mons : 276 p.
- VERGARI Anne (1998). Nouveau regard sur la spéléogenèse : le “pseudo-endokarst” du tournaisis (Hainaut, Belgique). *Karstologia*, 31 : p. 12-18 [0751-7628]
- VIALA Claude (2000). *Dictionnaire de la spéléologie*. Spelunca-Librairie Editions : 264 p. [978-2-900894-12-5]
- VIDAL ROMANI Juan Ramon.& TWIDALE Charles Rowland (1998). *Formas y paisajes graníticos*. Universidade da Coruña (Spain): 411 p. [978-84-89694-58-9]
- VILES Heather & SPENCER Tom (1995). *Coastal problems – geomorphology, ecology and society at the coast*. Edward Arnold: 350 p. [978-0-340-53197-6]
- WAGNER Wolfgang (2011). *Groundwater in the Arab Middle East*. Springer: 443 p. [978-3-642-19350-7]
- WAKEFIELD G. Brian (2001). Echos des profondeurs France : Finistère. *Spelunca*, 83 : p. 2-4. [0242-1771]
- WAKEFIELD G. Brian (2008). Les grottes karstiques de la presqu'île de Plougastel-Daoulas (Finistère). *Spelunca*, 111: p. 31-36. [0242-1771]
- WHITE William Blaine (1988). *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. Oxford University Press: 464 p. [0-19-504444-4]
- WHITE William Blaine & CULVER David C. -eds. (2012). *Encyclopedia of caves*. Academic Press – Elsevier, London, 2nd edition: 945 p. [978-0-123-83832-2]
- WIKIPEDIA (2018). *Liste des plus longues cavités naturelles du monde et liste des plus profondes cavités naturelles*. Site acessado em 09/04/2018.
- WILLEMS Luc (2000). *Phénomènes karstiques en roches silicatées non carbonatées. Cas des grès, des micaschistes, des gneiss et des granites en Afrique sahélienne et équatoriale*. Thèse de doctorat, Géographie, Université de Liège: 259 p.
- WILLEMS Luc, RODET Joël (2018). *Karst and underground landscapes in the Cretaceous chalk and calcarenite of the Belgium-Dutch Border-the Montagne Saint Pierre*. Landscapes and landforms of Belgium and Luxembourg, A. Demoulin (ed.), Springer, chapitre 11 : p. 177-192 [978-3-319-58239-9] DOI 10.1007/978-3-319-58239-9
- WILLEMS Luc, RODET Joël, EK Camille, DUSAR Michiel, LAGROU David, FOURNIER Matthieu, LAIGNEL Benoît, POUCKET André (2007). Karsts des craies et calcarénites de la Montagne Saint-Pierre (Basse Meuse liégeoise). *Bulletin des Chercheurs de la Wallonie*, 46 : p. 171-186 [0776-0086].
- WIRTHMANN Alfred (1987). *Geomorphology of the tropics*. Springer: 314 p. [978-3-540-63583-3]
- WOLOSAN David & GRUNEWALD Olivier (2006). *Tsingy, forêt de pierre – Madagascar*. Editions Altus, 192 p. [978-2-9526011-0-8]
- YOUNG Robert W., WRAY Robert A.L., YOUNG Ann R.M. (2009). *Sandstone landforms*. Cambridge University Press: 304 p. [978-0-521-87733-6]
- YUAN Daixian & LIU Zaihua -eds. (1998). *Global karst correlation*. Science Press (Beijing) & VSP (Utrecht): 324 p. [7-03-006837-8]
- ZOGBI Leda & CALUX Allan –eds. (2017). *Luzes na escuridão*. Estalactite Editora, São Paulo: 298 p. [978-85-93888-00-7]
- ZUPAN HAJNA Nadja (2003). *Incomplete solution: weathering of cave walls and the production, transport and deposition of carbonate fines*. Carsologica, ZRC SAZU, Postojna – Ljubljana : 167 p. [978-961-6358-85-9]





A Leitura do Carste

No decorrer de sua rica jornada, Joël Rodet preservou o que há de mais simples e valioso: a percepção ambiental, a leitura do carste da forma que ele se apresenta a todos nós, sem necessidade de devaneios tecnológicos. Toda sua vida dedicada ao carste conflui nesta obra, como troncos de galerias subterrâneas que se abrem à leitura. Joël nos ensina que a melhor ferramenta está dentro de nós; que a ciência do carste se inicia em campo; que as ideias se apresentam para quem está preparado para recebê-las. Deixemos que Joel seja nosso guia nesta leitura do carste. E que seu legado de amor ao carste e às cavernas brasileiras continue a nos servir de inspiração.

Augusto Auler