

O RELEVO DA SERRA DE OSSA: UMA INTERPRETAÇÃO TECTÓNICA

1. INTRODUÇÃO

MARIANO FEIO

A serra de Ossa, de orientação geral W.N.W.—E.S.E. e cerca de 26 km de comprimento, interrompe a peneplanície do Alto Alentejo e o maciço de rochas eruptivas e metamórficas que se costuma designar por Évora; o seu nome evoca os tempos longínquos em que os ursos caçavam na serra mas certamente já tinham sido escorraçados da planície. A altitude é modesta, 653 m no ponto mais alto, em contraste com menos de 300 m na planície, mas os declives são muito vigorosos, sobretudo para rochas xistosas. A forma geral lembra um triângulo alongado com um vértice no poente, do outro lado um corpo atravessado por fundas depressões enviesadas. Esta forma complexa não se pode compreender sem um trabalho geológico de pormenor, que permita conhecer bem a estrutura, composta de formações sempre difíceis, como são os xistos paleozóicos e as formações metamórficas. Quero destacar por isso, desde já, o apoio generoso dos dois geólogos a quem se deve o levantamento geológico da região, ainda inédito, F. Gonçalves e A. Carvalhosa, que me confiaram as minutas ao 1:25 000 dos trabalhos de campo, o primeiro no que respeita ao Paleozóico, o segundo às rochas cristalinas e metamórficas. O fundo geológico, às vezes simplificado por nós, que serve de base ao mapa geomorfológico é obra inteiramente sua. Se não fosse este apoio, o presente trabalho só poderia iniciar-se de aqui a alguns anos, quando estivesse publicada a respectiva folha geológica.

A serra de Ossa separa-se do maciço calcário de Estremoz, situado ao norte, por formas tectónicas que são comuns aos dois relevos, essencialmente um *graben* dissimétrico que corre ao longo

da escarpa que limita a serra deste lado e que conheceremos adiante. Seria uma razão para estudar os dois relevos em conjunto, mas mais ao nordeste existem manchas calcárias importantes (Vila Boim e Elvas), a última debruçada sobre a vasta bacia tectónica de Badajoz; preferiu-se, por isso, reunir os maciços calcários e problemas conexos num trabalho à parte, a publicar mais tarde.

2. DOIS GRANDES COMPARTIMENTOS

A leitura de um mapa topográfico de grande escala permite reconhecer uma depressão continuada que atravessa a serra, com direcção N.W. — S.E. A chamada «estrada da serra», do Redondo a Estremoz, aproveita-a, mas a visão é má por causa das plantações de eucaliptos que tudo cobrem. A depressão corresponde a um vale de fractura, seguido por dois cursos de água alinhados que se originam na mesma portela (situada 1 km ao sul do ponto S. Gens) e se voltam costas: a ribeira da Água Santa, que se dirige ao noroeste, e o ribeiro do Convento, que corre exactamente em sentido contrário. O levantamento geológico para a carta ao 1:50000 fixou nas proximidades o contacto entre o Precâmbrico e o Silúrico, com incertezas quanto ao traçado, naturais em formações metamorfiçadas como estas. Note-se que os métodos usados foram puramente geológicos e os trabalhos de campo anteriores aos nossos. O nome de Água Santa vem de uma nascente de «água leitosa», como a qualificou o nosso informador, pois não a pudemos observar por ter estado seca nestes anos de chuvas escassas.

O vale de fractura da ribeira da Água Santa é paralelo à estratificação do Silúrico, às duas grandes falhas do contacto Silúrico/Devónico, que encontraremos adiante, e ao cavalgamento Câmbrico/Silúrico; trata-se pois de uma direcção mestra da tectónica da região. Os cursos das duas ribeiras deste vale de fractura, com inúmeras irregularidades, estão longe da perfeição destas formas no granito e constituem até bom exemplo do que elas são no xisto; a influência de falhas perpendiculares, isto é, de direcção N.E. — S.W. é certa, pois observa-se nas fotos aéreas dos troços de jusante da ribeira da Água Santa e do seu afluente ribeira das Cortes. Esta direcção de falhas corresponde ao grande desligamento do Alentejo (S. Teotónio-Placência), que passa a uma dezena de qui-

lómetros ao leste, e é a direcção mais assinalada na folha geológica vizinha (Estremoz): como é perpendicular à estratificação, os desligamentos são facilmente detectados pelo levantamento geológico.

O reconhecimento dos vales de fractura mostra que as duas direcções tectónicas referidas dominam inteiramente, embora se encontrem direcções intermédias.

O vale de fractura da Água Santa divide a serra em dois compartimentos: para o sudoeste um bloco constituído por xistos precâmbricos que se pode designar por Pia do Lobo-Évora Monte e para o nordeste um bloco constituído essencialmente por alinhamentos silúricos. Os dois compartimentos estão deslocados um em relação ao outro como mostra a fig. 1, e têm feições diferentes: um, nos xistos metamórficos, maciço com nível de cimos e limite meridional irregular, o outro com alinhamentos bem definidos nas rochas do Silúrico.

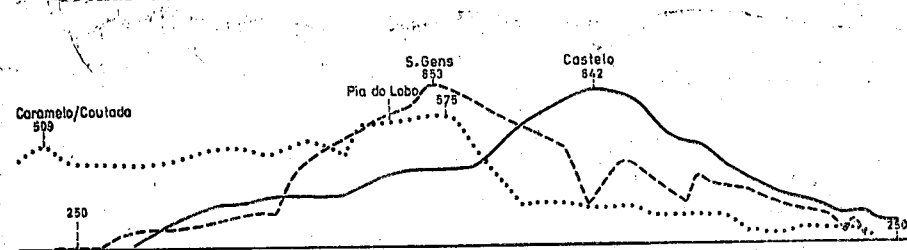


Fig. 1 — Perfis longitudinais projectados. As cotas das partes mais altas do compartimento Pia do Lobo-Évora Monte (até ao Caramelo) e dos alinhamentos de xistos silúricos de S. Gens e do Castelo projectam-se sobre a direcção NW-SE do vale de fractura da Água Santa. Perfil do compartimento Pia do Lobo-Évora Monte desenhado com linha pontilhada. Alinhamento de S. Gens, linha tracejada. Alinhamento do Castelo, traço contínuo.

3. O COMPARTIMENTO PIA DO LOBO — ÉVORA MONTE

Começamos pelo sul. Deste lado, o relevo principal é precedido por amplo patamar, de contorno irregular e largura máxima da ordem dos 5 km, que conduz da peneplanície, que se estende para o sul, à escarpa complexa que origina o relevo principal.

O degrau da peneplanície para o patamar é pequeno, da ordem dos 40 m, e acompanha por vezes o contacto entre as rochas eruptivas e os xistos, principalmente no nascente, o que leva a suspeitar que o desnível seja devido apenas à erosão diferencial. Não julga-

mões que seja assim, porquanto: 1) o pequeno degrau nem sempre se localiza no contacto entre os quartzodioritos, tidos como mais brandos, e os xistos; pelo contrário, nalguns troços é talhado só nos xistos, noutros corta o contacto repetidamente; 2) o degrau, logo ao poente do local onde o corte n.º 3 o atravessa, forma dois redentes de ângulos vivos (ver mapa): ambos são continuados, para o lado do patamar, por vales de fractura, um deles o da ribeira de S. Bento. Por estas razões, somos da opinião de que se trata de um desnível essencialmente tectónico; não se marcou com a convenção de escarpa de falha porque as Formas não são suficientemente nítidas.

O patamar está em regra muito dissecado pela erosão, como é próprio dos xistos, e não é horizontal: sobe de maneira lenta mas clara em direcção à serra, com declive da ordem de 1,5 por cento, de modo que na base do degrau que origina a serra se encontra a cotas de 350-400 m. Tivemos oportunidade de descrever um patamar semelhante na periferia da serra de S. Mamede (FEIO e ALMEIDA, 1980 p. 32).

Marcaram-se alguns vales de fractura, por critérios de alinhamento de vales, ângulos vivos e vales muito rectilíneos; num relevo fraco e em rochas xistosas, estes critérios, especialmente o último, são pouco seguros, de modo que as marcações têm de se considerar duvidosas, mais como sugestões.

A escarpa meridional do compartimento Pia do Lobo-Évora Monte, embora em conjunto rectilínea, é complexa, difícil de definir (ver mapa), provavelmente por ser causada não por uma falha, mas por várias; talvez também troços de flexura. Apesar da representação complexa, que procura cingir-se à leitura da carta, a localização dos vários troços da escarpa não deve considerar-se segura; as linhas curvas parecem resultar em parte da acção da erosão nos xistos, que têm tendência a dividir a escarpa em cabeços arredondados.

Vejamos a parte alta deste compartimento, constituída por micaxistos, xistos luzentes, xistos andalusíticos, gnaisses migmatíticos, etc. (F. GONÇALVES, 1974, p. 12); grande parte destas rochas comportam-se como relativamente brandas e as lombas que aparecem são arredondadas. O compartimento começa no sueste, junto do vale de fractura da Água Santa, por um troço de escarpa muito vigoroso, que conduz, com declive de 19 por cento, da cota 344

para a 569 (ver mapa). Caminhando para o noroeste, encontra-se uma lomba que atinge 575 m, depois o marco geodésico Pia do Lobo 554 m e a cota 511 próxima do Monte do Alto. Está-se na secção mais alta do nível de cimos bem conservado que constitui a parte superior do compartimento (Est. I). Para o noroeste, as cotas diminuem: ao sueste do «monte» da Roquina têm-se 494 m e nos marcos geodésicos Vale da Serra, Coutada e Caramelo as cotas são respectivamente de 452, 463 e 509. O último, numa lomba de três cabeços pouco declivosos, praticamente à mesma altitude, deve estar próximo da aplanagem de que deriva o nível de cimos e é constituído de micaxistos bastante brandos. Está-se perto da portela de Évora Monte (365 m), que é certamente influenciada por alinhamentos tectónicos, um dos quais, de direcção N.E. — S.W., atravessa a portela (não se marcou no mapa por sobreposição parcial com a estrada). Mais para oeste, as elevações são pequenas; citam-se os marcos geodésicos Mata Mouros 351 m e S. Lourenço 413 m, para dar ideia das altitudes; muito acima deles destaca-se o penhasco do Castelo de Évora Monte, com 479 m, relevo excepcional nesta parte da serra, originado por importante afloramento de gnaisses. O relevo situado para o poente da portela de Évora Monte é estreito e constitui um prolongamento do estilo da escarpa meridional do compartimento a que nos referimos.

O limite setentrional do compartimento Pia do Lobo-Évora Monte é melhor definido do que o meridional. Segue, primeiro, o vale de fractura da Água Santa, com encaixes em relação aos pontos altos que atingem no máximo 150 m. Mais ao poente, ao deixar o vale de fractura, passa a ser formado por uma escarpa de falha viva e bem definida, um pouco em curva, com comandos de 100 m a 130 m («montes» das Silveiras e da Junceira), que constitui o acidente transversal à estratificação mais importante da região e penetra no compartimento vizinho de rochas silúricas. Em frente da portela de Évora Monte, a escarpa é destruída por uma reentrância erosiva, certamente relacionada com fracturas que a rede hidrográfica denuncia.

4. O COMPARTIMENTO DOS ALINHAMENTOS SILÚRICOS

Ao nordeste do compartimento Pia do Lobo-Évora Monte, a que nos temos referido, e separado dele pelo vale de fractura da

semelhante ao alinhamento de S. Gens; começa a levantar-se na área da estrada de Bencatel, forma larga convexidade e desce de maneira também gradual. A formação siliciosa é mais larga, da ordem dos 2 km, por isso forma várias lombas, conforme as intersecções das vertentes; atinge altitude praticamente igual ao alinhamento de S. Gens.

Na fig. 1 os perfis longitudinais das três linhas de alturas estão projectados sobre a direcção comum, N.W. — S.E. que se pode considerar representada pelo vale de fractura da Agua Santa. Como se vê, não se elevam no mesmo local, mas sim escalonadamente, primeiro a do Castelo, depois a de S. Gens, finalmente o compartimento Pia do Lobo - Évora Monte.

A faixa de rochas xisto-grauváquicas mais brandas, situada entre os dois alinhamentos de xistos siliciosos, tem formas complexas. Na parte do sueste, que se pode considerar para este lado do corte n.º 2, a saliência dos xistos siliciosos é de uns 30-60 m e a rocha branda forma larga depressão quase aplanada, em jeito de vale de maturidade avançada (Est. II); o corte n.º 2 pode-se considerar representativo desta área e o relevo resultaria apenas da erosão diferencial.

O lado noroeste da faixa de rochas brandas é muito diferente: um largo fundo plano, embora inclinado, com cotas da ordem dos 300 m, está aberto ao noroeste, mas limitado pelos outros três lados por escarpas vivas. As dimensões são modestas: pouco mais de 1 km de largura, por cerca de 4 km de comprimento; o fundo não tem depósitos, é quase plano, mas inclinado de 2% a 3% (cotas de 315 a 285 do lado do alinhamento do Castelo e de 280 a 260 do lado de S. Gens) (Est. III). A escarpa que limita a depressão pelo nordeste tem comando de 50 m a 70 m na parte de jusante, que sobe para cerca de 120 m na parte de montante; a escarpa do sudoeste tem alturas parecidas. Ambas são constituídas por xistos siliciosos duros e podiam ser atribuídas à acção da erosão diferencial. A escarpa do topo é enviesada e complexa (ver mapa geomorfológico): encontra-se primeiro pequeno degrau de uns 30 m de altura, a que se segue pequeno patamar inclinado, depois uma reentrância aguda, limitada por escarpas de 200 m; no bico da reentrância aparece ainda uma forma tectónica: um vale de fractura que prolonga a escarpa do lado do Castelo e cuja direcção, mais adiante, encontra outro vale alinhado. Mas, aspecto decisivo para a inter-

pretação da serra, a escarpa propriamente de topo, que conduz a uma lomba com cotas de 546 a 478 m ⁽¹⁾, é toda talhada nas rochas brandas do complexo xisto-grauváquico, não pode por isso atribuir-se à erosão diferencial! E se neste topo se demonstra que a relação entre o fundo, plano, e esta escarpa é de origem tectónica, a posição dele em relação às escarpas que dão para os alinhamentos de rocha dura tem necessariamente a mesma origem. Consideramos a depressão como um fosso tectónico, compreendendo que o fundo tenha ficado aproximadamente estável quando se elevaram os alinhamentos que o enquadram. As formas do fundo, plano e inclinado, sugerem a questão se se poderá tratar de um *pediment* (ou *glacis* na nomenclatura francesa). A condição de fundo de *graben* não se opõe a um retoque de modelado por um processo como o dos *pediment* que conservasse a superfície plana; pelo contrário, TRICART, RAYNAL e BESANÇON (1972, p. 11) explicitam que as bases das escarpas de falha são lugares privilegiados para o desenvolvimento dos *glacis*. O facto de o fundo do *graben* concordar, quanto a altitude, com a aplanagem situada ao poente dele, confirma esta maneira de ver. Veja-se a bibliografia do assunto citada no fim deste artigo. Designaremos este fosso tectónico por Portucel, do nome de um «monte» arranjado para escritório por esta empresa de celulose.

O acidente tectónico que forma o degrau baixo do topo (da ordem dos 25 m) prolonga-se para oeste, aumentando de desnível: provoca o abaixamento da lomba de S. Gens e depois forma a grande escarpa, com comando da centena de metros, que limita pelo norte o compartimento Pia do Lobo - Évora Monte. Este acidente prolonga-se também para o nascente, onde provoca um desligamento das rochas siliciosas do alinhamento do Castelo, com desnivelamento, e um vale de fractura fundo, com hortas hoje povoadas de *hippies*, que se assinala no mapa. É assim um acidente transversal de grande importância.

A escarpa de 200 m talhada na formação xisto-grauváquica forma no cimo uma lomba larga, espécie de travessão enviesado entre os dois alinhamentos de rocha dura, representado no mapa geomor-

(1) Estas cotas são infelizmente ilegíveis no mapa geomorfológico; a lomba é a que sai de S. Gens e se dirige quase ao nascente (um pouco desviada ao SE).

fológico pelas cotas 546, 535, 497 e 478 (é a lomba a que se refere a nota da página anterior).

A lomba é muito larga, por vezes com restos de aplanção e sem afloramentos rochosos, como é característico do xisto-grauváquico. Continuando a caminhar para o sueste, encontra-se uma superfície inclinada que desce para o sul com declive da ordem dos 10 %, um pouco dissecada pela erosão, mas no conjunto bastante bem conservada (fig. 3). Interpretamo-la como uma superfície balançada tectonicamente. Pode pôr-se a questão se não se poderá tratar de uma «vertente regularizada», formada em clima periglaciário. Pensamos que não, porque o declive referido atrás é pequeno

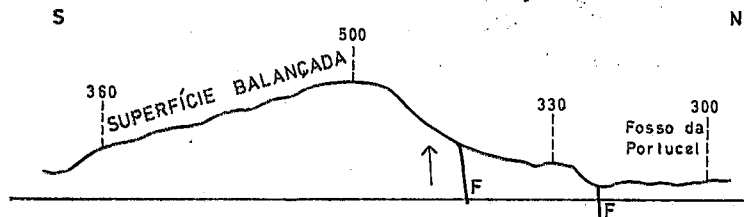


Fig. 3 — Perfil através do travessão de rochas xisto-grauváquicas (representado na figura pela cota 500) que limita o fosso da Portucel pelo sueste.

para estas vertentes (que têm declives em regra de 20° a 30°), porque não tem cobertura de calhaus e porque não se observam outras superfícies como esta, que se pudessem considerar regularizadas, embora nesta serra haja posições adequadas, como nos flancos de xistos relativamente brandos do compartimento Pia do Lobo-Évora Monte. Esta superfície estabeleceria a transição do travessão elevado tectonicamente para a área de rochas xisto-grauváquicas mais ao sueste (área do corte n.º 2, a que nos referimos), onde as rochas brandas teriam acompanhado a elevação modesta dos alinhamentos de xistos siliciosos. A fig. 3 procura representar esquematicamente o dispositivo. O travessão poderia compreender-se, segundo esta maneira de ver, como a única parte da faixa de rochas brandas que tinha sofrido forte movimento de elevação, acompanhando os alinhamentos de rocha dura onde eles sofreram maior levantamento. Tratar-se-ia de um movimento dissimétrico, falha no noroeste, balanço do outro lado. O desnível da centena de

metros entre o travessão de rocha branda e o alinhamento de rocha dura de S. Gens poderá-se interpretar como representando a erosão diferencial, mas parece-nos que, num local fortemente tectonizado como este, também deve haver deslocamentos relativos.

Vejamos agora a grande escarpa que limita pelo nordeste o compartimento dos alinhamentos silúricos e conduz a extensa superfície de sopé, constituída de xistos brandos do Devónico, de que trataremos a seguir. A escarpa é imponente, com alturas da ordem dos 180 m na parte central; está muito bem conservada, por ser formada de xistos duros e por não ser cortada por entalhes fundos; só uns dois, correspondentes a pequenos acidentes, perturbam a regularidade de linhas de água muito pouco encaixadas que descem para a superfície de sopé (Est. IV). O cimo da escarpa mostra, visto do lado de Bencatel, clara convexidade voltada para cima, consequência do perfil com esta mesma forma do alinhamento do Castelo (fig. 1). A falha que origina a escarpa localiza-se provavelmente nos xistos grafitosos associados aos liditos que estabelecem o contacto com os xistos do Devónico. A escarpa está um pouco recuada em relação a esta localização, isto é, em relação à faixa de liditos, mas este recuo parece normal e as faixas de liditos, com xistos grafitosos associados que servem de lubrificante, são locais privilegiados para falhas, como mostra a observação geológica.

5. O SOPÉ SETENTRIONAL

Para o nordeste da grande escarpa de falha que limita por este lado a serra de Ossa e a que acabámos de nos referir, encontram-se os seguintes elementos: a) uma faixa longitudinal, plana, de xistos devónicos brandos, b) um degrau pequeno mas vivo que dá para c) um patamar de xistos silúricos mais duros, coroados por retalhos de «carapaça» calcária, que sobe devagar até d) o maciço calcário de Estremoz. Os cortes da fig. 2 representam esquematicamente esta sucessão, com excepção da crosta calcária, difícil de representar na escala.

a) *A depressão de xistos devónicos.* Contacta por falhas com as formações silúricas dos dois lados; as falhas localizam-se em alinhamentos de liditos que em regra formam pequena saliência, por causa da dureza destas rochas. A falha que limita a depressão do

devónico pelo nordeste observa-se num belo corte aberto recentemente na estrada do Alandroal, alguns quilómetros mais ao sueste (Est. VI). Temos assim falhas em saliência, um dispositivo raro, resultante de se associarem, nestes estreitos alinhamentos, xistos grafitosos que facilitam os movimentos tectónicos e liditos que têm a dureza própria dos quartzitos; já tivemos oportunidade de referir outros casos de falhas salientes, relacionados com a impregnação da caixa da falha por solutos que a endurecem (FETO, 1953, p. 118 e 1981, p. 119). A faixa de xistos devónicos tem largura de cerca de 2 km na estrada de Bencatel e estreita-se gradualmente para o noroeste (ver mapa). É aproximadamente plana, na divisória suave para os dois cursos de água que a drenam, a ribeira de Tera, para o noroeste, e a ribeira do Lucefece, para o sueste, ambas encaixadas de uma vintena de metros em relação a pontos distantes, numa topografia senil. Na divisória de águas (cota 329 do mapa) não parece haver declive transversal, mas a ribeira de Tera meteu-se à base da escarpa da serra de Ossa, o que indica inclinação neste sentido e na área da estrada de Bencatel também parece observar-se declive no mesmo sentido. Não há depósitos na depressão e não se nota descontinuidade topográfica em relação à peneplanície, conservada no noroeste.

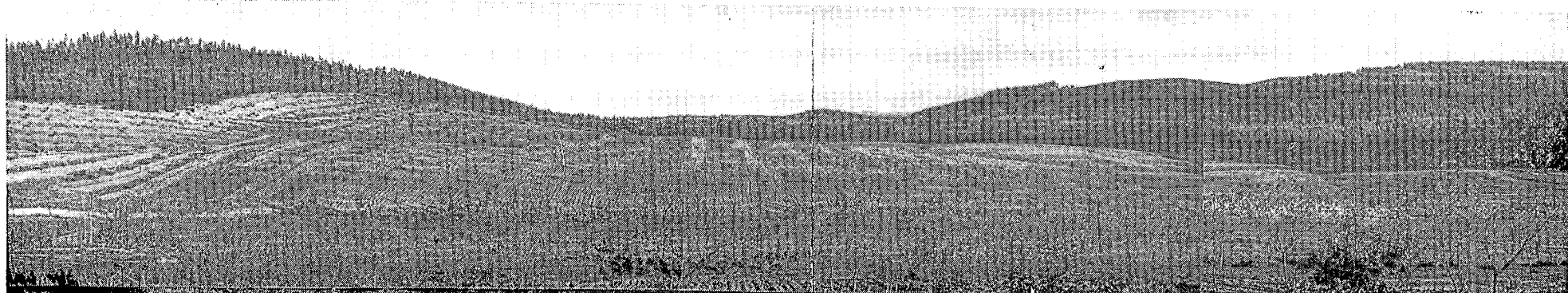
b) *A escarpa da Glória.* A depressão de rochas devónicas é limitada ao nordeste por uma falha nos liditos, como se disse. Nalgumas partes (fig. 2, perfil n.º 5), encontra-se logo a seguir um degrau vivo, bem definido e alinhado; pode designar-se pelo nome de Glória, local onde está muito bem representado, tem 60 m de altura e é coroado por um patamar que sobe lentamente para o nordeste e está, como é normal, dissecado pela erosão nas proximidades do degrau. Os liditos da falha do contacto passam mesmo na Igreja da Senhora da Glória e o degrau está recuado apenas uma centena de metros. Mais ao sueste (perfil n.º 1) o degrau tem uns 40 m de altura e está recuado, em relação à falha do contacto, de uns 300 m.

O patamar que coroa a pequena escarpa desenvolve-se por 1,5 km a 2 km até à formação calcária e sobe para ela com declive da ordem dos 2 %. Voltaremos ao assunto adiante.

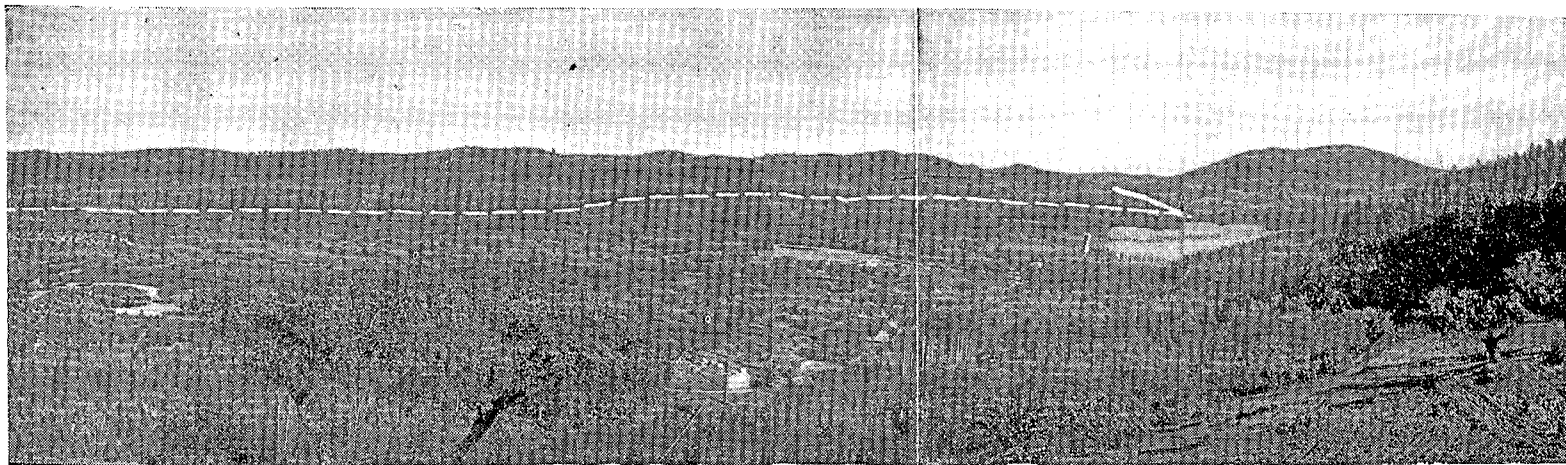
Consideramos o degrau da Glória como uma escarpa de falha; é certo que os xistos têm bancadas duras, mas são delgadas e não parecem justificar as formas, que são as de uma escarpa a que



Est. I — O Gipfelflur do compartimento Pia do Lobo - Évora Monte. No primeiro plano, terreno de xistos siliciosos duros da capela de S. Gêns de onde foi tirada a fotografia.



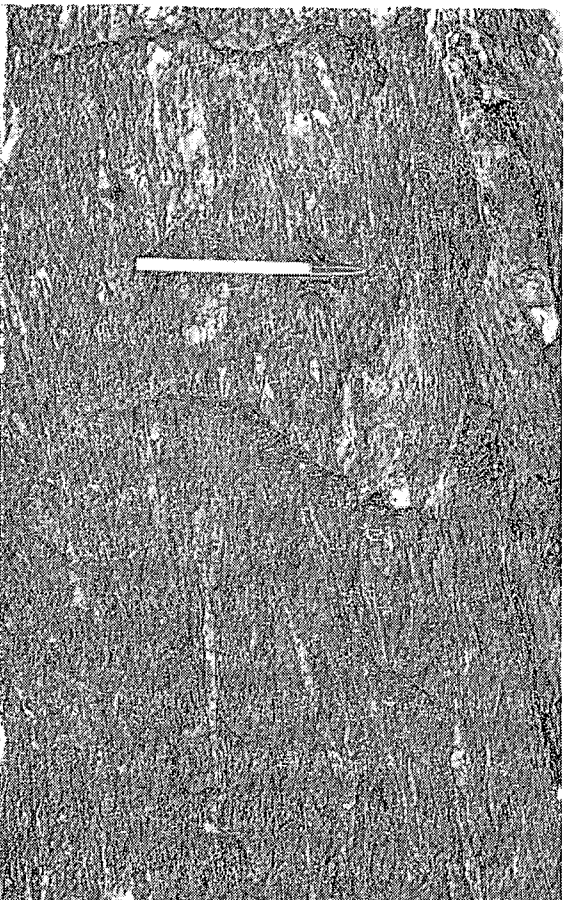
Est. II — O relevo apalachiano maduro para sueste do perfil n.º 2. Observam-se olivais e pomares do Monte Abraão enquadrados por matas de eucaliptos.



Est. III — O fosso tectónico da Portucel. Vista do «monte» da empresa, que fica na escarpa sudoeste e que por isso não se vê na fotografia. A base da escarpa nordeste, aqui com alturas de 50 a 70 m, está avivada com tracejado branco, pois as plantações de eucaliptos (situadas em regra no relevo, mas que também descem à planície) dissimulam o traçado nalguns locais. O traço branco a cheio assinala o desligamento dos xistos siliciosos do alinhamento do Castelo que se marca no mapa e se refere no texto. A mancha muito branca no fundo do graben é um choupal, instalado na parte mais plana e com melhores solos.



Est. IV — A grande escarpa de falha que limita a serra pelo nordeste. A escarpa é de xistos siliciosos duros. Uma risca clara ao longo da parte de baixo da escarpa corresponde a um corte recente de eucaliptos, que se vêem por cortar logo por cima. No primeiro plano, os terrenos planos da depressão tectónica da faixa de xistos devónicos brandos (convensão 6 do mapa a cores). A faixa de liditos, muito próxima da escarpa, forma pequenas saliências que não se distinguem nesta fotografia; passa nos «montes» da extremidade direita da fotografia.



Est. V — Os xistos siliciosos, com inúmeros veios de quartizo (foto Brum Ferreira).



Est. VI — A falha da estrada do Alandroal. Uma figura, vestida de preto, dá a escala. As rochas moidas e pulverulentas da caixa da falha caem para a estrada. Na parte direita da fotografia conhece-se a estratificação vertical dos xistos. No lado esquerdo, observa-se o rasgão de uma falha aproximadamente paralela à principal e os xistos estão convulsionados, de modo que não se distinguem a estratificação.

se segue em cima uma plataforma, e não, como devia acontecer se se tratasse da consequência de um afloramento de rocha dura, de um pico ou uma crista, voltando-se depois à altitude anterior. No mapa geomorfológico preferiu-se a representação de «desnível tectónico», para incluir a possibilidade de flexura que talvez se possa encarar para a parte sueste (fig. 2, perfil 1); no troço da Glória (perfil n.º 5) consideramos praticamente certo que se trata de uma escarpa de falha. Não se esqueça ainda que a falha se observa na estrada do Alandroal (Est. VI), mas neste local sem movimento recente que provoque escarpa. O afastamento desigual da escarpa em relação ao contacto com o Devónico (pequeno na Glória, grande na estrada de Bencatel) também fala a favor de uma origem tectónica.

A superfície de rochas devónicas constituiria assim o fundo de um fosso tectónico, limitado de um lado pela escarpa da serra de Ossa, do outro pela escarpa da Glória; compreendemos este fosso tectónico, que se pode designar pelas ribeiras que o drenam, Tera e Lucefece, não como um abatimento mas sim como uma parte da aplanção que ficou estável, um pouco empenada, enquanto as duas regiões vizinhas se elevaram. Este dispositivo ajuda a explicar que haja continuidade topográfica entre o fundo do *graben* e as aplanções contíguas. É provável, também, que haja um retoque de modelado de *pediment*, semelhante ao referido atrás para o fosso da Portucel, que, como naquele caso, tenha contribuído para acertar a superfície pelas aplanções contíguas. Mas pensamos que o essencial das formas é tectónico, pois um simples *pediment* naquela posição devia ter declive contrário ao que tem na realidade, isto é, descer a partir do relevo dominante (a escarpa da serra de Ossa) e a drenagem não devia estar na goteira desta escarpa, mas no outro lado da depressão.

c) *O patamar de xistos silúricos e a carapaça calcária.* O patamar situado entre a escarpa da Glória e a formação calcária de Estremoz está talhado inteiramente em xistos silúricos, tem declive da ordem dos 2 %, como dissemos, e termina do lado do calcário, mais uma vez, por um importante acidente tectónico que se observa, perto do local a que nos estamos a referir, num corte da estrada de Bencatel para Estremoz, no local onde sai o ramal para o Barro Branco e Borba, e 10,5 km mais ao SE, na bifurcação da estrada do Alandroal para Vila Viçosa e Bencatel. O maciço calcário está

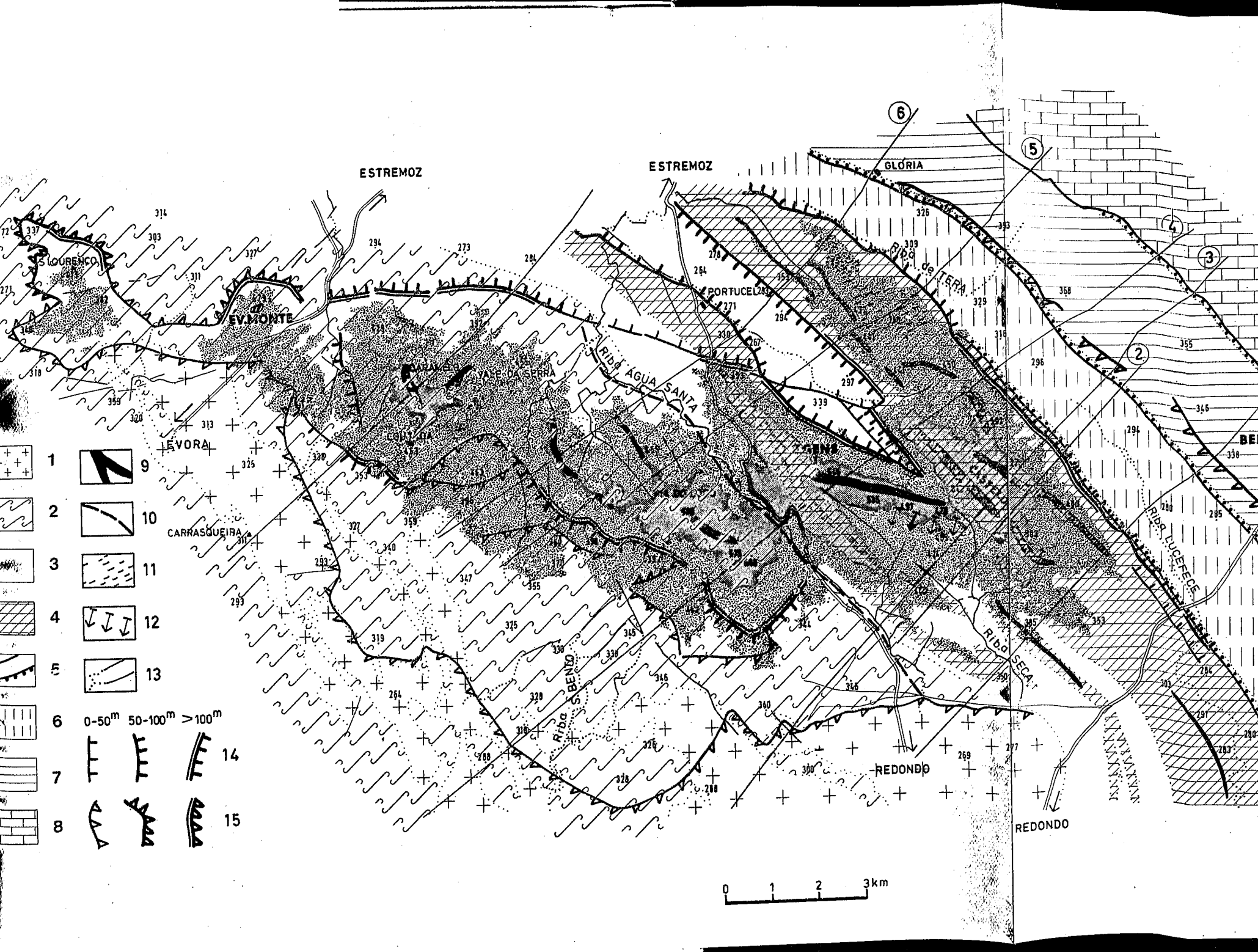
Mapa geomorfológico da Serra de Ossa

Legenda geológica (cor verde):

- 1 — Quartzodioritos e raros granitos.
 - 2 — Xistos metamórficos (Precâmbrico).
 - 3 — Xistos e grauvaques brandos (Silúrico).
 - 4 — Xistos siliciosos duros (Silúrico).
 - 5 — Alinhamentos de líditos (Silúrico)
 - 6 — Xistos e grauvaques brandos (Devónico).
 - 7 — Xistos silúricos (muito parecidos com 4).
 - 8 — Calcários cristalinos e dolomitos do maciço calcário de Estremoz.
- Traços contínuos a verde — falhas assinaladas nos levantamentos geológicos.

Legenda geomorfológica (cor vermelha):

- 9 — Lombas (que são sempre arredondadas); a grossura procura dar ideia da altitude e aumenta com esta.
- 10 — Vale de fractura da Água Santa, que separa os dois grandes compartimentos da serra (o traçado está por vezes um pouco deslocado, para não encobrir os cursos de água).
- 11 — Aplanações altas (esta convenção só aparece na extremidade NW do alinhamento de xistos siliciosos duros do Castelo).
- 12 — Superfície balanceada tectonicamente (só aparece ao SE do S. Gens).
- 13 — Vales de fractura prováveis (a cheio) e cursos de água que não correspondem a fracturas (a ponteados).
- 14 — Escarpas de falha, com as alturas indicadas.
- 15 — Desnivelamentos tectónicos (ver p. 12-13 do texto).
 - As estradas marcam-se com dois traços finos paralelos.
 - Os traços finos, com n.^{os} dentro de círculos na extremidade NW, localizam os perfis da fig. 2.
 - A rede menos carregada (ponteados) indica as altitudes superiores a 350 m.
 - A rede mais carregada assinala as altitudes superiores a 450 m. Mesmo nas áreas cobertas pelas redes, as convenções geológicas (a verde) conseguem distinguir-se, se se der bem atenção. O mesmo não se pode dizer, infelizmente, das cotas topográficas.



ESTREMOZ

ESTREMOZ

GLÓRIA

S. LOURENÇO

SEYMONTE

YANE DA SERRA

R. da ÁGUA SANTA

PORTUCELA

R. de TERRA

ÉVORA

CARRASQUEIRA

R. da BENEDITA

R. do SECO

R. de LUCIFERE

REDONDO

REDONDO

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15

0-50m 50-100m > 100m

0 1 2 3km

forte evaporação durante o Estio, no limite mesmo secas; mecanismo de precipitação química em meio estagnado. Na área visitada não foram observadas figuras de origem hidrodinâmica que permitam considerar que a deposição carbonatada se deu num ambiente aquoso dinâmico.

O material detrítico não carbonatado, incorporado nas carapaças, traduz uma alimentação «torrencial» que arrastava o material detrítico fino que se incorporou no calcário; significa transporte para as depressões, não significa que os calcários se tenham depositado em ambiente hidrodinâmico. O carácter de carapaça é interpretado como reflectindo o carácter sazonal da formação carbonatada, representando o período do Estio, em que os fenómenos de evaporação determinavam a secagem das lagoas temporárias ou pântanos e a formação de uma crosta carbonatada que reflecte o quimismo dominante das águas residuais.

A deposição das carapaças calcárias ter-se-á dado, de acordo com esta maneira de ver, em depressões mais ou menos pantanosas e endorreicas da planície: a posição original seria portanto horizontal e a inclinação que hoje se observa seria consequência de movimentos posteriores, muito provavelmente de idade quaternária.

6. DIVERSOS

a) *A crista do Redondo.* Cerca de 2 km ao leste do Redondo passa uma crista de direcção norte-sul, que se desenvolve, em curva muito suave, por cerca de 8 km de comprimento; a crista é viva e muito bem desenhada (ver a folha n.º 451 do mapa topográfico 1:25 000), apesar da altura modesta (comando de 30 m a 60 m dos pontos mais altos para a peneplanície nas proximidades); o declive das vertentes é vigoroso, atingindo muitas vezes 25 %. Deveria estar-se perante uma bancada de quartzito, delgada e aprumada, ou pelo menos de possante filão de quartzo. Mas não; trata-se de um grande enriquecimento de quartzo, em forma de alinhamento, dentro de uma faixa dos xistos siliciosos do Silúrico, que encontrámos na serra de Ossa próxima, a funcionar de rocha dura; na serra correm do N.W. ao S.E., mas depois inflectem ao sul mais ou menos pela estrada de Bencatel, e vêm formar este alinhamento. F. GONÇALVES (1974, p. 13) refere que «a E de Redondo

alguns autores assinalam cavalgamento do complexo metamórfico de Évora sobre a formação silúrica, sublinhado por silicificação que origina relevo em crista numa extensão apreciável»... O levantamento geológico recente não confirma o contacto destas formações, mas as formas do relevo, com uma cumeada viva, indicam que o relevo não se deve simplesmente a uma faixa larga de xistos siliciosos, mas a uma grande concentração de quartzo, o que, por sua vez, fala a favor de importante acidente tectónico.

b) *O curso da ribeira de Lucefece.* Esta ribeira corre nos xistos brandos devónicos do *graben* longitudinal, mas, pouco depois da estrada de Bencatel, atravessa a faixa de liditos e entra para os xistos siliciosos silúricos; os interflúvios aplanados têm cotas de 280-290 m na última rocha, enquanto nos xistos devónicos próximos a superfície conservada tem cotas de 270-280 m. Não só a superfície nos xistos siliciosos, onde a ribeira se encaixou, parece estar um pouco mais alta do que a dos xistos devónicos, diferença de resto pouco significativa, mas sobretudo os xistos siliciosos são mais duros, como de resto o rugoso das formas mostra também nesta área. Parece assim estarmos perante uma antecedência: um curso da ribeira de Lucefece, definido anteriormente a um último e pequeno levantamento desta terminação da serra de Ossa, que a ribeira pôde compensar pela erosão, para o que necessitava de um nível de base baixo, o que aponta mais uma vez para idade quaternária — e Quaternário adiantado — do último surto de levantamento.

7. IDADE

A inclinação do patamar da Glória com a sua carapaça calcária sugere que os últimos movimentos datem do Quaternário, o que concorda com o excelente estado de conservação da grande escarpa de xisto voltada ao nordeste (Est. IV). O traçado da ribeira do Lucefece também fala no mesmo sentido, como se disse. Pelo contrário, o mau estado de conservação da extremidade ocidental da serra (área de Évora Monte, digamos, para o poente da estrada de Évora-Estremoz) indica uma acção erosiva mais demorada e, por isso, maior antiguidade desta parte do relevo.

8. AGRADECIMENTO

Este estudo deve muito aos caros colegas que me auxiliaram sempre com a melhor boa-vontade e sem limitações. Já referi a preciosa ajuda dos geólogos F. GONÇALVES e A. CARVALHOSA que puseram à minha disposição, sem quaisquer restrições, os levantamentos geológicos inéditos; o primeiro mostrou-me ainda no campo os aspectos mais importantes da litologia da serra e expôs as suas interpretações. Já dei merecido destaque à valiosa colaboração de HERLÂNDER CORREIA. O colector JOÃO J. JARDIM também me acompanhou ao campo várias vezes e com inextinguível boa-vontade esclareceu aspectos delicados, como a posição dos vários níveis de liditos, os graus de silicificação dos xistos, situação exacta dos limites, etc., de que é conhecedor profundo, por ter executado no campo o levantamento dos limites geológicos.

Devo uma referência especial aos colegas e geógrafos SUZANNE DAVEAU, ORLANDO RIBEIRO e A. DE BRUM FERREIRA, que visitaram a serra comigo e discutiram no local os aspectos polémicos, e são muitos, da interpretação do relevo; a primeira já tinha trabalho próprio na área, de que desistiu a meu favor, indo ao ponto de pôr à minha disposição as notas de campo. A BRUM FERREIRA devo também valioso apoio bibliográfico.

A interpretação da tectónica de relevos de xisto oferece sempre dúvidas; neste caso, elas são agravadas por haver rochas de durezas diferentes, com estratificação paralela à principal direcção tectónica. A discussão com colegas e a confrontação com outras maneiras de ver ajudaram muito a aperfeiçoar e fundamentar o esquema que se apresentou.

Não se pretende encobrir, todavia, que se trata de uma interpretação tectonicista, como o título desta nota evidencia, e que outras são possíveis, dando maior importância à erosão diferencial, mas, na nossa opinião, cingindo os factos de maneira mais imperfeita...

BIBLIOGRAFIA

ARCHAMBAULT, M., 1966 — «Essai sur la genèse des glaciers d'érosion dans le Sud et le Sud-est de la France», *Mémoires et doc. C. N. R. S.*, vol. 2, Paris.

- BIROT, P. et DRESCH, J., 1966 — «Pédiments et glaciers dans l'Ouest des États-Unis», *Ann. Géogr.*, n.º 411, Paris.
- COQUE, R., 1962 — *La Tunisie Présaharienne. Étude géomorphologique*. Thèse, Paris.
- FEIO, M., 1951 — «A evolução do relevo do Baixo Alentejo e Algarve», *Com. Serv. Geol. Port.*, 32, Lisboa.
- FEIO, M. e ALMEIDA, G., 1980 — «A serra de S. Mamede», *Finisterra*, XV, 29, Lisboa.
- FEIO, M., 1981 — «O relevo do Sudoeste de Angola. Estudo de Geomorfologia», *Mem. Junta Invest. Cient. Ultr.*, n.º 67, Lisboa.
- GONÇALVES, F., 1970 — «Contribuição para o conhecimento geológico dos mármore de Estremoz (Alto Alentejo)», *XXIX Cong. Luso-Esp. para o Progr. Cienc.*, t. II, Lisboa.
- GONÇALVES, F., 1971 — «Subsídios para o conhecimento geológico do Nordeste alentejano», *Mem. Serv. Geol. Port.*, vol. 18, Lisboa.
- GONÇALVES, F., 1972 — «Observações sobre o anticlinório de Estremoz. Alguns aspectos geológico-económicos dos mármore», *Est., Not. Trab.*, vol. 22, 1-2, Lisboa.
- GONÇALVES, F., 1974 — *Notícia explicativa da folha 36-B (Estremoz) da Carta Geológica de Portugal, na escala de 1/50.000*, Lisboa, Serv. Geol. Port.
- JOLY, F., 1962 — *Études sur le relief du Sud-Est Marocain*. Thèse, Rabat.
- RAYNAL, R., 1960 — «Les éboulis ordonnés du Maroc», *Biul. Peryglacjalny*, n.º 8, Lodz.
- RAYNAL, R., 1970 — «Les formations litées de versants en milieu périglaciaire. Contribution à une mise au point d'ensemble», *Acta Geogr. Lodz.*, n.º 24, Lodz.
- RAYNAL, R., 1973 — «Quelques vues d'ensemble à propos du périglaciaire pléistocène des régions riveraines de la Méditerranée Occidentale», *Biul. Peryglacjalny*, n.º 22, Lodz.
- ROMAN, F., 1917 — «Nouvelles observations sur les faunes continentales tertiaires et quaternaires de la basse vallée du Tage», *Com. Serv. Geol. Port.*, t. 12, Lisboa.
- TRICART, J., RAYNAL, R., BESANÇON, J., 1972 — «Cônes rocheux, pédiments, glaciers», *Ann. Géogr.*, n.º 443, Paris.

RÉSUMÉ

Le relief de Serra de Ossa: une interprétation tectonique. La Serra d'Ossa se situe à 30 km environ au nord-est de Évora et culmine à 653 m seulement au-dessus d'une pénéplaine qui a une altitude d'un peu moins de 300 m.

Une vallée de fracture d'orientation NW-SE (rivière de Água Santa), formée par deux cours d'eau qui naissent dans le même col et s'écoulent en sens contraire, divise la montagne en deux grands blocs décrochés l'un par rapport à l'autre et de styles différents.

Le compartiment du sud-ouest (Pia do Lobo — Évora Monte) est précédé, du côté sud, par un palier étendu et bas qui s'élève doucement jusqu'à l'escarpement complexe qui est à l'origine du relief principal. A la transition de la pénélaine et de ce palier, il existe un petit gradin de quelques 40 m de commandement, que nous pensons être le témoin d'un déplacement tectonique puisqu'il ne suit pas toujours le contact entre les schistes et les diorites quartzitiques qui affleurent sur les lieux (voir la carte). L'escarpement méridional du relief de Pia do Lobo — Évora Monte est complexe, probablement pour avoir été engendré non par une faille unique, mais par plusieurs, et aussi par des tronçons de flexure. La partie haute de ce bloc est constituée de micaschistes, schistes lustrés et schistes à andalousite, gneiss migmatitiques, etc., formant un *Gipfelflur* aux altitudes un peu supérieures à 500 m. du côté oriental, et qui descend lentement vers l'ouest (Pl. I).

Le compartiment situé au nord-est de la vallée de fracture est formé par deux alignements NW-SE de schistes imprégnés de veines siliceuses (Pl. V), qui lui donnent une certaine dureté, et par une dépression intermédiaire de roches schisto-grauwackeuses plus tendres. Les alignements de schistes siliceux ont un profil longitudinal convexe (fig. 1) et atteignent les points les plus hauts de la Serra (S. Gens, 653 m et Castelo, 642 m).

Le relief de la bande de roches tendres a des aspects variés. Au nord-ouest, une dépression allongée, à fond plat bien que un peu incliné, pénètre dans la montagne et est entourée de trois côtés par des escarpements élevés; nous l'avons interprétée comme un fossé tectonique car, bien qu'elle soit limitée de deux côtés par des alignements de schistes siliceux plus durs, elle bute au sud-est contre un relief transversal très vigoureux, culminant de 546 m à 478 m, constitué par les mêmes roches du complexe schisto-grauwackeux que celles de la dépression. L'accident tectonique qui forme ce relief transversal se prolonge vers l'ouest, provoque l'abaissement de la crête de S. Gens et forme ensuite un grand escarpement, d'une centaine de mètres de commandement, que limite au nord le compartiment de Pia do Lobo — Évora Monte. L'accident se prolonge également vers l'est, où il provoque un décrochement dans les roches siluriennes de l'alignement du Castelo, avec dénivellation, et une vallée de fracture très profonde.

Le sommet du relief transversal (entre 546 m et 478 m) porte les restes d'un aplanissement et descend vers 380-350 m par une surface très inclinée que nous avons interprétée comme étant un bloc basculé par la tectonique. Plus au sud-est, le pointement de schistes siliceux est de 30-60 m seulement et la roche tendre affleure dans une large dépression en forme de vallée d'une maturité avancée; nous pouvons considérer la coupe n.° 2 (fig 2) représentative de cette partie et le relief peut être interprété comme le simple résultat de l'érosion différentielle.

Le grand escarpement de faille, qui limite au nord-est le compartiment silurien, est imposant, avec des hauteurs de l'ordre de 180 m dans sa partie centrale, et il est en parfait état de conservation (Pl. IV)

Au nord-est de cet escarpement, se trouvent les unités géomorphologiques suivantes: a) Une aire plane et basse, taillée dans les schistes dévoniens tendres,

que nous considérons abaissée tectoniquement. b) Cette aire plane est limitée au nord-est par une faille suivie par un petit escarpement de 60 m de hauteur tout au plus. c) Au sommet de cet escarpement, il y a un palier taillé dans les schistes siluriens, en pente inclinée à 2% vers la région basse et couvert par une fine carapace calcaire. d) Le massif d'Estremoz qui bute également contre la formation antérieure par une faille visible dans les coupes de la route.

La mince carapace (ou croûte) calcaire a été interprétée comme un dépôt en dépressions endoréiques, résultant de l'intense évaporation en saison sèche. Elle contient une faune de gastéropodes continentaux datée du Quaternaire par F. Roman (1917, p. 95). La position inclinée actuelle de cette carapace et de la surface sous-jacente résulterait d'un mouvement de bascule et placerait les épisodes tectoniques de la Serra au Quaternaire. Ce qui est en accord avec l'excellente conservation du grand escarpement de schistes tourné au nord-est (Pl. IV). L'extrémité occidentale de la Serra, dégradée par une action plus avancée de l'érosion, paraît plus ancienne.

SUMMARY

A tectonic interpretation of the Serra de Ossa relief. The Sierra of Ossa is situated at 30 km Northeast of Évora and stands at a height of 653 m. starting from a penepain which is a little less than 300 m. high.

A fault valley running towards NW-SE (Água Santa) consisting of two streams which have their source in the same col and flow in an opposite direction, divides the Sierra into two large compartments disjointed in relation to each other and of different styles.

The Southwestern compartment (Pia do Lobo — Évora Monte) is preceded on the southern side by a vast but low rock platform that is mounting up as far as the complex scarp that gives origin to the main relief. In the transition of the penepain to the platform a small step about 40 m. is to be found, that we consider as a tectonic uplevelling, as it not always follows the contact between the schists and the quartz-diorites that form outcrops as the map shows. The southern scarp of the relief Pia do Lobo — Évora Monte is complex, probably because its origin was not a fault but many faults and perhaps also fragments of flexure. The summit level of this compartment consists of schists, phyllite, andalusitic schists, migmatitic gneisses and so on and forms a «Gipfelflur», whose altitude is a little higher than 500 m. on the eastern side, which slowly comes down westwards (photo I).

The compartment that is situated at the Northeast of the fault valley consists of two rounded crest-lines NW-SE, of schists impregnated with silicic veins (photo V), which give them a certain hardness, and an intermediate depression of soft rocks (shists-grauwackes). The rounded crest-lines (alignements) of silicic schists have a convex longitudinal profile (fig. 1) and reach the highest tops of the Serra (S. Gens 653 m.) and Castelo (642 m.).

The relief of the strip of soft rocks presents varied aspects. At the Northwest an elongated depression with a flat bottom (about 300 m. high), though in a slightly sloping position, penetrates into the Sierra and is surrounded on the sides by high scarps. We consider it as a graben as, though it is limited on two sides by the rounded crest-lines of hard silicic schists, on the extremity it is limited by a transverse, very vigorous relief with altitudes from 546 to 478 m., consisting of the same shist-grauwacky rocks as the depression. The tectonic accident that moulds this transverse relief extends itself towards West; it gives origin to the lowering of the alignment of S. Gens and following on, gives origin to the big scarp with the command of a hundred metres, which limits on the northern side the compartment of Pia do Lobo — Évora Monte. The accident also elongates towards East, where it causes a lateral shift of the silicic rocks from the alignment of the Castelo with an unlevelling and a very deep fault valley.

The transverse relief with altitudes from 546 to 478 m. has traces of levelling on its top and decreases to altitudes from 380 to 350 m. by means of a very sloping surface that we consider as a tectonically balanced surface. Farther towards Southeast the prominence of the silicic schists is only of 30-60 m. and the soft rock makes up a wide depression shaped more or less like a valley of advanced maturity; the profile n. 2 (Fig. 2) may be considered as a representative of this portion and its relief may be considered as a result only of the differential erosion.

The big fault scarp that borders the silurian compartment on the Northeast side is imposing, 180 m. high in its central part, and is in a very good state of preservation (photo IV).

At the Northeast of this scarp are to be found the following geomorphologic elements; *a*) A low and flat area cut in the soft devonian schists that we consider as tectonically collapsed. *b*) This flat area is bordered on its Northeast side by a fault accompanied by a small scarp with a maximum of 60 metres in its height. *c*) On the top of this scarp we find a platform cut in the silurian schists sloped about 2% towards the low area and covered with a thin carapace of limestone. *d*) The calcareous massif of Estremoz, which is in contact with the previous formation also by means of a fault quite visible in the cuts of the road.

The thin calcareous carapace (or crust) is explained as having laid itself down on endoreic depressions and resulting from the intense evaporation during the dry season. It contains a fauna of continental gastropoda, classified by F. Roman (1917, p. 95) as belonging to the quaternary age. The present sloping position of the crust and that of the underlying surface would have been the result of a balancing movement and the tectonic displacement of the Sierra would have occurred during the Quaternary, what is in accordance with the excellent preservation of the big scarp of schist turned towards the Northeast (photo IV). The western end of the Sierra seems to be older owing to the more advanced action of the erosion.