

I.3. ENQUADRAMENTO

José António CRISPIM*

1 - GEOLOGIA, GEOMORFOLOGIA E ESPELEOGENESE DA GRUTA**

1.1 Enquadramento geológico

Litostratigrafia

As formações geológicas que constituem a Serra de Monfurado e relevos adjacentes pertencem, do ponto de vista paleogeográfico, à Zona de Ossa-Morena, zona interna do orógeno hercínico (Lotze 1945, *in* Ribeiro *et al.* 1979). A oeste, todavia, afloram ainda terrenos habitualmente incluídos na Zona Sul Portuguesa (zona externa daquele orógeno) e formações pertencentes à Bacia do Baixo Tejo-Sado. Assim, estão presentes rochas com idades compreendidas entre o Precâmbrico Superior e o Pliocénico.

Segundo Carvalhosa (1989), a base da sequência litostratigráfica é constituída por migmatitos e ortognaisses graníticos (gnaisses de Alcãçovas e Safira, ou "série gnaisso-migmatítica" de Teixeira e Gonçalves, 1980), aos quais se sobrepõe um complexo monometamórfico com litologias variadas (xistos, grauvaques, metaliditos, calcários cristalinos, metavulcanitos, etc.) designado por "Série Negra" (Vegas 1968, *in* Teixeira 1981).

A "Formação de Escoural" (Carvalhosa 1989), constituída por micaxistos, paragnaisses, metaliditos, leptinitos e anfibolitos está incluída na "Série Negra" e Silva *et al.* (1988) consideram como níveis inferiores desta série um conjunto de metavulcanitos e ainda (base) os anfibolitos que formam a faixa que aflora na Serra do Conde. Todavia, para Carvalhosa (1989) estes anfibolitos fazem parte da "Formação de Carvalhal", sendo, assim, ordovícico-silúricos.

A "Série Negra" sobrepõe-se a "Formação de Monfurado", considerada do Câmbrio Inferior (Carvalhosa 1989), constituída por gnaisses e leptinitos anfibólicos, anfibolitos, micaxistos e calcários cristalinos e rochas calcossilicatadas associadas. Estas rochas carbonatadas afloram ao longo de duas faixas, uma a sudoeste e outra a nordeste. Segundo Silva *et al.* (1988), a faixa sudoeste ("calcários

* Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.

** Agradecemos ao Instituto Geológico e Mineiro e ao Doutor António de Barros e Carvalhosa a possibilidade de consulta do relatório e minutas de campo da cartografia geológica da região, na escala 1:25 000, e as opiniões acerca da estrutura da Serra de Monfurado. Agradecemos, igualmente, ao Prof Doutor José Brandão da Silva, do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, o facto de nos ter facultado o relatório inédito do seu trabalho na região. Para Blanka Sperner e Kenneth Hardcastle vão também os nossos agradecimentos pela possibilidade de utilização dos seus programas de computador.

impuros") é, estratigraficamente, inferior à faixa nordeste ("calcários superiores"), enquanto que para Carvalhosa (1989) elas constituem os flancos de uma estrutura em sinclinal cujo fecho periclinal foi possível cartografar junto à Mina da Nogueirinha, terminação sudeste da estrutura. Para este autor, a diferença litológica entre o alinhamento sudoeste, onde afloram calcários cristalinos mineralizados, que constituem a faixa mineralizada das minas de Monges-Nogueirinha (Oliveira 1943; Silva 1948), e o alinhamento nordeste, constituído por calcários cristalinos bandados, geralmente brancos (pedreiras de mármore) é devida a variações laterais das facies das rochas originais (calcários dolomíticos siliciosos) e variação do grau de metamorfismo.

Ainda segundo Carvalhosa (1989) à "Formação de Monfurado" seguem-se a "Formação de Carvalhal" (Ordovícico-Silúrico), constituída por anfíbolitos e micaxistos, a "Formação de Silveiras" (Silúrico?), constituída por filitos e metavulcanitos, e a "Formação de Cabrela" e "Formação da Pedreira de Engenharia" (Carbónico-Devónico), constituídas por xistos, grauvaques, vulcanitos e calcários.

Os terrenos do orógeno hercínico situados mais a oeste foram incluídos (Teixeira 1972) na "Formação do Pulo do Lobo" (formação azóica de idade indeterminada, constituída por xistos e grauvaques), embora com critérios pouco seguros (Teixeira 1981).

Os principais afloramentos de terrenos cenozóicos situam-se também bastante a oeste da Serra de Monfurado. São, geralmente, de facies continental (rochas detríticas de matriz argilosa, por vezes com intercalações carbonatadas) e estão, na sua maior parte, relacionados com a Bacia do Baixo Tejo-Sado. Segundo Teixeira (1972), é possível distinguir formações de idade Paleogénico-Miocénico, Miocénico Pliocénico e Pliocénico.

Tectónica

Como se disse atrás, grande parte dos terrenos desta região incluem-se na Zona de Ossa-Morena, zona interna do orógeno hercínico. São conhecidas duas fases de dobramento (Carvalhosa 1977; Ribeiro *et al.* 1979) que originaram dobras isoclinais com plano axial com direcção NW-SE e vergência para sudoeste (1ª Fase, de idade Devónico-Carbónico Inferior), a que se associa xistosidade de fluxo S1 bastante penetrativa (Rito *et al.* 1988) e dobras com plano axial subvertical, direcção WNW-ESE (2ª Fase, de idade Vestefaliano) e clivagem de fracture S2.

À escala local, a primeira fase é segundo Silva *et al.* (1988), representada por dobra deitada constituída por terrenos precâmbrios que evoluiu para manto de carreamento sobre a formação do Câmbrio Inferior ("Formação de Monfurado"), autóctone (Fig. 2B).

A segunda fase hercínica seria responsável pelo redobramento em sinforma da estrutura deitada (Silva *et al.* 1988).

A cartografia efectuada por Carvalhosa (1989) mostra a existência de acidentes frágeis, provavelmente relacionados com a fracturação tardi-hercínica,

que rejeitam as estruturas, geralmente em desligamentos esquerdos com direcções entre NNE-SSW e ENE-WSW.

1.2. Enquadramento geomorfológico

A Serra de Monfurado constitui um conjunto de relevos de direcção dominante NW-SE, elevados acima de uma superfície de erosão principal. Esse conjunto de relevos, cujas altitudes máximas ultrapassam os 400 metros (Monfurado: 424 m; S. Sebastião: 441 m; Carvalhal: 422 m; Serra do Conde: 431 m), apresenta uma fachada nítida e rectilínea virada a sudoeste, com direcção paralela á direcção dominante e outra fachada virada a sudeste, embora apresentando vários regolfos e tornando-se menos nítida para nordeste. Para noroeste a diferença de relevo vai-se atenuando progressivamente em direcção á Bacia do Baixo Tejo.

As direcções dos dois rebordos correspondem, a primeira à direcção das principais estruturas dobradas, embora sublinhadas por falhas, e a segunda à direcção de falhas subparalelas ao grande acidente da Messejana (direcções em torno de NE-SW). Esta direcção aparece identificada por falhas nos esboços cartográficos de Carvalhosa (1983 - 85, Fig. 1) e Sanchez Carretero *et al.* (1990, Fig. 1), por lineamentos na cartografia neotectónica (Cabral 1993) e por vários troços de ribeira rectilíneos (Fig. 1).

As descontinuidades nas fachadas são devidas ao entalhe das linhas de água correndo em vales de fractura (fachada sudoeste, sobretudo) ou em vales estabelecidos em zonas de rochas mais brandas. À perda de individualidade dos relevos em direcção da Bacia do Baixo Tejo pode estar ligada, não só a existência de falhas paralelas aos bordos desta bacia, mas também o basculamento longitudinal das estruturas hercínicas como parece ser denunciado pelo fecho periclinal do Câmbrico Inferior na área da Mina da Nogueirinha (a sudeste de Santiago do Escoural) e o afloramento de terrenos devónicos na região de Vendas Novas.

No sopé daqueles relevos estende-se a extensa peneplanície do sul de Portugal que, nesta área, ganha maior expressão na região de Évora (planície de Évora), onde apresenta altitudes entre os 230 e 260 metros (Fig. 1) e está progressivamente rebaixada para sul. Para norte e nordeste daquela cidade eleva-se até aos 280 metros, diminuindo o vigor do rebordo que a separa dos relevos que prolongam a Serra de Monfurado para nordeste.

Na região a norte e nordeste de Montemor-o-Novo alguns retalhos conservados da peneplanície mostram a existência de níveis situados aos 300 - 270 metros, separados por um rebordo de erosão pouco nítido de outros mais baixos e inclinados em direcção ao Tejo, onde atingem os 180 metros.

A sudoeste de Santiago do Escoural a superfície apresenta-se bastante perfeita, nomeadamente até ao alinhamento de relevos da Serra Alta (263 metros). As altitudes variam entre os 250 metros, junto á base da vertente da Serra de Monfurado, até aos 220 metros, no sopé da Serra Alta, ou 200 metros, já perto da Ribeira de S. Cristóvão.

Para oeste da Serra Alta as altitudes diminuíram acentuadamente, passando dos 180 metros (terrenos paleozóicos) aos 140-90 metros (terrenos da Bacia do Sado).

Verifica-se, assim, que a Serra de Monfurado (*s.l.*) constitui um núcleo orogénico em volta do qual se desenvolveram aplanagens cujas altitudes diminuem progressivamente à medida que a distância aumenta. Este núcleo de relevos constitui a divisória de três importantes bacias hidrográficas. À bacia do Tejo pertencem as ribeiras de Almansor, Lavre, S. Pedro e Divor; à bacia do Sado as de S. Martinho, S. Cristóvão, Alcáçovas e o Rio Xarrama; à do Guadiana a Ribeira da Azambuja e o Rio Degebe. Todas elas contribuíram, em maior ou menor escala, para a dissecação da peneplanície. Algumas desenvolveram vales transversais à estrutura, predominantemente vales de fractura a favor dos acidentes de direcção NE-SW, como é visível sobretudo nos afluentes do Sado, e outras exploraram faixas de rochas brandas, o que é mais notório nos afluentes do Guadiana e do Tejo.

Em contraponto, as principais elevações correspondem a relevos de dureza, constituídos por alinhamentos de cristas quartzíticas das formações precâmblicas e calcários cristalinos do Câmbrico, como se pode observar no perfil da Fig. 2B. Segundo Carvalhosa *et al.* (1969), alguns dos cumes mais elevados da Serra de Monfurado, como S. Sebastião (441 metros) e Bandeiras (415 metros), são constituídos por gnaisses. Apesar destas litologias se comportarem, de modo geral, como rocha branda, além destes relevos elas formam também alguns relevos residuais de posição. Carvalhosa *et al.* (1969) também fazem notar que os afloramentos de corneanas correspondem a faixas deprimidas apesar de, em geral, serem rochas mais resistentes à erosão. Os afloramentos de rochas eruptivas correspondem, geralmente, a áreas rebaixadas, de que são exemplos mais notáveis os entalhes provocados pela Ribeira de Almansor nos quartzodioritos do Maciço de Évora e pela Ribeira das Alcáçovas nos pórfiros quartzíferos do Maciço de Beja.

Na cartografia actualmente disponível, os depósitos correlativos da elaboração do relevo nesta região não aparecem pormenorizadamente delimitados nem descritos. Breves referências relativas à região sudeste (Carvalhosa *et al.* 1969) indicam a existência de algumas manchas de depósitos constituídos por cascalheiras residuais com elementos sub-rolados a subangulosos de quartzo filoneano e quartzitos. Quanto à sua situação, encontram-se no sopé de algumas vertentes ou em retalhos de interflúvios aplanados, reconstituindo superfícies bem conservadas, correspondendo, respectivamente, às "rañas" de sopé e às "rañas" de planície de Ribeiro e Feio (1950). Azevedo e Figueiras (1983-85) identificaram afloramentos deste tipo, que também classificaram como "rañas", na rampa do sopé sudoeste da Serra de Monfurado, constituídos por calhaus angulosos de quartzo negros ou vermelho-acastanhado escuros, embalados em matriz areno-argilosa vermelha, assentes directamente sobre as rochas paleozóicas. Na Bacia do Sado estes depósitos situam-se sobre depósitos fluviais de idade Pliocénico Médio a Superior que, por sua vez, estão sobrejacentes a formações do Miocénico Superior (Pimentel 1989; Antunes *et al.* 1986).

Perto da Ribeira de Lavre, na região a norte de Montemor-o-Novo (Bacia do Tejo) é possível identificar sequência idêntica, segundo Birot e Feio (1948) :

- a) Calhaus de quartzo filoneano heterométricos e subangulosos envoltos em matriz argilosa avermelhada, sem estratificação ("rañas"), posteriores ao Pliocénico;
- b) Arcoses, do Pliocénico Inferior ou Miocénico;
- c) Formação carbonatada com elementos detríticos (Miocénico?).

1.3. Evolução cenozóica do relevo

No Cretácico Superior tem início uma fase de evolução tectónica do território nacional relacionada com a orogenia alpina, em que a crosta sofre sucessivos esforços de compressão, resultantes da convergência das placas euroasiática e africana. Nesta fase, em que tem lugar o rejogo dos acidentes tardihercínicos, as superfícies de aplanagem resultantes do arrasamento mesozóico dos relevos criados durante a orogenia hercínica são fragmentadas, deslocadas e empoladas, sucedendo-se vários episódios de erosão, com maior ou menor extensão. Assim, a peneplanície do sul de Portugal, é considerada uma superfície poligénica (Birot e Feio, 1948) e além dos relevos de dureza nela existentes, outros, de natureza fundamentalmente tectónica, são identificáveis.

Os três conjuntos de depósitos atrás referidos são a base da interpretação da evolução cenozóica da peneplanície. Em particular, as "rañas" têm um papel muito importante no estudo da transição Pliocénico-Quaternário, sendo muitas vezes controverses as opiniões dos vários autores. Numa síntese recente efectuada por Cabral (1993), as "rañas" são consideradas anteriores ao encaixe da rede de drenagem, tendo este ocorrido ao longo do Quaternário e, provavelmente, logo desde o Pliocénico terminal. É, em geral, aceite que as "rañas" estão associadas a um clima subárido e a actividade tectónica importante.

Embora a erosão diferencial tenha desempenhado um papel importante na definição do relevo da Serra de Monfurado, não se deve excluir a hipótese, já atrás abordada, de os desnivelamentos tectónicos terem, em algum período do Cenozóico, contribuído para a sua génese, como insinuam Birot e Feio (1948) e admitem Carvalhosa *et al.* (1969). Todavia, o facto de a cartografia geológica estar ainda incompleta e serem escassos os trabalhos de campo de geomorfologia não permite avançar muito neste sentido.

De qualquer modo, na região a sudoeste da Serra de Monfurado, Azevedo e Figueiras (1983-85) identificaram alguns traços da génese geomorfológica recente, em que a utilidade das "rañas" e o papel dos esforços tectónicos pode ser evidenciado. Para estes autores, um derrame contínuo de "rañas" teria existido desde o sopé da Serra de Monfurado até ao meridiano de Santa Susana. A sua continuidade e, bem assim, a da superfície correspondente (glacis ainda bem conservado a leste) teria sido quebrada pelo rejogo do acidente da vertente leste da Serra Alta durante o Quaternário, resultando a elevação desta crista e o basculamento e subsidência relativa da superfície a oeste dela. Também se pode admitir que o entalhe das linhas de água ao longo dos acidentes NE-SW que cortam transversalmente a Serra de Monfurado, nomeadamente um subafluente

da Ribeira das Alcáçovas que passa alguns metros a sul da Gruta do Escoural, esteja relacionado com o rejogo destes, que seria, assim de idade Pliocénico Inferior a Quaternário.

1.4. Génese e evolução da rede cárstica

Morfologia

No seu conjunto, as várias galerias da Gruta do Escoural formam uma rede tridimensional desenvolvida ao longo da faixa de calcários cristalinos brancos do Câmbrio Inferior do flanco nordeste da estrutura de Monfurado. O desenvolvimento é essencialmente horizontal sendo, todavia, possível identificar três níveis de carsificação separados de 2 a 5 metros entre si, desde os 350 metros até aos 365 metros de altitude, sendo o intermédio o mais importante.

A extensão máxima desta rede labiríntica é de 70 metros, desenvolvidos na direcção NW-SE, coincidente com a direcção das camadas de calcário. O somatório dos comprimentos dos vários troços de galerias aproxima-se dos 350 metros e a largura destas varia entre 0.5 e 2 metros, enquanto a altura pode atingir os 3 metros. Em alguns pontos de coalescência de galerias os espaços são mais amplos, constituindo-se salas, das quais a maior se situa junto à entrada principal e tem cerca de 6 metros de largura, 10 metros de comprimento e 5 metros de altura.

As secções das galerias apresentam quatro tipos principais: a chaminé-poço, resultante da dissolução ao longo de fracturas subverticais com direcções predominantes à volta de NNE; a galeria baixa, cuja génese está provavelmente relacionada com dissolução em fracturas subperpendiculares às camadas (com eventual rejogo em falha inversa) e não apresenta direcção definida mas em geral é NW-SE; galeria elíptica, com eixo maior muito alongado e de inclinação forte, formada ao longo dos planos separadores de camadas (superfícies S0) e que apresentam direcções próximas de NW-SE; galeria de secção multilobada, resultante do concurso dos três factores elementares anteriores (Fig. 3).

Sedimentos subterrâneos

O estudo actual da gruta, onde já ocorreram diversas campanhas de escavação arqueológica, não é o mais favorável à identificação da distribuição dos sedimentos na gruta e do papel e sentido das circulações posteriores à fase freática.

Os trabalhos arqueológicos identificaram, no nível inferior, de baixo para cima:

- 1) depósitos de argilas vermelhas;
- 2) siltes castanho claro, com vestígios arqueológicos, do Plistocénico;
- 3) chão estalagmítico;
- 4) sedimentos móveis (Neolítico).

No talude da vala de escavação na Sala 1 (Sondagem 1) é possível observar a seguinte sequência, de baixo para cima:

- 1) blocos encimados por sedimentos detríticos heterométricos em matriz silto-argilosa (> 1.2 m);
- 2) manto estalagmítico (0.2 m);
- 3) sedimentos idênticos a 1 (0.5 m);
- 4) manto estalagmítico (0.2 m).

O manto estalagmítico 4) é de idade post-Neolítico Médio (Santos 1972) e o manto 2 poderá ser contemporâneo de outros datados de 15000-19000 BP (Araújo, com. pess.). Noutra local, também perto da entrada noroeste, os sedimentos intercalados entre (os) dois mantos estalagmíticos incluem alguns blocos.

Dado o tipo de matriz que envolve os blocos e a insignificância dos processos clásticos na evolução das galerias, eles provêm, certamente, da superfície, o que permite concluir que as chaminés situadas nas proximidades desta sala foram truncadas pela erosão da vertente, se excluirmos o seu transporte pelo Homem.

Em fendas carsificadas postas a descoberto pelos desmontes a sul da gruta é possível observar brechas bem consolidadas e sedimentos detríticos envolvidos por argila concrecionada e concreções carbonatadas de texture porosa. Nesta pedreira também são observáveis cortes nos mantos estalagmíticos, que apresentam alternâncias texturais importantes.

Génese e evolução

Esta rede labiríntica é de tipo reticular, embora com aspecto esponjiforme nalgumas zonas, e formou-se pela circulação freática em regime de confinamento. A morfologia das paredes das galerias permite afirmar que a circulação da água era muito lenta, embora a delineação de um nível (o intermédio) de maior corrosão permita admitir a existência, pelo menos temporária, de uma superfície livre. A intensificação da corrosão neste nível pode ser explicada por factores estruturais (maior desenvolvimento nesta zona das fracturas perpendiculares as camadas), hidrológicos (represamento, devido a contactos impermeáveis estabelecidos ao longo de desligamentos, e circulação epifreática) e hidroquímicos (corrosão por mistura ao longo da superfície de contacto das águas das escorrências directas com as águas freáticas).

A área de recarga do aquífero cársico apresenta apenas cerca de 0.5 Km², se considerarmos que a faixa de calcários onde se encontra a gruta está isolada das restantes, ou 1 Km², se houver continuidade entre as várias faixas de rochas carbonatadas do sector sul da Serra de Monfurado e a estrutura corresponder a um sinclinal. Pela actual distribuição de cotas dos pontos mais elevados, e considerando o entalhe dos vales de fractura, transversais à estrutura, é admissível um potencial hidráulico da cerca de 60 metros, suficiente para originar circulação importante. Em zonas de desmonte da pedreira a sul da gruta observam-se algumas cavidades cársicas ao nível do fundo do vale. No contacto dos calcários cristalinos brancos com as rochas impermeáveis do núcleo da estrutura (a sudoeste da pedreira) uma pequena nascente aos 335 metros de altitude, cujo carácter cársico não foi possível confirmar. Cerca de 250 metros a sudoeste é a

altitude aproximada de 320 metros existe outra nascente, mais importante que a anterior mas também de características não identificadas, provavelmente relacionada com a faixa de calcários mineralizados do flanco sudoeste da estrutura.

Assim, na génese desta rede de galerias é necessário considerar vários episódios separados no tempo:

1 - Infiltração difusa através de uma cobertura detrítica permeável, proporcionando águas agressivas e com pequeno teor em materiais em suspensão. Este episódio é essencialmente erosivo (corrosão), dá-se em período biotástico e em condições de baixo relevo.

2 - Modificação das características da cobertura, deposição de materiais silto-argilosos no fundo das galerias e carsificação no tecto. Possível aumento do potencial hidráulico e possível criação de circulação em zonas deprimidas (formação de nascentes em vales maduros). Deposição de crostas ferruginosas nas paredes das galerias.

3 - Levantamento do relevo (levantamento rápido, não permitindo a passagem a regime vadoso franco), simultâneo com o encaixe das linhas de água. Desmantelamento da cobertura detrítica. Rebaixamento do nível freático e esvaziamento das galerias. Infiltração concentrada com alternância de períodos de deposição de materiais detríticos mais grosseiros e períodos de concrecionamento. Pequenas circulações no interior da gruta. Provável criação de um nível de carsificação mais profundo, subactual. Rejogo dos acidentes NNE (compressão NNE: Fig. 5). Abertura (limitada?) da cavidade permitindo a manutenção de um ambiente húmido (que provocou o desmantelamento da película ferruginosa e a corrosão das paredes), a queda de solo e blocos do exterior e a entrada de animais (abundantes marcas de garras nas paredes; incremento da capacidade corrosiva das condensações: guano de morcegos e outros excrementos?).