

MECANISMOS DE ROTURA NO EXTREMO NORTE DA ARRIBA FÓSSIL DA COSTA DE CAPARICA

Failure mechanisms at the northern segment of Costa de Caparica fossil cliff

Pedro C. da Cunha Lamas*

J.A. Rodrigues-Carvalho**

RESUMO – A evolução morfológica do trecho setentrional da arriba fóssil da Costa de Caparica, compreendido entre S. Pedro da Trafaria e a via rápida IC 20, tem-se vindo a notar nas últimas décadas, sendo devida, em grande medida, à crescente interferência das actividades antrópicas nas suas proximidades.

Neste trabalho, após breve caracterização geomorfológica e geotécnica daquele trecho de escarpas, discutem-se alguns mecanismos de rotura a partir de retroanálise baseada nas evidências morfológicas deixadas por dois desmoronamentos, considerados típicos, naquele local.

SYNOPSIS – The morphological evolution of the northern part of the "Costa de Caparica fossil cliff", between S. Pedro de Trafaria and the IC 20 highway, has been quite notorious during the last few decades and it is related mainly to the increase of human activities in the neighboring areas.

The geomorphologic and geotechnical properties of the cliff materials are presented in this paper and the failure mechanisms of two typical rock fall occurrences are discussed, after some back analysis calculations.

1 – INTRODUÇÃO

O Rio Tejo é, na zona da foz, marginado a sul por uma costeira em terrenos miocénicos com mais de 7000 m de extensão e direcção próxima de ENE-WSW. Um pouco a oeste de Trafaria, os afloramentos miocénicos inflectem para SSE, sob a forma de uma arriba muito inclinada, fóssil (Figura 1) a qual, ao fim de 2 km, é interceptada pelo IC 20, a via rápida que liga Almada à Costa de Caparica.

A arriba fóssil da Costa de Caparica dificultou durante muito tempo o acesso às praias ocidentais do Concelho de Almada, facto apenas ultrapassado, a partir dos anos 1930-40, pela construção de acessos rodoviários. Desde então, a arriba tem sofrido crescente influência da ocupação humana. As condições naturais de estabilidade têm sido alteradas por escavações no pé do talude para construção de moradias e de um parque de tanques de combustíveis, bem como por alguma actividade agrícola. Estas escavações tornam o declive geral mais pronunciado, facilitando a instabilização dos terrenos mais meteorizados ou deslocados que cobrem a parte inferior do talude. Por seu lado, algumas habitações e arruamentos também têm sido implantados próximo da crista da arriba, interferindo com as condições de evolução natural.

Abordam-se, neste artigo, alguns aspectos geomorfológicos e geotécnicos relevantes do trecho em referência da arriba fóssil. Apresenta-se, ainda, a retroanálise efectuada para os mecanismos de rotura de dois desmoronamentos importantes ocorridos naquele sector de taludes.

* Professor Auxiliar, Dep. Ciências da Terra / Centro de Estudos Geológicos, Universidade Nova de Lisboa; pcl@fct.unl.pt

** Professor Associado (Agregado) de Geologia de Engenharia, Dep. Ciências da Terra / Centro de Estudos Geológicos, Universidade Nova de Lisboa; rc@mail.fct.unl.pt



Fig. 1 – Localização do trecho setentrional da arriba fóssil da Costa de Caparica.

2 – ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS

O trecho setentrional da arriba inicia-se, a norte, a partir de uma zona urbanizada (S. Pedro de Trafaria) e constitui, na sua maior extensão, uma escarpa de vertente simples e praticamente sem interrupções ao nível da crista. Esta encontra-se cerca de 60-80 m acima da planície litoral que se prolonga até à praia.

Entre S. João de Caparica e o IC 20, o perfil-tipo é caracterizado por apenas dois elementos morfológicos: uma faceta superior vertical seguida, inferiormente, por um segmento ligeiramente curvo cuja concavidade se vai evidenciando para o sopé (Perfil A, Figura 2). Num curto trecho da escarpa sobranceiro ao parque de combustíveis da OTAN (S. João de Caparica), a crista recua em relação ao sopé, desaparecendo a faceta vertical superior. Aí observa-se um perfil de vertente complexo, caracterizado por dois segmentos convexos, um deles conformando a crista (Perfil B, Figura 2). Entre estes dois elementos, esboça-se uma estreita plataforma intermédia. Para a base desenvolve-se um segmento de concavidade pronunciada.

O trecho de escarpas em referência é constituído por alternâncias de estratos essencialmente silto-argilosos com assentadas maioritariamente rochosas, areníticas e calcareníticas, do Miocénico marinho de Lisboa. O seu perfil geral é determinado não só pela litologia (calcários e arenitos mais ou menos compactos sobrejacentes a siltes argilosos e, mais para a base, margas e calcarenitos alternando com siltes e argilas) e pela estrutura (direcção da vertente quase perpendicular à das

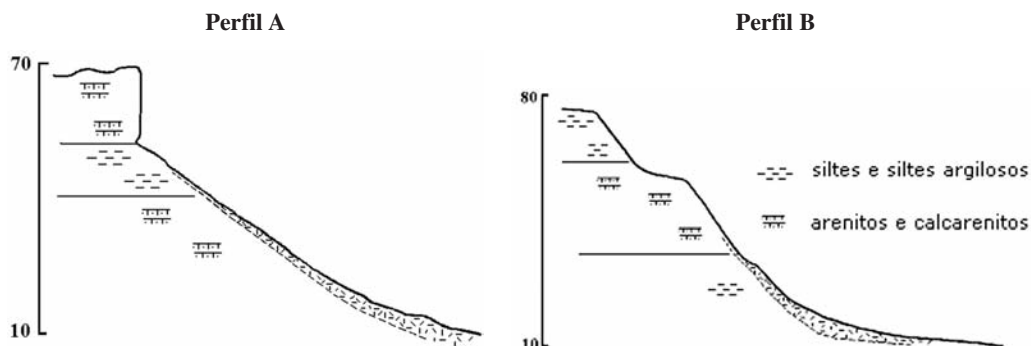


Fig. 2 – Perfis-tipo da arriba, evidenciando o papel das diferentes litologias na sua morfologia. Perfil A: Sto. António de Caparica. Perfil B: S. João de Caparica, parque de tanques de combustível.

camadas, as quais inclinam muito suavemente para SSE) como também pela herança deixada em tempos geológicos recentes pela erosão marinha.

Os frequentes desmoronamentos ocorrentes ao nível das camadas superiores e a consequente acumulação dos materiais deslocados no sopé fazem com que o perfil do talude se vá alargando progressivamente se bem que, na sua parte superior, a partir da qual aqueles fenómenos têm lugar, o mesmo se mantenha vertical. A Figura 3 apresenta a geologia da frente deste trecho da arriba.

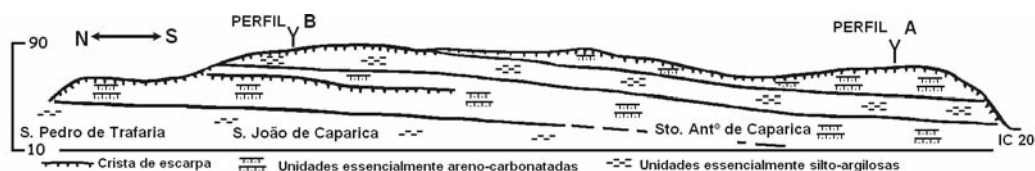


Fig. 3 – Esboço geológico da Arriba Fóssil, entre S. Pedro da Trafaria e o IC 20, distinguindo-se as unidades essencialmente areno-carbonatadas das essencialmente silto-argilosas. Os perfis da Fig. 2 encontram-se localizados.

A faceta vertical que coroa grande parte desta escarpa, oscilando de menos de 2 m a mais de 20 m de altura, é constituída por arenitos relativamente brandos intercalados com horizontes mais resistentes, calcários, e por estratos areno-argilosos pouco compactos. Enquanto aqueles terrenos, mais rijos e relativamente permeáveis, conformam a crista, o que acontece em cerca de quatro quintos do comprimento desta escarpa, o perfil-tipo dos taludes (Perfil A, Figura 2) não sofre alterações apreciáveis.

No pequeno trecho sobranceiro ao parque de combustíveis da OTAN (S. João de Caparica), já os terrenos areníticos e calcários não ocorrem no topo da escarpa, passando este a ser formado pelas camadas essencialmente siltosas a silto-argilosas subjacentes. A crista sofre um recuo sensível e, no lugar de uma faceta vertical, o elemento superior do talude passa a ser um segmento convexo (Perfil B, Figura 2) o qual dá lugar, mais abaixo, a um segmento côncavo que se prolonga numa plataforma estreita, prenúncio de novo segmento convexo. Estes dois últimos elementos estão associados à ocorrência de camadas mais resistentes de calcarenitos às vezes espessos, colocadas em evidência por um recuo mais pronunciado da parte superior, siltosa, do talude.

3 – EVOLUÇÃO DA VERTENTE

Todo este trecho da arriba encontra-se numa fase evolutiva relativamente dinâmica, sofrendo as suas vertentes alterações a uma taxa perceptível à escala humana. O recurso a diferentes técnicas de avaliação do recuo da crista, nomeadamente pelo método de medições utilizado por Marques (1997), por análise de estereopares de fotografias aéreas obtidas em diferentes datas, e por outras, efectuadas no campo, permitiu determinar uma taxa média de recuo de $1,9 \text{ cm.ano}^{-1}$, para um intervalo de 51 anos, entre 1947 e 1998 (Lamas, 1998). Tais medições interessaram unicamente o trecho da arriba com crista areno-carbonatada, num total de 1468 m de extensão. Posteriormente, em medições de campo executadas em Maio de 2003, obtiveram-se taxas de recuo superiores, da ordem de $4,5$ a 6 cm.ano^{-1} . Diga-se, contudo, que estas últimas referem-se apenas a dois ou três trechos de escarpa com apenas algumas dezenas de metros de comprimento e reportam-se a um mero quinquénio (1998-2003).

Existem alguns indícios que levam a supor que o recuo geral da arriba, materializado em grande parte por ocorrências de movimentos de terrenos, parece ter sofrido forte incremento nos últimos 50 anos devido, em parte, à crescente interferência das diferentes actividades antrópicas nas imediações da escarpa. Por seu lado, as condições geológicas e morfológicas da arriba são responsáveis por diferentes tipos de mecanismos de rotura.

O trecho da arriba fóssil em referência inicia-se em S. Pedro de Trafaria por um talude com 18 m de altura, declives entre 30° e 32° e natureza essencialmente siltosa ou silto-argilosa, contendo algumas intercalações carbonatadas, ricas em fósseis. A zona circundante encontra-se densamente urbanizada com arruamentos e moradias. No Inverno de 1995/96, aquele talude foi afectado por um escorregamento relativamente profundo que atingiu uma moradia construída a pouca distância do sopé, ao mesmo tempo que se verificava uma rápida progressão remontante da sua escarpa superior, pondo em risco habitações situadas a poucos metros da crista. Muito recentemente, em Janeiro de 2004 e a poucos metros de distância, um pequeno escorregamento subsuperficial desencadeado abaixo da crista descalçou parcialmente algumas habitações contíguas ao topo do talude.

Este pequeno trecho inicial da arriba apresenta, pois, todas as condições para evoluir por escorregamentos a partir da crista. Noutros locais da mesma, o mesmo mecanismo só se poderia verificar na zona sobranceira ao parque de armazenamento de combustíveis, localizado algumas centenas de metros mais a sul, em S. João de Caparica, onde o talude é muito mais alto, de perfil mais complexo, sendo a zona da crista também constituída por camadas essencialmente siltosas a silto-argilosas (Figura 2, Perfil B). Aí, não existem evidências de escorregamentos afectando os terrenos, nem no campo nem nos levantamentos aerofotográficos analisados. Neste caso, a evolução parece ser comandada por erosão directa das águas da chuva e quedas de pequenos volumes de material mais meteorizado. Observaram-se, ainda, algumas acumulações muito recentes de blocos de siltes margosos, às vezes fossilíferos, envolvidos numa matriz silto-argilosa, formando compridas línguas de terrenos soltos, deslocados no decorrer de inverniais recentes por um mecanismo de fluxo de terras.

Entre os dois trechos atrás referidos, ocorre um talude de crista rochosa, formada por alternâncias de camadas areníticas e areno-calcárias que evolui tanto por quedas de blocos esporádicas a partir de camadas individuais em consola como por tombamentos e quedas de amplos “painéis” destacados do maciço por abertura de fendas de tracção. Por esta razão, este segmento de arriba mais rijo e subvertical para o topo e mais brande e de menor declive para a base (Figura 2, Perfil A) foi analisado em conjunto com outro trecho de crista calcarenítica, que se desenvolve na zona de Sto. António de Caparica, entre a zona sobranceira ao parque de armazenamento de combustíveis e o IC 20.

A evolução morfológica deste último segmento é actualmente comandada por movimentos de terrenos com origem na zona do topo, escarpada. À medida que a cornija superior recua, a zona subjacente, silto-argilosa e menos abrupta, vai-se alargando e, em consequência, o seu declive sofre diminuição gradual. Detectaram-se diversas ocorrências destes movimentos de terrenos na zona sobranceira a Sto. António de Caparica, sendo as mais recentes datadas de 1988, 1989, 1997 (duas ocorrências) e 1998. Mais próximo do sopé, coberto por depósitos de vertente, verificam-se algumas evidências de escorregamentos superficiais e de torrentes de lamas.

4 – CARACTERIZAÇÃO GEOTÉCNICA

A fim de compreender as condições de rotura dos principais movimentos de terrenos ocorrentes nos trechos de perfil tipo A (Figura 2), foram realizadas colheitas de amostras indeformadas de solos (siltes e siltes argilosos) e de rochas (calcarenitos e arenitos) em dois locais onde aqueles tiveram lugar. Tais amostras foram sujeitas a ensaios de identificação e de caracterização física e mecânica em laboratório.

As amostras de solo, num total de oito, foram retiradas do topo da formação silto-argilosa, próximo da fronteira com as unidades que conformam a cornija areno-carbonatada superior da arriba.

No Quadro 1 apresentam-se os resultados das determinações semi-quantitativas da mineralogia global em duas daquelas amostras, tendo-se verificado que as mesmas são constituídas quase totalmente por filossilicatos seguindo-se, com teores muito mais modestos, quartzo e feldspato.

Quadro 1 – Resultado de determinação semi-quantitativa da mineralogia global sobre duas amostras de solo (Lamas, 1998).

Amostra	Filossilicatos (%)	Quartzo (%)	Feldspato (%)	Gesso (%)	Calcite (%)	Dolomite (%)
CC-S5	79	11	4	4	Vestígios	Vestígios
CC-S7	72	17	6	Vestígios	Vestígios	Vestígios

Para seis daquelas amostras, determinaram-se as quantidades relativas de minerais argilosos (Quadro 2). Apenas se pode concluir que, dos três minerais identificados, as ilites e as esmectites são nitidamente predominantes. No mesmo quadro apresentam-se também resultados de ensaios de identificação e caracterização física: limite de liquidez (w_L), índice de plasticidade (IP) e peso volúmico aparente seco (γ_d).

Quadro 2 – Mineralogia da fracção argilosa e ensaios de caracterização dos solos amostrados (Lamas, 1998).

Amostra	Ilite (%)	Esmectite (%)	Caulinite (%)	w_L (%)	IP (%)	γ_d (kN/m ³)
CC-S1	53	25	22	29	10	-
CC-S2	43	31	26	NP	NP	-
CC-S5	-	-	-	41	21	-
CC-S6	-	-	-	38	12	16,8
CC-S7	42	38	20	43	21	-
CC-S10	37	39	24	24	5	16,7
CC-S11	32	49	19	34	12	16,8
CC-S12	38	42	20	38	15	16,5

Obtiveram-se também alguns valores de parâmetros de resistência ao corte, mediante a execução de ensaios de corte directo do tipo consolidado drenado, em provetes talhados de amostras indeformadas.

Quadro 3 – Resultados dos ensaios de corte directo efectuados (Lamas, 1998).

Amostra	parâmetros de pico	parâmetros residuais
CC-S10	$c' = 58,9$ kPa; $\phi' = 33,5^\circ$	$c'_r = 0$; $\phi'_r = 33^\circ$
CC-S11	$c' = 74,0$ kPa; $\phi' = 27^\circ$	$c'_r = 0$; $\phi'_r = 23^\circ$
CC-S12	$c' = 56,9$ kPa; $\phi' = 26^\circ$	$c'_r = 0$; $\phi'_r = 24^\circ$
SAb	$c' = 50,0$ kPa; $\phi' = 33^\circ$	$c'_r = 0$; $\phi'_r = 33^\circ$

Do Quadro 3 verifica-se que, para as amostras CC-S10, 11 e 12, colhidas nos estratos superiores da formação silto-argilosa, tanto os valores de pico do ângulo de atrito como da coesão, se encontram dentro de intervalos restritos, respectivamente de 26° - $33,5^\circ$ e de 57-74 kPa. O Quadro 3 inclui, ainda, os resultados de um ensaio de corte realizado sobre uma amostra da formação areno-carbonatada sobrejacente (SAb). Esta última, representava um material rochoso muito brando e permeável, que constituía parte importante do troço vertical superior de composição areno-carbonatada.

Para o estudo da componente rochosa dos trechos de escarpa sujeitos a movimentos de massa, foram também efectuados alguns ensaios com vista à obtenção de parâmetros resistentes dos materiais que as constituem. A amostragem interessou, essencialmente, calcarenitos e arenitos provenientes das camadas rochosas assentes acima e abaixo dos terrenos silto-argilosos e designadas de CCa, CCb e SAa. As duas primeiras foram obtidas em local próximo do IC 20, frente à Costa de Caparica. Compreendem a amostra CCa, um calcário pouco arenoso de cor amarelo esbranquiçada, que constitui grande parte do segmento superior escarpado da arriba, e a amostra CCb, com origem nas camadas de arenitos margosos aflorantes sob os siltes argilosos. Esta última amostra, de cor verde-acinzentada, apresentava-se mais compacta que a precedente, facto verificado pelos resultados dos ensaios que a seguir se mencionam. A terceira amostra (SAa) proveio de uma zona da arriba umas centenas de metros mais a norte. Trata-se de um calcário pouco arenoso, muito idêntico ao da amostra CCa e, como esta, colhido nas formações sobrejacentes aos siltes argilosos. Do mesmo local, obteve-se mais uma amostra (SAb) de material muito homogêneo, amarelo vivo, que se desfazia rapidamente durante as tentativas para a preparação de provetes. Por tal motivo, não foi possível submetê-lo aos ensaios tanto de compressão uniaxial como de tracção indirecta, tendo sido aproveitado para a execução de ensaio de corte directo. O resultado daquele ensaio, já atrás referido, encontra-se incluído no Quadro 3.

Alguns provetes obtidos das referidas amostras, foram submetidos a ensaios de rotura em compressão uniaxial, após secagem em estufa a cerca de 60°C. Em seguida, outros provetes das mesmas amostras, estes saturados por imersão em água destilada, foram também ensaiados.

Verificou-se que os arenitos carbonatados da formação que assenta sobre os siltes argilosos são, em regra, rochas de muito baixa resistência tendo-se obtido, de cinco provetes secos, valores de tensão de rotura entre 1,9 MPa e 4,6 MPa. Nos provetes sujeitos a imersão, obtiveram-se resistências muito baixas, entre 0,2 e 0,5 MPa (teor em água: 20-23 %). Os calcarenitos margosos da formação subjacente aos mesmos siltes argilosos parecem ser sensivelmente mais resistentes, tendo-se obtido para os mesmos, valores de tensão de rotura rondando 10 MPa, quando secos, e 4,2 MPa (teor em água: 7 %), quando “saturados”.

A fim de caracterizar as mesmas camadas areno-carbonatadas no que respeita à resistência por tracção, foram preparadas algumas dezenas de provetes das mesmas amostras para ensaio de tracção indirecta – “ensaio brasileiro” (σ_t).

A obtenção da resistência à rotura em tracção, tanto de provetes secos como “saturados” (Quadros 5 e 6), seguiu os mesmos procedimentos adoptados para os ensaios de compressão uniaxial. Os pesos volúmicos, seco e “saturado”, foram obtidos pelo método do provete regular.

Quadro 5 – Resultados dos ensaios de rotura em tracção de provetes secos (Lamas, 1998).

Amostra	Número de provetes ensaiados	γ_d médio (kN.m ⁻³)	Teor médio em CaCO ₃ (%)	σ_t (médio) (MPa)	Desvio padrão	σ_t (mínimo - máximo) (MPa)
CCa	13	16,3	51,0	0,60	0,11	0,40 - 0,78
CCb	12	21,2	43,3	2,85	0,90	1,21 - 4,53
SAa	10	15,8	62,0	0,53	0,07	0,41 - 0,63

Quadro 6 – Resultados dos ensaios de rotura em tracção de provetes “saturados” (Lamas, 1998).

Amostra	Número de provetes ensaiados	γ_d médio (kN.m ⁻³)	Teor médio em CaCO ₃ (%)	σ_t (médio) (MPa)	Desvio padrão	σ_t (mínimo - máximo) (MPa)
CCa	12	19,1	53,1	0,20	0,05	0,10 - 0,28
CCb	10	22,6	43,1	2,01	0,59	0,90 - 2,91
SAa	9	18,9	69,0	0,23	0,12	0,09 - 0,43

5 – MECANISMOS DE ROTURA, RETROANÁLISE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

No segmento de Sto. de António de Caparica registaram-se duas importantes ocorrências de desmoronamentos de rocha. Cada uma delas foi objecto de um estudo detalhado (Lamas, 1998), tendo-se determinado as respectivas características geométricas e recolhido amostras representativas que viabilizassem as respectivas retroanálises. Os resultados obtidos apresentam-se seguidamente e tecem-se ainda alguns comentários sobre as hipóteses de mecanismos formuladas.

5.1 – Desmoronamento de Junho/89

No Verão de 1989 ocorreu, próximo do corte da arriba pelo IC 20, a queda de um “painel” calcarenítico com 56 m de comprimento e cerca de 4,7 m de espessura máxima (Figura 4). Foi possível verificar que, pouco tempo após a ocorrência, a zona inferior das camadas areno-calcárias, de cor amarelada, encontrava-se ainda saturada. Medições efectuadas a partir da crista mostraram ter essa zona húmida cerca de 4,5 m a 6 m de possança.

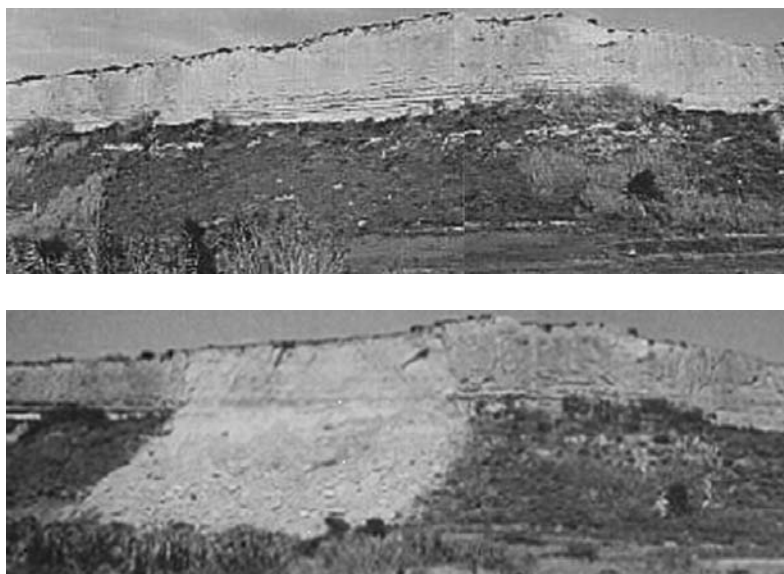


Fig. 4 – Aspecto da arriba antes e depois do desmoronamento de Junho/89.

O “painel” deslocado abrangeu os 20 m de altura do trecho areno-carbonatado superior do talude e deixou no maciço uma frente lisa e vertical. Nas camadas silto-argilosas subjacentes mediuse uma superfície plana e estriada com 12 m de extensão e 55° de inclinação média.

Antes da ocorrência, as formações rochosas encontravam-se em consola sobre os siltes argilosos. O contacto entre os calcarenitos superiores e os siltes subjacentes delimita dois meios diferenciados do ponto de vista hidrogeológico. Os primeiros são muito mais permeáveis que os segundos e, por essa razão, toda a água que brota mais ou menos permanentemente a partir daquele contacto, está associada às camadas da base da formação calcarenítica e é confinada inferiormente pelos siltes.

De três amostras indeformadas de siltes argilosos recolhidas próximo do contacto entre as duas litologias (CC-S10-11-12), obtiveram-se os parâmetros resistentes apresentados no Quadro 3.

A análise do mecanismo que conduziu à rotura do painel rochoso passou por uma cuidada observação de fotografias obtidas logo após a ocorrência e pela realização, no campo, de medições tanto a partir da crista como na zona de fronteira entre as duas litologias dominantes.

O modelo geométrico da Figura 5 foi concebido partindo dos seguintes pressupostos:

1. A “parede” da cornija areno-calcária era perfeitamente vertical e rectilínea, com altura de 20 m. O “painel” instabilizado teria, em média, 4,5 m de espessura.
2. Antes da ocorrência, o painel instabilizado apresentava-se parcialmente em consola tendo esta atingido, no mínimo, os mesmos 3 m que foram medidos nos trechos de escarpa rochosa adjacentes e que não foram afectados. Por essa razão, a secção basal assente sobre os siltes não teria mais de 1,5 m de largura. A vertical do centro de gravidade do painel encontrava-se fora da base de sustentação, o que desencadeou esforços de tracção previamente à rotura do bloco.
3. Pelo menos parte da resistência mobilizada durante a instabilização pode ter tido origem na resistência à rotura por corte dos siltes argilosos subjacentes, o que é admitido com base na observação da superfície plana e estriada, atrás referida, cortando os siltes argilosos imediatamente abaixo do contacto entre estes e os calcarenitos sobrejacentes.
4. No momento da rotura, os 5 m inferiores do painel em consola eram atravessados por um aquífero suspenso. Surge água naquele contacto ao longo do talude, durante todo o ano.

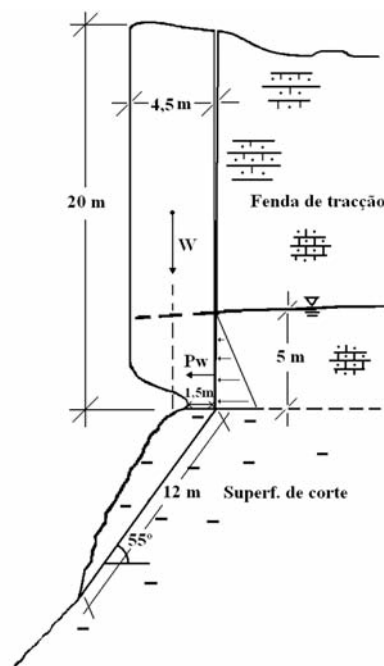


Fig. 5 – Perfil transversal interpretativo do bloco destacado na ocorrência de Junho/89.

Considerando os calcarenitos e arenitos do bloco deslocado com um peso volúmico natural correspondente a um teor em água de cerca de 5 % nos 15 m superiores e saturado (12 % de teor em água) nos 5 m inferiores, o peso total de uma secção de espessura unitária do bloco, com 4,5 m de largura, seria de 1500 kN.

Utilizou-se como referência um modelo de rotura apresentado por Hoek e Bray (1994) que, se bem que mais simples geometricamente e interessando maciços rochosos homogêneos, corresponde a um mecanismo de rotura idêntico (Figura 6).

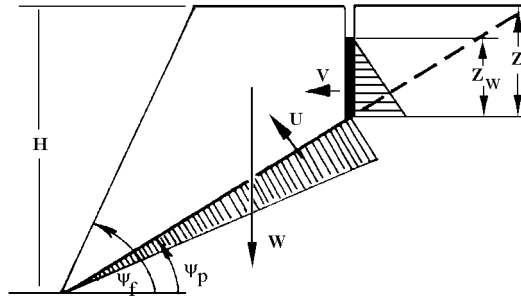


Fig. 6 – Modelo geral de ruptura planar assinalando as forças instabilizadoras (Hoek e Bray, 1994).

Nesse modelo, o coeficiente de segurança é avaliado através da expressão:

$$FS = \frac{c' A + (W \cdot \cos i - U - V \cdot \sin i) \cdot \tan \phi'}{W \cdot \sin i + V \cdot \cos i} \quad (1)$$

onde:

- c' e ϕ' : parâmetros resistentes do terreno que sofre ruptura por corte;
- i : declive do plano de ruptura (ψ_p na Figura 6);
- A : comprimento da superfície de ruptura por corte - $A = (H - Z) \operatorname{cosec} i$, onde H é a altura do trecho de talude instável e Z a altura da fenda de tracção que delimita o bloco;
- W : peso do terreno potencialmente instável;
- V : pressão hidrostática - $V = 1/2 \cdot \gamma_w \cdot Z_w^2$, onde γ_w é o peso volúmico da água e z_w a altura da coluna de água na fenda;
- U : força de impulsão da água actuante a partir do plano de ruptura - $U = 1/2 \cdot \gamma_w \cdot Z_w \cdot (H - Z) \cdot \operatorname{cosec} i$.

Supondo que no momento da ruptura não havia incremento de pressões intersticiais ao longo da superfície de ruptura nem a fenda estava preenchida por água, a expressão (1) é simplificada para:

$$FS = \frac{c' A + (W \cdot \cos i) \cdot \tan \phi'}{W \cdot \sin i} \quad (2)$$

Resolvendo a expressão (2) em ordem à coesão e fixando o ângulo de atrito dos siltes em 30° , valor pouco superior à média dos valores resultantes das três amostras retiradas no local, calculou-se, na situação de equilíbrio limite, o par de valores: $c' = 61,0$ kPa; $\phi' = 30^\circ$, compatíveis com os valores obtidos nos ensaios realizados em laboratório.

Aqueles resultados levam a admitir que a ruptura por corte da zona mais superficial dos terrenos siltosos expostos na face do talude não basta para explicar o início do movimento, uma vez que o mesmo se teria desencadeado imediatamente caso a fenda já atingisse a base do bloco. Considerando, por princípio, a fenda aberta na sua totalidade, o movimento teria forçosamente de ocorrer, não sendo sequer necessário considerar a presença instabilizadora de pressões hidrostáticas. Assim, pode-se concluir que, no momento anterior à ruptura, a fenda não estaria totalmente formada.

Um exemplo geometricamente semelhante, no qual se aplica um modelo de ruptura por tracção em situação de equilíbrio limite, é apresentado por Marques (1997), que descreve o caso de um bloco susceptível de tombar comparando as forças actuantes, instabilizadoras, com as forças resistentes. No caso presente conhecia-se com razoável aproximação a espessura da zona húmida do maciço, bem visível após o desmoronamento, correspondendo assim à altura máxima da coluna de água, bem como a profundidade máxima da subescavação das camadas inferiores da cornija rochosa.

Na condição de equilíbrio limite, o momento motor total (M_M) é numericamente igual ao momento resistente total (M_R) e de sentido contrário. O primeiro é igual à soma do momento devido ao peso do bloco em consola (M_W) com o devido à pressão hidrostática (M_V). Por seu lado, o segundo é igual à soma do momento resultante da resistência à tracção mobilizada ao longo da secção basal (M_b) com o devido à resistência à tracção ao longo do plano da fenda que se forma atrás do bloco (M_f).

Voltando ao perfil apresentado na Figura 5, considerando o eixo de rotação no fundo de uma subescavação com 3 m de profundidade e não entrando em linha de conta com a altura de terreno supostamente saturado, uma vez que se desconhece se a fenda interessava ou não aquela zona inferior do bloco em consola antes da rotura, o momento motor total corresponde, apenas, ao momento devido ao peso do bloco. Assim, vem que:

$$M_W = W.b \quad (3)$$

sendo b o braço do momento

Para o cálculo do momento resistente total considerou-se:

$$M_b = \sigma_t \cdot l_b^2 \cdot t/2 \quad (4)$$

sendo: σ_t a resistência à tracção na base do bloco, l_b a largura da base de apoio do bloco e t a espessura unitária do mesmo.

Por necessidade de resolução destes cálculos introduz-se aqui uma simplificação: a de considerar a resistência à tracção ao longo da fenda, incluída na expressão seguinte, equivalente à mesma resistência na secção basal onde, como se sabe, o bloco calcarenítico assenta sobre terrenos silto-argilosos cuja resistência à tracção é, em princípio, inferior. Contudo, devido à pequena largura da base de apoio, o resultado final será sempre, neste caso, de reduzida expressão, não influenciando grandemente o valor final do momento resistente total.

$$M_f = \sigma_t \cdot h^2 \cdot t/2 \quad (5)$$

sendo: h o comprimento de plano ainda não cortado pela fenda e ao longo do qual a resistência à tracção é mobilizada.

Se h fosse igual a 20 m, isto é, se a fenda se formasse de uma só vez por tracção ao longo de um plano vertical localizado atrás do bloco, o terreno seria caracterizado por uma resistência à tracção média de cerca de 6 kPa, valor inferior em duas ordens de grandeza em relação à média obtida laboratorialmente para estes materiais no estado seco. Considerando a fenda com 16 m, ou seja, que a rotura se dá ao longo de 4 m de maciço, a resistência à tracção necessária passaria a ser de 130 kPa, isto é, na gama de valores mais baixos obtidos em alguns provetes ensaiados no estado “saturado”. Admitindo que a fenda se desenvolve de cima para baixo, a zona ainda não traccionada corresponderia aos estratos areno-carbonatados inferiores, que se encontrariam saturados, como se viu após o movimento e, portanto, com a sua menor resistência à tracção.

Apesar de algumas simplificações necessárias para se avançar com estes cálculos, pode-se concluir que, no momento da ocorrência do movimento, o bloco em consola já se encontraria parcialmente separado do resto do maciço por uma fenda de tracção com cerca de 16-17 m de profundidade. O movimento foi imediatamente precedido pela rotura por tracção dos 3-4 m que restavam para que o bloco pudesse rodar pela base e tombar. O mesmo pode ter acontecido de duas maneiras distintas (Figura 7):

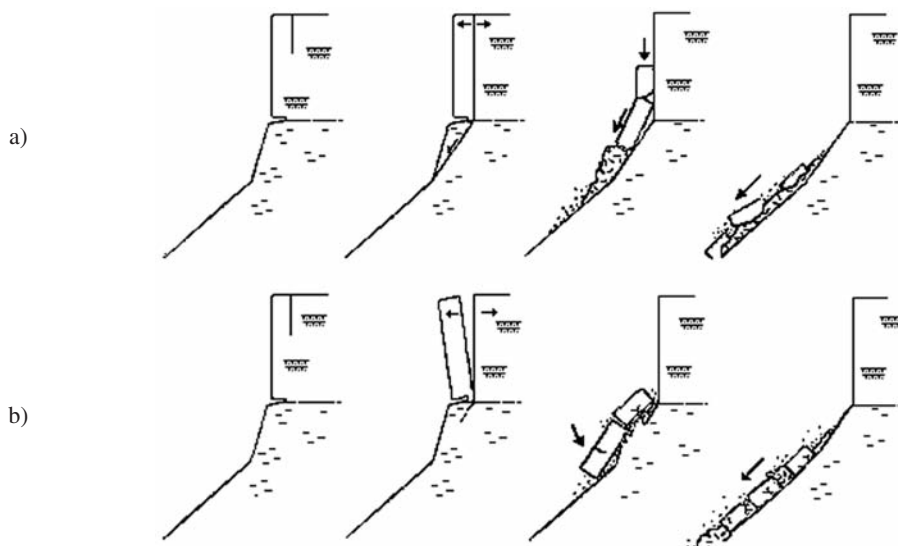


Fig. 7 – Possíveis movimentações do “painel” areno-carbonatado logo após se completar a rotura por tracção.

- a) Estando a fenda totalmente formada, o peso do “painel” destacado actuaria imediatamente nos siltes sobre os quais assentava. A força correspondente a esse peso concentrar-se-ia sobre aqueles terrenos ao longo de uma base, apenas com cerca de 1,5 m de extensão. Essa concentração de tensões compressivas induziria o esmagamento da zona de siltes argilosos adjacentes, ao mesmo tempo que se formaria uma superfície de corte dirigida para fora do talude. Todos estes fenómenos teriam de ser suficientemente rápidos para que o “painel” que, como se verificou, se encontrava desapoado na vertical do centro de gravidade, não tombasse completamente.
- b) Assim que fosse vencida a resistência à tracção da zona ainda não atravessada pela fenda, o painel começaria imediatamente a tombar. A deformação por compressão dos siltes argilosos que contactavam com a base de apoio do painel rochoso seria, porventura, muito mais intensa, mas não chegaria a haver rotura por corte uma vez que o tombamento seria suficientemente rápido. Nestas condições, será de admitir que a superfície plana observada nos siltes para baixo da secção basal da cornija rochosa seja devida a alisamento por fricção do bloco tombado ao deslizar na direcção do sopé da vertente.

5.2 – Desmoronamento de Fevereiro/98

Cerca de 500 m a norte do local da ocorrência descrita em 5.1, a formação areno-carbonatada que constitui a parte superior do talude encontra-se muito reduzida, apresentando uma faceta sub-vertical com apenas 8 m de altura (Figura 8).

Conforme se esquematiza na Figura 9, o destaque do bloco deu-se segundo uma superfície complexa, formada por três planos: dois deles, subverticais, parecem corresponder a duas fendas de tracção bem distintas; o terceiro plano, com uma inclinação de cerca de 62° , une os outros dois.

O bloco instabilizado não se apresentava em consola sobre os siltes argilosos, aspecto que se observa nos trechos de escarpa adjacentes. Tal resulta do mesmo trecho de escarpa já ter sido afectado por recuo anterior, em 1988, com destaque e queda de “painel” areno-calcário, o qual soterrou parcialmente um edifício de habitação (Lamas e Rodrigues-Carvalho, 1994).

O desmoronamento de Fevereiro de 1998 pode ter sido desencadeado por corte do terreno carbonatado compreendido entre as duas fendas de tracção. As forças actuates terão sido o peso próprio da massa separada, eventualmente auxiliada pela pressão hidrostática na extremidade inferior da mesma.



Fig. 8 – Aspecto do trecho superior da escarpa imediatamente após a ocorrência de Fevereiro/98.

A cicatriz exposta após o último movimento apresentava-se, em cerca de 1 m a partir da base, manchada de humidade. Admitindo ser esta a altura da toalha de água suspensa, a mesma corresponderia à do terreno saturado e a fenda aí existente, no caso de se encontrar já aberta, estaria com uma altura de coluna de água equivalente.

A fenda de tracção superior cortava uma camada areno-margosa com cerca de 2,5 m de espessura, caracterizada por um peso volúmico seco médio de $15,8 \text{ kN/m}^3$. O restante maciço era constituído, na sua totalidade até ao topo dos siltes argilosos subjacentes, por um material friável, mais rico em finos e homogéneo, com um peso volúmico seco de cerca de $15,5 \text{ kN/m}^3$. A faceta inclinada deixada exposta após a rotura, intersectava este último material. A partir de algumas amostras provenientes desta zona inferior do trecho escarpado em estudo (SAb) obtiveram-se, sob condições drenadas, os parâmetros resistentes atrás apresentados (Quadro 3).

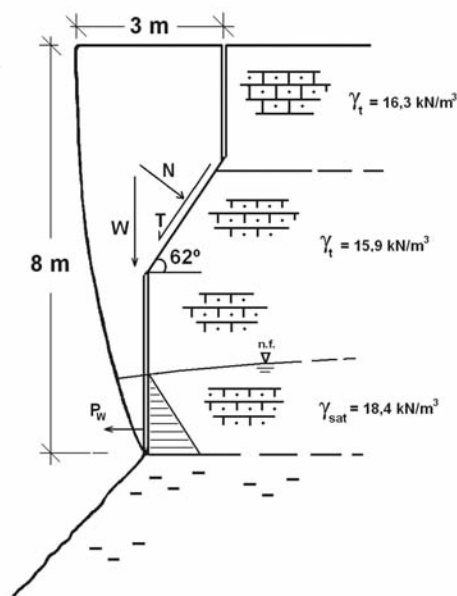


Fig. 9 – Reconstituição do perfil transversal do bloco destacado na ocorrência de Fevereiro/98, mostrando as forças postas em jogo.

Considerando um bloco destacado de espessura unitária e 3 m de largura no topo, o seu peso seria de cerca de 228,2 kN. Para o cálculo admitiu-se um teor em água de 5,0 %, idêntico ao avaliado para a ocorrência descrita em 5.1, nos 7 m superiores, e considerou-se o terreno saturado, no metro inferior.

Na retroanálise do mecanismo de rotura, tomou-se para valor de ângulo de atrito o obtido no ensaio de corte directo efectuado (33°). Considerou-se que não existiria uma força de impulsão da água actuando ao longo da hipotética superfície de corte, uma vez que não se observaram evidências de humidade na mesma, e desprezou-se uma eventual pressão hidrostática na extremidade inferior do bloco. Resolvendo a expressão (2) em ordem à coesão, obtêm-se os seguintes parâmetros resistentes: $c' = 50,7$ kPa; $\phi' = 33^\circ$, o que é perfeitamente admissível, tendo em conta os parâmetros físicos e mecânicos determinados em laboratório.

6 – CONCLUSÕES

Entre S. Pedro da Trafaria e o IC 20 distinguem-se, no trecho setentrional da arriba fóssil da Costa de Caparica, dois tipos de perfis consoante ocorram ao nível da crista camadas areno-carbonatadas, ou camadas silto-argilosas. Em cerca de quatro quintos da sua extensão, o mesmo trecho é caracterizado por um perfil simples, formado por um segmento inferior de declive variável, côncavo e, por cima deste, uma faceta vertical, arenítica a calcarenítica. Neste último caso, a evolução encontra-se na dependência de quedas esporádicas de painéis ou colunas de rocha de dimensões variáveis e, aí, a taxa de recuo ao nível da crista no último meio século foi avaliada em cerca de 2 cm.ano⁻¹, no mínimo. Assim, observa-se um recuo de tipo paralelo na parte superior do talude durante o qual a zona da crista, rochosa, se mantém vertical. Os terrenos subjacentes àquelas camadas rochosas, muito mais brandos e alteráveis devido à predominância de minerais argilosos na sua composição, tendem a acompanhar o mesmo recuo, não possibilitando a acumulação de materiais deslocados, pelo menos nas zonas mais altas. Estes materiais vão-se depositando já próximo do sopé, de onde serão remobilizados pelas águas da chuva, por exurgências a meia encosta ou pela actividade agrícola.

Alguns mecanismos de rotura responsáveis por aquele recuo foram explicados através da retroanálise de dois importantes movimentos ocorridos no segmento de Sto. António de Caparica: um, ocorrido por tombamento de um grande “painel” rochoso em torno de um eixo de rotação localizado no fundo de uma subescavação resultante de erosão interna, logo seguido, eventualmente, por corte das camadas silto-argilosas subjacentes; o outro, desencadeado por corte de uma secção do próprio maciço que constitui a faceta carbonatada superior. Os dois movimentos analisados são característicos da evolução desta escarpa e a sua retroanálise deu resultados compatíveis com os dos ensaios de laboratório efectuados.

7 – REFERÊNCIAS

- Hoek, E. e Bray, J.W. Rock slope engineering. Chapman & Hall (publ. for the Institution of Mining and Metallurgy), London, 3rd ed., 358 p., 1994.
- Lamas, P. C. Os taludes da Margem Sul do Tejo - Evolução geomorfológica e mecanismos de rotura. Dissertação de Doutoramento, Universidade Nova de Lisboa, 378 p., 1998.
- Lamas, P. C. e Rodrigues-Carvalho, J.A. A case of landslide hazard zonation in Almada county. Balkema, Rotterdam, 7th. International IAEG Congress, Lisboa, pp.2239-2243, 1994.
- Marques, F. M. F. As arribas do litoral do Algarve. Dinâmica, processos e mecanismos. Dissertação de Doutoramento, Universidade de Lisboa, 556 p., 1997.