

TECTÓNICA DA REGIÃO DE SINTRA

Maria Carla KULBERG

Departamento de Geologia / LATTEX, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Campo Grande, Ed. C2, 5º Piso, 1749-016 LISBOA, Portugal
E-mail: mcarlak@fc.ul.pt

José Carlos KULLBERG

Centro de Investigação em Geociências Aplicadas / Universidade Nova de Lisboa, Quinta da Torre, Monte de Caparica, 2825-114 CAPARICA, Portugal
E-mail: jck@mail.fct.unl.pt

ABSTRACT

Photo-interpretation of aerial stereopairs of the Sintra region on the approx. 1/32 000 scale together with field work allowed the production of the present Tectonic Map of the Sintra region.

It is now possible to separate structures which resulted from two different tectonic events: one, corresponding to the intrusion of the Late Cretaceous Sintra igneous diapir, and the other the Miocene compressive event, the most important tectonic inversion phase of the Lusitanian Basin.

The former are present to the south, southeast and east of the intrusion and within the intrusion itself, affecting the peripheral granites and their contacts with the gabbro-syenite core.

These structures comprehend: i) faults and conical fractures striking parallel to the massif boundary, which were intruded by dykes, ii) vertical faults and fractures of two conjugate sets, dextral NNW-SSE and sinistral NNE-SSW. These faults are certainly associated with the E-W striking massif's northwards directed thrust and indicate a N-S oriented horizontal maximum compressive stress.

The Miocene compressive event reactivated most of the inherited structures as follows. The NNW-SSE faults located on the Sintra southern platform were reactivated as dextral strike slip faults and the E-W thrust along the northern boundary of the massif was also reactivated. This thrust propagated to the east. It also enhanced the asymmetry of the rim-syncline, uplifted the massif and reactivated the NNE-SSW faults as sinistral lateral ramps, which also accommodated vertical throw. The present Tectonic Map of Sintra together with the available geophysical data (MOREIRA, 1984, KULLBERG *et al.*, 1991, SILVA & MIRANDA, 1994) allowed reassessment of the models proposed for the emplacement of the Sintra, Sines and Monchique igneous massifs, which intruded during Late Cretaceous times along the deep dextral NNW-SSE oriented strike slip fault (RIBEIRO *et al.*, 1979; TERRINHA, 1998; TERRINHA & KULLBERG, 1998).

1. INTRODUÇÃO

1.1. Objectivo e Metodologia

A cartografia geológica da região de Sintra está disponível desde há alguns anos. Os Serviços Geológicos de Portugal (S.G.P.), em grande parte com base nos levantamentos efectuados por P. CHOFFAT no início do século, publicaram a 1ª edição da folha de Sintra (34-A) da Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000, em 1937, a qual foi reimpressa em 1959 com pequenas alterações. Em 1991 foi publicada a 2ª edição, actualizando a informação cartográfica a partir de diferentes estudos e levantamentos parciais entretanto realizados por diversos autores. Embora nessa altura se tenha incluído a informação tectónica disponível, proveniente sobretudo de trabalhos realizados por, e/ou sob a orientação de M. C. KULLBERG (*e.g.*, 1984, 1986), o conhecimento estrutural do maciço ígneo e respectivo encaixante tinha ainda algumas lacunas importantes.

Este estudo procura suprir algumas dessas lacunas. Em particular, apresentando o primeiro Mapa Tectónico de Sintra, que integra informação estrutural relacionada com a instalação, no final do Cretácico superior, do maciço ígneo e consequentes efeitos no encaixante sedimentar e informação estrutural de actividade tectónica posterior, de idade alpina, bem representada nesta região.

Sendo o registo litológico da região bastante variado e exercendo evidente controlo sobre o vigoroso e diversificado relevo, existindo razoáveis condições de afloramento, o uso da fotointerpretação era, sem dúvida, a metodologia mais eficiente para a definição das macroestruturas presentes. O forte contraste morfolitológico entre o maciço de Sintra e o encaixante e a presença regular, na sequência sedimentar do Mesozóico, de camadas mais resistentes à erosão, permitiram a utilização de bons níveis foto-marcadores estruturais; estes revelaram-se extremamente úteis, quer na caracterização geométrica dos padrões de fracturação, quer como indicadores de movimento aparente em muitas das falhas reconhecidas, para as quais, no campo, não foi possível recorrer a indicadores cinemáticos. Esta metodologia clarificou o desenvolvimento espacial das estruturas e contribuiu não só para o esclarecimento da importância relativa dos dois eventos tectónicos aqui representados, como se mostrou fundamental no desenvolvimento dos respectivos modelos tectónicos.

Assim, partindo de uma abordagem macroestrutural, pontualmente enriquecida com informação geométrica e cinemática mais detalhada, é nosso objectivo refinar os modelos tectónicos existentes, respeitantes à instalação do diapiro magmático e à tectónica compressiva

alpina. No entanto, na ausência de estudos cinemáticos de pormenor e de estudos quantitativos, quer de deformação finita quer de modelação dos mecanismos de instalação de corpos magmáticos aquecidos e parcialmente fundidos em rochas frias, não é possível ainda a apresentação de um modelo completo e rigoroso do controlo estrutural e dos processos de instalação do Maciço Ígneo de Sintra.

1.2. Trabalhos anteriores

A grande diversidade litológica e a complexidade estrutural desta região desde há muito vêm atraindo a atenção de numerosos investigadores, cujos estudos geológicos produziram uma já vasta bibliografia sobre a região de Sintra.

Os trabalhos de P. CHOFFAT (*e.g.*, 1883-87, 1885, 1886, 1891, 1901, 1950), não sendo os mais antigos, podem ser considerados estudos precursores da geologia desta região: a idade da intrusão granítica é discutida na nota publicada em 1887; a descrição da série sedimentar encaixante e as primeiras grandes divisões litostratigráficas foram apresentadas em 1901 e, na obra póstuma publicada em 1950, caracteriza pormenorizadamente os depósitos conglomeráticos cenozóicos, de fácies continental, que afloram na região imediatamente a norte da serra de Sintra.

No respeitante à caracterização essencialmente sedimentológica e estratigráfica da região, destacam-se os trabalhos de: M. RAMALHO (1971), que precisou a estratigrafia do Jurássico superior; de J. REY (1972) que estudou a transição Jurássico-Cretácico estabelecendo a sua correlação com outras regiões da Bacia Lusitaniana; de P.-Y. BERTHOU (1973) que estudou os afloramentos cenomanianos; de P. ELLIS *et al.* (1987), de M. RAMALHO (1987) e de P.-Y. BERTHOU & H. LEEREVELD (1990), que precisaram a definição de unidades anteriormente reconhecidas correlacionando-as com outras regiões nas bacias Lusitaniana e do Algarve. De referir ainda os trabalhos de A. G. CARVALHO (1983-85a,b, 1994) sobre o Cenozóico continental aflorante a norte da serra de Sintra e de O. RIBEIRO (1940) sobre a morfologia das regiões de Sintra e Cascais.

Em relação à geologia do Maciço Ígneo de Sintra, a descrição mais ou menos pormenorizada dos diferentes tipos petrográficos representados e modelos petrogenéticos associados, assim como datações isotópicas, podem ser consultados em vários trabalhos: C. TEIXIRA (1962), C. ALVES (1964), J. WRIGHT (1969), R. SPARKS & G. WADGE (1975), R. MACINTYRE & G. BERGER (1982), R. ROCK (1982), T. PALÁCIOS (1986) e N. LEAL (1990, 1991).

A tectónica desta região tem sido estudada por M. C. KULLBERG (1982, 1983-85, 1984, 1986, 1993).

1.3. Enquadramento Geológico e Geotectónico

A área abrangida por este estudo (cerca de 180 km²), representada no Mapa Tectónico de Sintra (Fig. 1) localiza-se na Península de Lisboa (Estremadura Sul), incluindo terrenos do Mesozóico e do Cenozóico da Bacia Lusitaniana, entre os paralelos de Mafra e de Lisboa.

Do ponto de vista litológico, existem nesta região sobretudo rochas sedimentares, cujas idades variam desde o Oxfordiano superior até a actualidade; existem ainda diversos tipos de rochas ígneas, intrusivas e extrusivas, e ainda uma reduzida faixa de rochas metamórficas resultantes de metamorfismo de contacto.

A intrusão do diapiro magmático de Sintra (em planta com forma aproximadamente elíptica, com eixos maior e menor, respectivamente, de 10 km e 5 km) na sequência sedimentar mesozóica praticamente não deformada induziu a formação de um doma, actualmente parcialmente exumado; o testemunho cartográfico deste doma apresenta geometria assimétrica, alongada segundo a direcção E-W, e exhibe acentuada vergência para norte. O maciço ígneo está localizado num acidente crustal profundo de orientação NW-SE a NNW-SSE, direito, que atravessa toda a Margem Oeste Ibérica e que controlou a instalação do maciço (RIBEIRO *et al.*, 1979), a qual, segundo D. MOUGENOT (1980-81) e M. C. KULLBERG (1983-85) foi acompanhada por compressão regional de direcção aproximadamente N-S.

Margina o doma um sinclinal anelar cuja charneira se localiza **i) a sul**, na praia do Guincho¹, 1 Km a sul da Aldeia de Juzo e em Alcabideche; **ii) a sudeste**, na região de Manique e Albarraque; **iii) a leste**, entre Rio de Mouro e Mercês; **iv) a norte**, é localizável na região entre Lourel e Algueirão e a norte do Calhau do Corvo (bordo sul da Praia Grande), encontrando-se, na sua maior extensão, encoberto pelas unidades cenozóicas continentais aflorantes em Monte Santos, Galamares, Vinagre e Banzão.

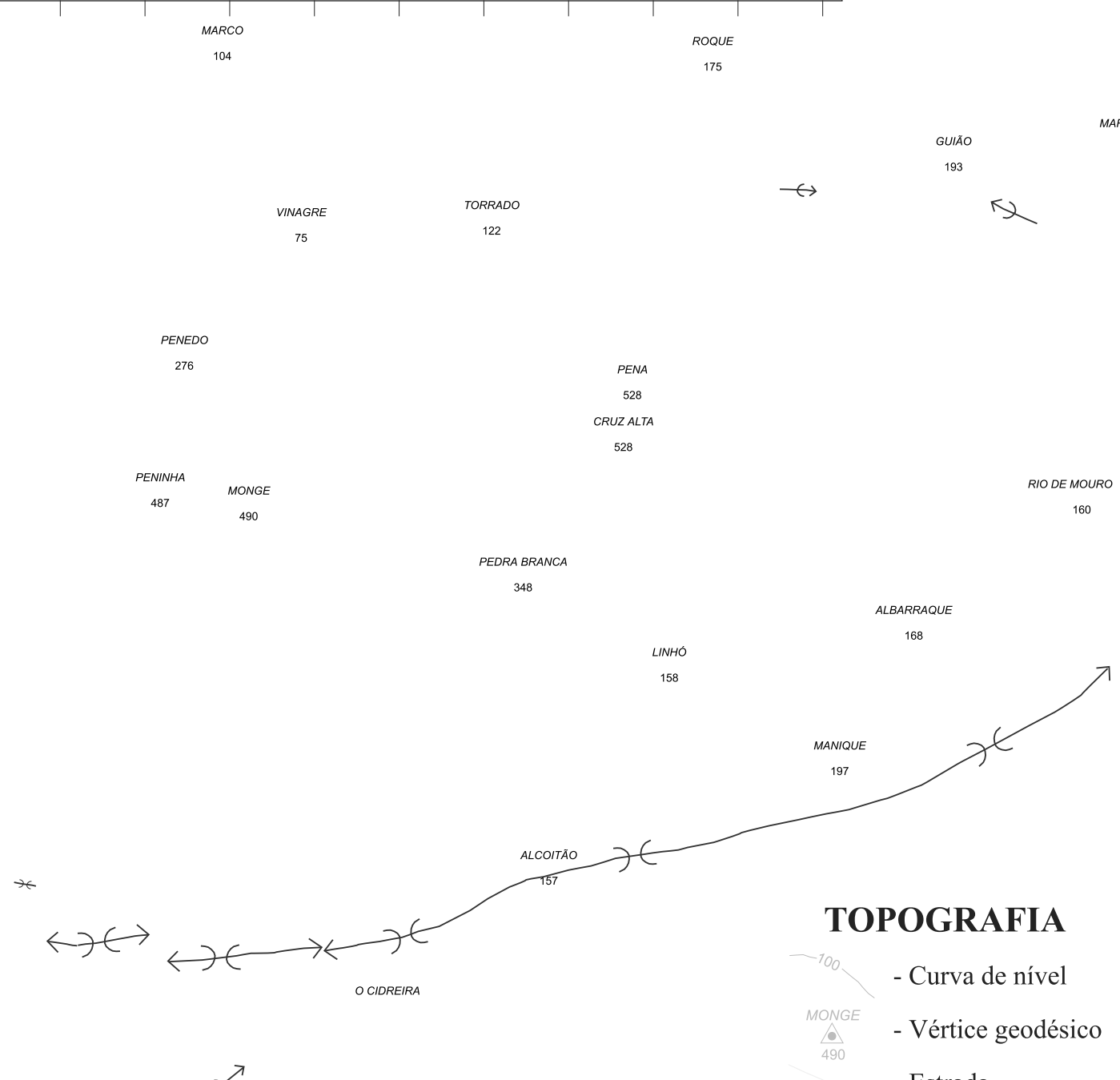
Ao longo do acidente profundo NNW-SSE estão intruídos o maciço de Sintra e pelo menos outros dois maciços ígneos alcalinos, também de idade Cretácico superior: os maciços de Sines e Monchique. O controlo estrutural da intrusão do maciço de Sintra está, assim, completamente associado à origem e cinemática deste importante acidente profundo e,

Fig.1 (páginas seguintes) - Mapa Tectónico de Sintra

¹ Para localização dos topónimos deve consultar-se a Fig. 6.

MAPA TECTÓNICO DE SINTRA

M. C. Kullberg & J. C. Kullberg



UNIDADES GEOLÓGICAS

	- Q (ind.)		- Granito
	- Q FV		- Sienito
	- $\Phi + Q$		- Brecha ígnea
	- M^4		- Gabro
	- M^3		- Filão radial
	- ΦFS		- "Cone sheet"
	- ΦFN		- Filão camada
	- $\Phi FT/FPG$		- Lamprófiro
	- CMS		- Traquito
	- Φ (ind.)		

ESTRUTURAS

	35 60	- Estratificação
	35 60	- Estratificação invertida
		- Cavalgamento
		- Cavalgamento (prov.)
		- Falha normal
		- Desligamentos
		- Anticlinal
		- Anticlinal mergulhante
		- Sinclinal
		- Sinclinal mergulhante
		- Doma do Brouco

TOPOGRAFIA

	- Curva de nível
	- Vértice geodésico
	- Estrada



Quadrícula Quilométrica U.T.M.

Zona 29S

Elipsóide Internacional- Datum Europeu
Equidistância entre curvas de nível: 50 m

4556000m E
4280420m N

4796000m E
4280640m N

consequentemente, dependente da sua interacção com as anisotropias das zonas crustais superiores, à medida que este acidente profundo se propagou para a superfície.

O evento compressivo alpino, responsável pela inversão tectónica da Bacia Lusitaniana, reactivou e intensificou a maioria das estruturas contemporâneas da intrusão magmática e deformou as unidades do Mesozóico e do Cenozóico gerando, por exemplo, dobras com charneiras aproximadamente WSW-ENE, na sua maioria vergentes para norte, muitas vezes associadas a cavalgamentos com a mesma vergência.

1.4. Geomorfologia

Nesta região, como no conjunto da Estremadura, a morfologia, na sua generalidade, é concordante com a estrutura: as zonas deprimidas correspondem a sinclinais ou a bacias de colapso e as zonas elevadas correspondem a dobras anticlinais, a *horsts* limitados por falhas ou, ainda, a intrusões de rochas ígneas. Quanto à rede hidrográfica, está quase sempre controlada por falhas e fracturas.

A região de Sintra é fundamentalmente constituída por um planalto litoral complexo que rodeia completamente a respectiva serra: a sul e a leste, encontra-se a designada Plataforma de Cascais e, a norte, a Plataforma de S. João das Lampas. Esta termina para leste contra uma zona de relevos bem marcados, sobre terrenos meso-cenozóicos, recortados por diversas falhas e por rochas eruptivas na maioria pertencentes ao Complexo Vulcânico de Lisboa (CVL).

O maciço de Sintra domina claramente a paisagem da região, constituindo o seu principal elemento morfológico. Evoluiu por erosão diferencial, representando na actualidade um relevo de dureza, um *inselberg* alongado, cujos cumes se elevam a mais de 500 m de altitude, exibindo ainda formas de relativa frescura.

No interior da serra, a rede hidrográfica está representada por linhas de água muito entalhadas, cujos vales, muito imaturos, atestam a juventude do relevo terminando, os que se dirigem directamente para o litoral, a oeste, por vales suspensos (RIBEIRO, 1940).

As regiões envolventes da serra são constituídas por formações cujas idades se distribuem desde o Jurássico superior ao Quaternário. A norte, a Plataforma de S. João das Lampas é constituída por um conjunto de plataformas regulares, cuja altitude varia entre os 100 m e os 250 m. De um modo geral, esta plataforma poligénica cujo último retoque será provavelmente de idade pliocénica (que pode ser decomposta em vários níveis embutidos a diferentes cotas, resultantes da actividade recente de falhas NNE-SSW), encontra-se basculada para oeste, onde o seu limite coincide com a linha de costa de traçado rectilíneo, cortada por

arribas que, no geral, diminuem em altitude para norte. A leste, o seu limite é difícil de estabelecer, pois é interactuado por uma extensa faixa de relevos limitados por falhas (RIBEIRO, 1940; DIAS, 1980).

A plataforma encontra-se retalhada por rede hidrográfica que apresenta encaixes recentes e vigorosos, relacionados com linhas de fraqueza estrutural e/ou com fenómenos de erosão diferencial. A drenagem faz-se para oeste e, de uma maneira geral, a rede hidrográfica é constituída por pequenos cursos de água, cujo comprimento máximo não ultrapassa 10 a 15 km, orientados aproximadamente NW-SE, segundo uma direcção paralela à família de desligamentos direitos contemporânea da instalação do Maciço Ígneo de Sintra.

Os relevos situados a leste da plataforma correspondem a dobras afectando blocos rígidos limitados por falhas aproximadamente NNE-SSW, sendo a falha de Sabugo-Olelas uma das mais importantes, cuja movimentação vertical permitiu o aparecimento de núcleos litologicamente mais resistentes (unidades carbonatadas do Jurássico superior). A movimentação vertical recente detectada nesta falha, que desloca a superfície de aplanção pliocénica, é da ordem dos 100 a 120 m (DIAS, 1980; CABRAL, 1995).

A Plataforma de Cascais, encontra-se várias dezenas de metros mais baixa do que a anterior, é bastante regular inclinando suavemente para sul até ao Cabo Raso e corresponde também a superfície de abrasão marinha (RIBEIRO, 1940).

2. LITOLOGIAS E MARCADORES FOTOGEOLOGICOS

2.1. As Rochas da região de Sintra

2.1.1. Rochas sedimentares

As unidades aflorantes nesta região têm idades compreendidas entre o Oxfordiano superior e o Quaternário (Fig. 2). A espessura da sequência sedimentar mesozóica pós Oxfordiano intruída pelo maciço ígneo de Sintra é da ordem dos 2200 a 2700 m. As unidades do Jurássico superior e Cretácico inferior são predominantemente constituídas por calcários mais ou menos cristalinos e compactos, intercalados com calcários margosos e calcários de fácies pelágica, ricos de matéria orgânica. Na Bacia Lusitaniana, esta é a única região onde a transição Jurássico-Cretácico é contínua e representada por sedimentação em meio marinho, embora de pouca profundidade. Os primeiros níveis areníticos finos, aos quais se atribui uma idade do Valanginiano, ocorrem intercalados em calcários margosos e leitos argilosos; são marcadores

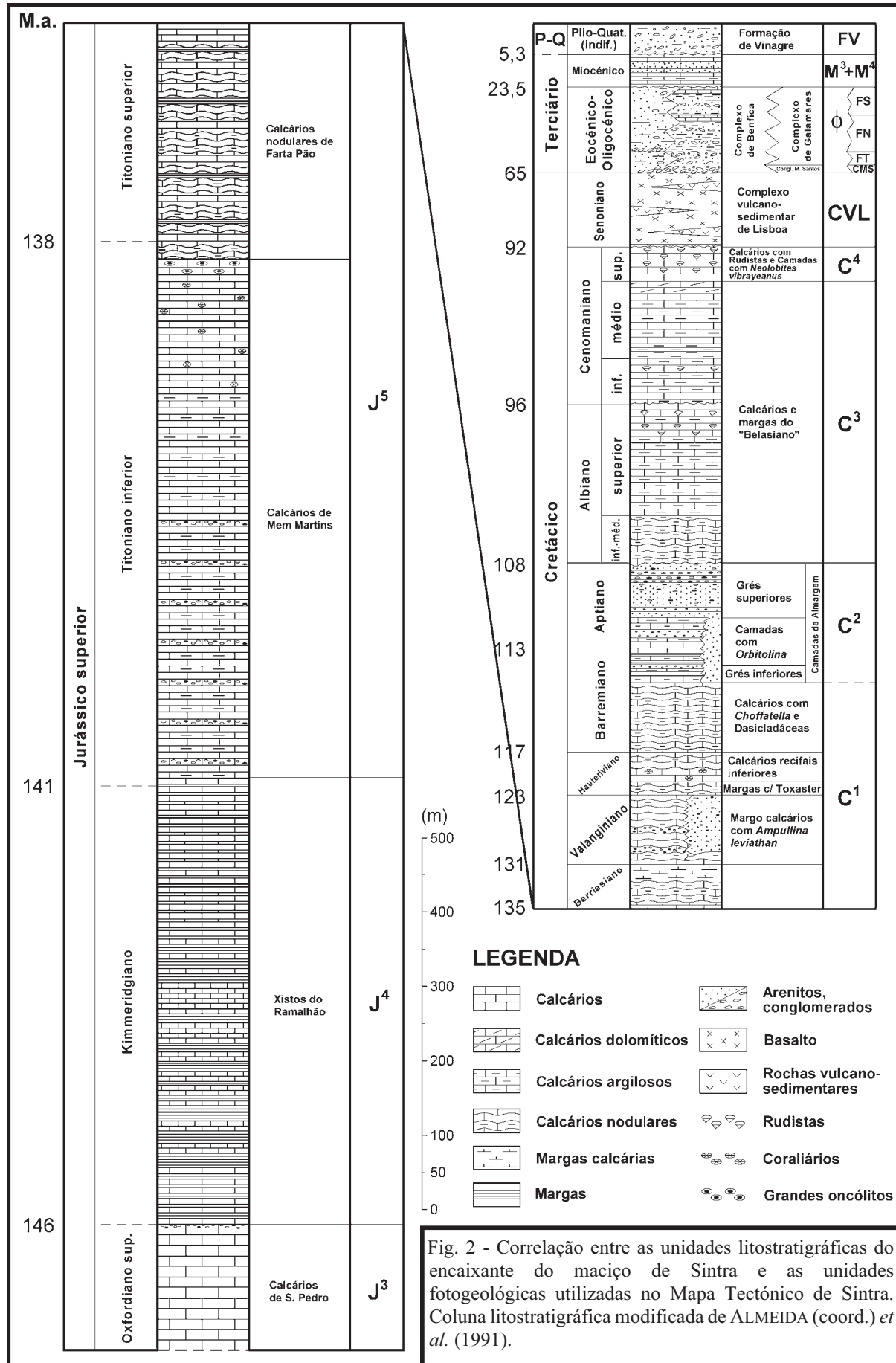


Fig. 2 - Correlação entre as unidades litostратográficas do encaixante do maciço de Sintra e as unidades fotogeológicas utilizadas no Mapa Tectónico de Sintra. Coluna litostратográfica modificada de ALMEIDA (coord.) et al. (1991).

de um período de regressão marinha cujo apogeu se situou no Apciano superior, caracterizado pela deposição da formação dos "Grés de Almargem".

A transição Albiano-Cenomaniano marca o começo de importante transgressão marinha à escala da Bacia Lusitaniana, que se inicia com a deposição de camadas margosas com ostracodas, que vão progressivamente passando a calcários compactos com rudistas, já no Cenomaniano superior. Segue-se importante lacuna sedimentar com a duração de cerca de 40/50 M.a..

As unidades mais antigas do Cenozóico correspondem a depósitos de fácies continental, constituindo o Conglomerado de Monte Santos, sobreposto por um conjunto de unidades mais recentes agrupadas no Complexo de Galamares, com idade compreendida entre o Paleogénico e possivelmente o Miocénico inferior (CARVALHO, 1983-85a,b, 1994). Este complexo está recoberto, em discordância angular, por depósitos marinhos de idade miocénica (Serravaliano-Tortoniano inferior), igualmente representados na região oriental (ver Mapa Tectónico, Fig. 1). Do Pliocénico existem depósitos residuais nos topos das superfícies de aplanção cujo modelado teve início provavelmente após a intrusão do maciço de Sintra. A Formação de Vinagre, semelhante a certas *rañas* do Alentejo, foi considerada posterior ao Miocénico marinho datado na região sendo possivelmente de idade Quaternário antigo (CARVALHO, 1994). A maioria dos depósitos litorais, areias de praia, dunas (que cobrem grande parte da extensão do litoral a norte da Serra de Sintra) e dunas consolidadas, depósitos de vertente e aluviões, são também atribuíveis ao Quaternário.

2.1.2. Rochas ígneas

As rochas ígneas aflorantes nesta região pertencem **i**) ao diapiro magmático de Sintra, intrusivo nas formações sedimentares do Mesozóico, e ao cortejo filoniano que acompanha a sua instalação, ou **ii**) às formações estratiformes extrusivas do Complexo Vulcânico de Lisboa e aos filões contemporâneos.

Esta diversidade petrográfica assinala dois episódios magmáticos bem distintos no tempo e no espaço: a intrusão do maciço de Sintra, há cerca de 82 M.a., no Cretácico superior (Santoniano) e o vulcanismo extrusivo alcalino, de idade Cretácico terminal/Eocénico (cerca de 72 M.a.).

2.1.2.1. Maciço de Sintra

A estrutura da intrusão magmática é complexa mas pode ser descrita, sinteticamente, como composta por um núcleo de natureza sienítica envolvido por um largo anel granítico e por

um anel gabro-diorítico descontínuo; este encontra-se melhor representado a sul, onde se dispõe entre os sienitos e os granitos e é bastante mais reduzido a norte, onde aflora periféricamente em relação ao anel granítico (Fig. 1). Esta disposição reflecte a instalação de dois diapiros magmáticos distintos: o primeiro de composição granítica com afinidades crustais e o segundo de composição gabro-sienítica com afinidades mantélicas, ocupando, *grosso modo*, o núcleo do primeiro diapiro (LEAL, 1990, 1991).

Os tipos litológicos presentes são variados, abrangendo uma vasta gama de concentrações de sílica: entre as rochas granulares, destacam-se os gabros (e a variedade mafraíto), os dioritos, os sienitos, os granitos e ainda uma rocha quartzo-turmalínica; quanto às rochas microgranulares, pertencentes ao cortejo filoniano adjacente, ocorrem microgranitos, microsienitos, traquitos, microdioritos e andesitos, algumas destas rochas com matriz vítrea (ALVES, 1964).

Para além destas rochas ígneas existem também diversas brechas eruptivas cuja génese está associada à evolução do diapiro magmático para uma estrutura do tipo caldeira subsidente, delimitada por falhas cónicas por onde se insinuaram os produtos quase-sólidos que constituem o diapiro gabro-sienítico intruído no diapiro granítico precoce. Na composição destas brechas eruptivas, intensamente tectonizadas, participam fragmentos de rochas de todos os tipos petrográficos existentes no maciço e, inclusivamente, fragmentos de rochas carbonatadas pertencentes ao encaixante, que exibem metamorfismo anterior à brechificação (ALVES, 1964). Para este autor, as brechas representam manifestações pneumatólicas/hidrotermais do magmatismo do maciço de Sintra.

A composição geoquímica das rochas do maciço caracteriza um magmatismo alcalino, intraplaca, para cuja génese se têm apresentado diversos modelos petrogenéticos os quais, pelas implicações que têm no modelo tectónico da intrusão, serão referenciados e discutidos noutro capítulo.

2.1.2.2. Complexo Vulcânico de Lisboa (CVL)

Este complexo aflora em vasta área na região de Lisboa (aproximadamente 200 km²); na região periférica ao doma do maciço de Sintra aflora apenas a NE, sendo constituído fundamentalmente por basaltos (lavas correspondentes a emissões vulcânicas calmas) intercalados com acumulações piroclásticas de granularidade variada (marcadoras de emissões vulcânicas explosivas). Os centros emissores mais importantes, que na generalidade correspondem a chaminés vulcânicas, ainda hoje são bem visíveis em numerosos locais,

frequentemente alinhados segundo direcções WNW-ESE e NW-SE. Embora os basaltos predominem largamente existem também tipos litológicos diferenciados: traquibasaltos, traquitos, riólitos.

Trata-se de um vulcanismo tipicamente alcalino, intraplaca. Os magmas primários, resultantes de pequena percentagem de fusão do manto superior, deram origem aos basaltos. Após cristalização fraccionada e, em menor escala, assimilação crustal do soco, formaram-se as rochas mais diferenciadas (PALÁCIOS, 1986). As rochas do cortejo filoniano associado a este episódio magmático são na sua maioria microtraquitos e equivalentes microgranulares dos basaltos.

2.1.3. Rochas metamórficas

Correspondem a um estreito anel de corneanas calcossilicatadas, presentes sobretudo a sul e leste do maciço de Sintra, na sua estreita dependência, pois resultaram do metamorfismo de contacto desenvolvido durante a intrusão nas rochas carbonatadas do Jurássico superior que servem de encaixante ao diapiro magmático.

2.2. Interpretação fotogeológica da região de Sintra

O Mapa Tectónico de Sintra (Fig. 1) foi efectuado com base em cartografia geológico-estrutural detalhada feita por um dos autores (M.C. KULLBERG) no desenvolvimento de trabalhos anteriores, completado pela análise de lineamentos reconhecidos na interpretação de estereopares sequenciais de fotografias aéreas monocromáticas, utilizando estereoscópio WILD AVIOPRET APT2 com *zoom* (3 a 15X).

A interpretação foi realizada sobre fotografias do vôo n.º 97 da Força Aérea Portuguesa, de 31 de Agosto de 1977, da Grande Lisboa, à escala aproximada de 1/31800 (distância focal de 6 polegadas e altitude de vôo de 15 900 pés).

Os contrastes lito-morfológicos existentes nas sequências margo-carbonatadas e nas sequências argilo-areníticas do Mesozóico, bem como o contraste maciço ígneo/encaixante sedimentar, permitiram a selecção dos foto-marcadores geológicos utilizados na análise e interpretação das fotografias aéreas, cuja correlação com a coluna litostratigráfica (modificada de ALMEIDA (coord.) *et al.*, 1991) pode ser observada na Fig. 2.

Em anexo apresentam-se 2 anáglifos, imagens estereoscópicas impressas em cores complementares que permitem a visualização, com relevo, de áreas representativas das

estruturas do Mapa Tectónico de Sintra, cuja localização se encontra assinalada na Fig. 1, preparados para serem observados através de óculos bicolores.

3. GEOMETRIA DAS ESTRUTURAS E ANÁLISE CINEMÁTICA

As estruturas representadas no Mapa Tectónico de Sintra (Fig. 1), correspondem a dois eventos tectónicos distintos: a intrusão magmática e o evento compressivo alpino, que inclui diversos episódios, de diferentes idades. Para melhor sistematização serão caracterizados separadamente.

3.1. Intrusão do Maciço Ígneo de Sintra

A caracterização da deformação induzida no encaixante sedimentar pela instalação do diapiro magmático pode ser consultada em M. C. KULLBERG (1983-85 e 1984).

A indentação forçada promovida pela instalação do maciço no seu encaixante produziu um doma e gerou vários sistemas de falhas que formaram a rede por onde se insinuou o material do cortejo filoniano que acompanhou a intrusão principal: formaram-se falhas radiais sub-verticais e falhas com geometria cónica, cuja direcção acompanha o limite elíptico do maciço (KULLBERG, 1983-85, 1984) (Fig. 3). As mais precoces, associadas à instalação do diapiro granítico, funcionaram como fendas de tracção. São subparalelas à estratificação das rochas sedimentares, tendo originado um complexo de filões camada de natureza essencialmente básica, inclinando para fora do núcleo do maciço. Estes filões localizam-se no flanco leste do doma marginal (Fig. 1). As fracturas mais recentes, cuja actividade está associada à intrusão do segundo diapiro, gabro-sienítico, inclinam para o interior do núcleo do maciço e funcionaram como falhas inversas com abertura (cf. o previsto pelo modelo geométrico e cinemático de J. SUPPE, 1985); estão localizadas sobretudo a sul e a sudeste da intrusão e originaram um complexo de filões de natureza essencialmente félsica com geometria do tipo *cone-sheet*. Neste sector estão também melhor representadas as falhas dispostas radialmente, muitas delas preenchidas por filões composicionalmente associados aos *cone-sheets* (Fig. 3).

Para além do reconhecimento destas estruturas, resultantes da instalação dos diapiros magmáticos, é de importância relevante reconhecer a presença de acidentes cuja actividade possa ser atribuível ao próprio processo de intrusão magmática e, deste modo, tenham controlado quer a localização quer os mecanismos de instalação do maciço de Sintra.

A análise do Mapa Tectónico de Sintra permite destacar as seguintes macroestruturas:

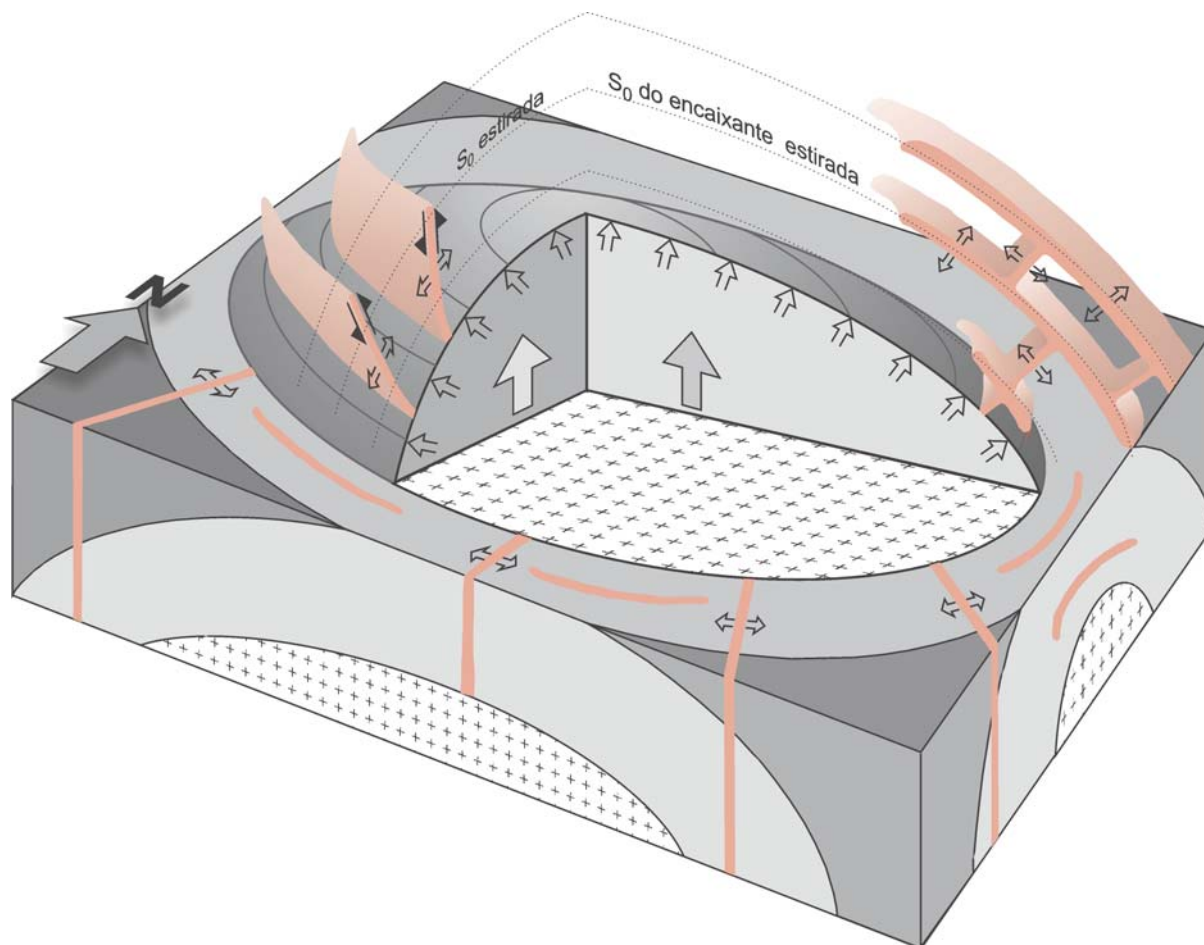


Fig. 3 - Esquema das fracturas geradas no encaixante sedimentar do maciço de Sintra em consequência da indentação promovida pela intrusão magmática: fracturas verticais com disposição radial com abertura; fracturas cónicas paralelas à estratificação com abertura em fases precoces da indentação e fracturas cónicas inclinadas para o interior do maciço, que registaram abertura e movimentação de falha inversa durante as últimas fases de indentação do diapiro magmático (adaptado de SUPPE, 1985). O desenvolvimento destas fracturas na proximidade de uma fonte magmática facilitou o seu preenchimento e consequente formação do complexo filoniano associado à intrusão do maciço de Sintra. S_0 - Estratificação.

- i) No interior do maciço ígneo é possível reconhecer nas rochas graníticas um padrão de fracturas e falhas subverticais, com orientações NNW-SSE e, muito mais frequentes, NNE-SSW. Estes acidentes são posteriores à instalação do diapiro magmático, pois recortam-no e, inclusivamente, ao contacto maciço/encaixante, mas parecem mimetizar discontinuidades mais antigas, associadas à instalação do corpo magmático. O contacto entre as rochas gabro-sieníticas do núcleo do maciço e a rocha

- granítica envolvente, parece estar controlado por fracturas NNW-SSE; este núcleo de rochas gabro-sieníticas, em contraste com os granitos, está pouco afectado por falhas.
- ii) O contacto norte do maciço ígneo, orientado E-W, é quase rectilíneo, marcado pela intrusão, descontínua, de gabros; no entanto, este contacto está modificado por tectónica posterior, que reactivou o acidente vergente para norte, ao longo do qual se instalou o maciço (KULLBERG, 1984, 1993).
 - iii) A sul do maciço de Sintra encontram-se importantes falhas de orientação NNW-SSE a NW-SE, que definem uma faixa de deformação no interior da qual intruíram numerosos filões; prolongando para NW este corredor de deformação, parece evidente a existência de controlo estrutural na forma do litoral granítico (Fig. 4); em alguns destes acidentes foi possível reconhecer estrias de desligamento direito, paralelas à inclinação da estratificação das rochas sedimentares, "fossilizadas" por intrusões filonianas, o que atesta a sua precocidade em relação à intrusão do maciço (KULLBERG, 1982).
 - iv) O aspecto rectilíneo do litoral a norte do Cabo da Roca, com orientação paralela à família de acidentes NNE-SSW sugere igualmente um controlo por fracturas, cuja intersecção com os acidentes descritos em **iii**) define o promontório do Cabo da Roca; na estrutura de Maria Dias, a nordeste do maciço de Sintra, observou-se em acidentes desta família a presença de estrias indicadoras de movimento de desligamento esquerdo, cuja inclinação é paralela à inclinação da estratificação das rochas sedimentares, caracterizando uma movimentação anterior ao basculamento das camadas do encaixante do maciço, produzido durante a formação do doma.
 - v) A intensa fracturação no sector SE do maciço acomoda a deformação correspondente ao fecho leste do doma do diapiro magmático, pela rotação progressiva dos acidentes NNW-SSE para NW-SE a WNW-ESE (no contacto maciço/encaixante) e pelo desenvolvimento de faixas de cisalhamento simples direito no encaixante (Fig. 5);

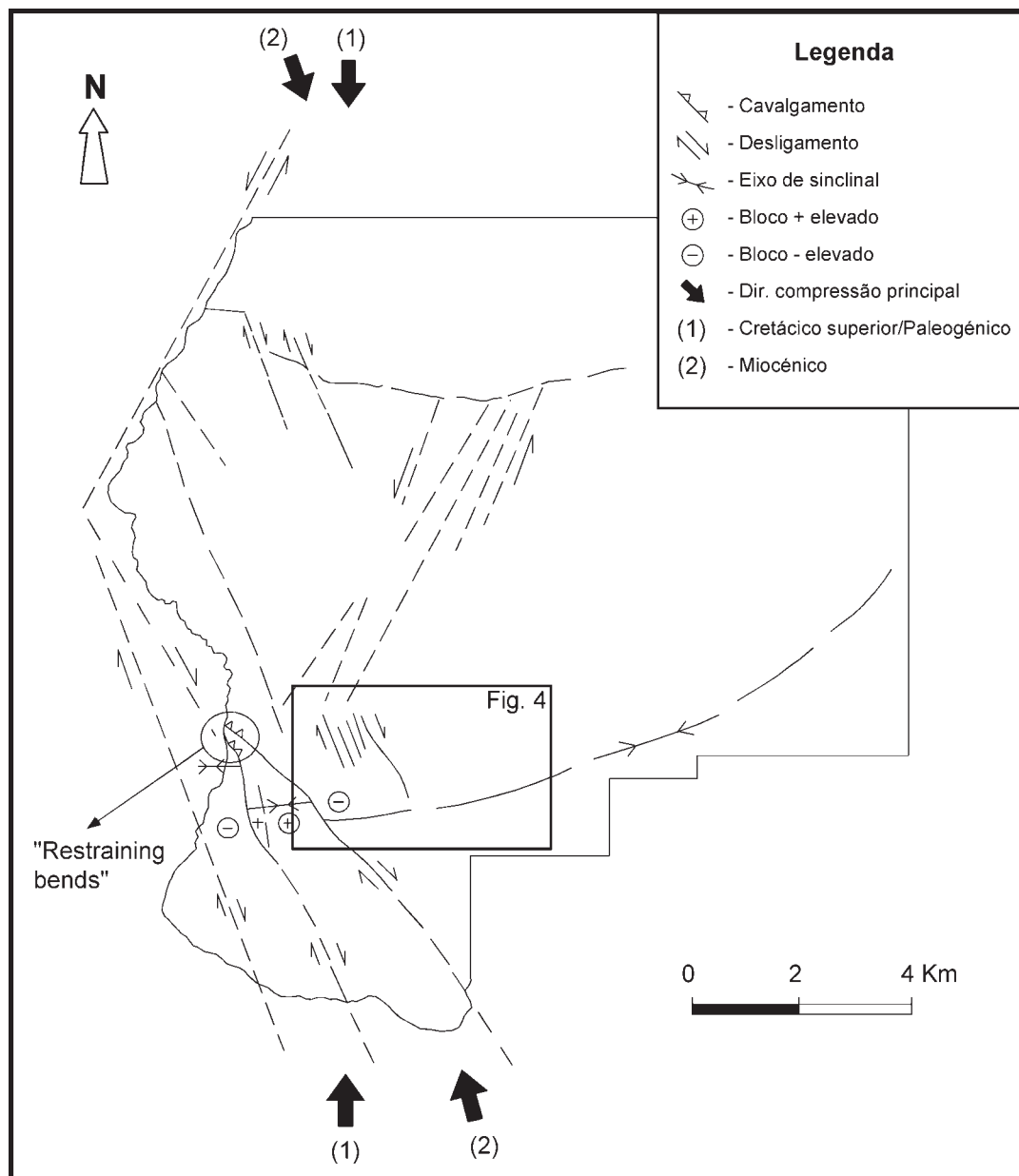


Fig. 4 - Representação dos acidentes de orientação NNW-SSE a NW-SE e NNE-SSW que funcionaram, respectivamente, como desligamentos direitos e esquerdos. Notar que a forma do litoral na região do maciço parece estar controlada por estes acidentes. A sua orientação em relação à da compressão máxima horizontal, no Cretácico superior e no Miocénico, favorece sempre o mesmo tipo de movimento. Este facto dificulta bastante a percepção da magnitude dos movimentos associados a cada uma das fases de deformação.

As características estruturais descritas em **i)** e **ii)**, associadas a argumentos invocados em trabalhos anteriores (KULLBERG, 1983-85, 1984; LEAL, 1990, 1991), indicam que a intrusão magmática do maciço de Sintra é múltipla: primeiro intruiu o diapiro granítico, periférico e posteriormente, no seu interior, intruiu o diapiro gabro-sienítico, cuja forma é grosseiramente circular e cuja localização no alinhamento do corredor de deformação NNW-SSE identificado

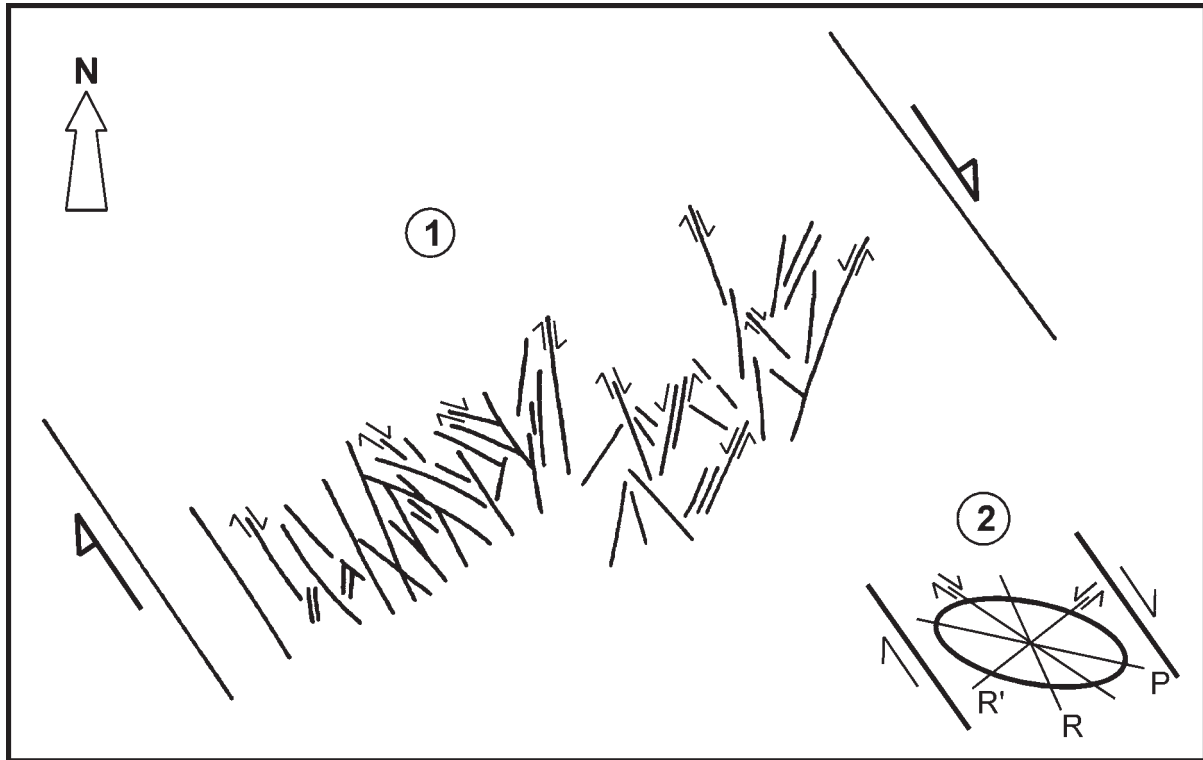


Fig. 5 - 1. Estruturas frágeis de cisalhamento simples direto à escala cartográfica, acomodando deformação não coaxial, junto ao fecho sudeste do doma de Sintra; 2. Modelo teórico de estruturas de cisalhamento simples, aplicável a 1.

em **iii)** parece corresponder à região onde se intersectam estes acidentes e os seus conjugados NNE-SSW.

O alinhamento E-W de vários afloramentos de gabro, a acentuada assimetria do doma sedimentar vergente para norte e a informação geofísica disponível (MOREIRA, 1984; MIRANDA, 1989; KULLBERG, *et al.*, 1991; SILVA & MIRANDA, 1994) indicam tratar-se de intrusão magmática oblíqua, muito provavelmente na dependência de uma falha E-W inclinada para sul, presumivelmente localizada no soco varisco da Bacia Lusitaniana, o que, aliás, explicaria a forma alongada do maciço segundo aquela direcção.

As estruturas descritas em **iii)** e **iv)** correspondem, respectivamente, à materialização à superfície do acidente profundo NNW-SSE que conecta os três maciços ígneos do Cretácico superior, Sintra, Sines e Monchique, e ao desenvolvimento de uma família de falhas conjugadas, em regime de deformação frágil na crosta superficial, associadas segundo D.

segundo N-S, induzido quer por possível compressão durante o Cretácico superior quer por compressão no Miocénico superior, que terá sido muito mais importante.

3.2. Actividade Tectónica de idade alpina

O evento compressivo alpino reactivou a maioria das estruturas da intrusão magmática e, nos sectores não afectados pela intrusão, formou dobras de comprimento de onda variado e falhas. Contudo, algumas falhas exibem conjuntos de estrias com geometria diversa e relações cinemáticas complexas, revelando contemporaneidade com a intrusão do maciço e reactivação posterior. É possível detectar a actividade tectónica alpina nos seguintes sistemas de falhas:

- i) Em acidentes de direcção NNW-SSE a NW-SE; são falhas subverticais que apresentam várias gerações de estrias associadas a movimento de desligamento direito sendo possível reconhecer em algumas uma fase distensiva intermédia, que permitiu a sua movimentação como falhas normais, em muitos casos acompanhada pelo preenchimento de material filoniano do Complexo Vulcânico de Lisboa. Desta forma, as falhas mais antigas por onde se instalaram filões do CVL, cuja génese muito provavelmente precedeu e esteve associada à intrusão do maciço de Sintra, foram reactivadas durante a compressão alpina, produzindo estrias que se sobrepõem às anteriores. Exemplos de reactivação de falhas mais antigas observam-se nas falhas a sul de Sintra que deslocam a charneira do sinclinal anelar. A análise dos rejeitos cartográficos destas falhas (Fig. 4) mostra que os mesmos são compatíveis com os dois campos de tensão (o fini-Cretácico, contemporâneo da instalação do maciço de Sintra, e o alpino de idade Miocénica) e que a reactivação dos desligamentos direitos gerou pequenos cavalgamentos vergentes para sul (na praia do Abano e a norte da praia do Guincho) em *restraining bends* destas falhas, às quais estão associados movimentos verticais de blocos menores, que assim acomodam o constrangimento induzido por estes encurvamentos na atitude geral dos planos de falha.
- ii) Em acidentes de direcção NNE-SSW a NE-SW, subverticais, conjugados dos anteriores, que apresentam também várias gerações de estrias mas com movimento de desligamento esquerdo, que funcionaram igualmente como falhas normais durante o episódio distensivo correspondente ao vulcanismo extrusivo do CVL, tendo muitas delas sido preenchidas por filões, *vide* para exemplo, o sector de Maria Dias (REIS, 1987). A compressão a que posteriormente estiveram sujeitos estes acidentes originou estruturas em *pincée*, como se observa no sector norte da Praia Grande e na

extremidade sul da Praia das Maças (KULLBERG *et al.*, 1983-85). Acidentes com estas orientações representam parte das fracturas que afectam o diapiro granítico, deslocando o contacto com o encaixante sedimentar. A geometria destes sistemas conjugados e do doma das formações encaixantes do maciço de Sintra é compatível com uma compressão regional aproximadamente N-S.

iii) Em acidentes de direcção aproximadamente E-W, com planos inclinados para sul e movimentação cavalgante com vergência para norte; estão associados a dobras de comprimentos de onda variáveis, com charneiras sub-horizontais de direcção WSW-ENE a E-W, vergentes para norte, afectando o conjunto meso-cenozóico, ou a pequenas escamas imbricadas resultantes da reactivação com propagação para este do cavalgamento do bordo norte do maciço de Sintra (KULLBERG, 1983-85). Os desligamentos esquerdos de direcção NE-SW reactivados durante a compressão alpina (Miocénico), actuaram como rampas laterais destes sistemas cavalgantes, transferindo o movimento cavalgante para níveis de descolamento diferentes (Figs. 1 e 6). Ao contrário do que se observa na Cadeia da Arrábida, a estrutura mais significativa produzida por este evento compressivo miocénico, os acidentes cavalgantes são de pequena magnitude e distribuem-se por vários níveis estratigráficos, aproveitando frequentemente superfícies de estratificação em posição favorável, como se observa no sector de Maria Dias. Os cavalgamentos terminam para leste num bloco delimitado por duas zonas de transferência conjugadas (região de Sabugo-Vale de Lobos), no interior do qual é possível observar-se a maior movimentação vertical registada: este é o único compartimento que exhibe o Jurássico superior no núcleo das dobras anticlinais e na frente cavalgante (Figs. 1 e 6). Estas características sugerem o amortecimento nesta direcção dos movimentos cavalgantes, com "flecha" progressivamente menor para leste, provavelmente devido a aumento da inclinação dos acidentes cavalgantes. Nesta região, os cavalgamentos devem estar a mobilizar apenas os níveis estratigraficamente mais altos da cobertura sedimentar, desfasados de um provável cavalgamento afectando o soco, localizado na continuação em profundidade do cavalgamento do bordo norte do maciço de Sintra.

Estas vergências para norte, contrárias às observadas na Cadeia da Arrábida, a sul, definem em conjunto uma estrutura em *pop up* que envolve não só as rochas da cobertura sedimentar Meso-Cenozóica mas que pode envolver também as rochas do soco varisco (cf. RIBEIRO *et al.*, 1990). Este *pop-up*, com cerca de 40 km de largura, representa assim mais uma estrutura de

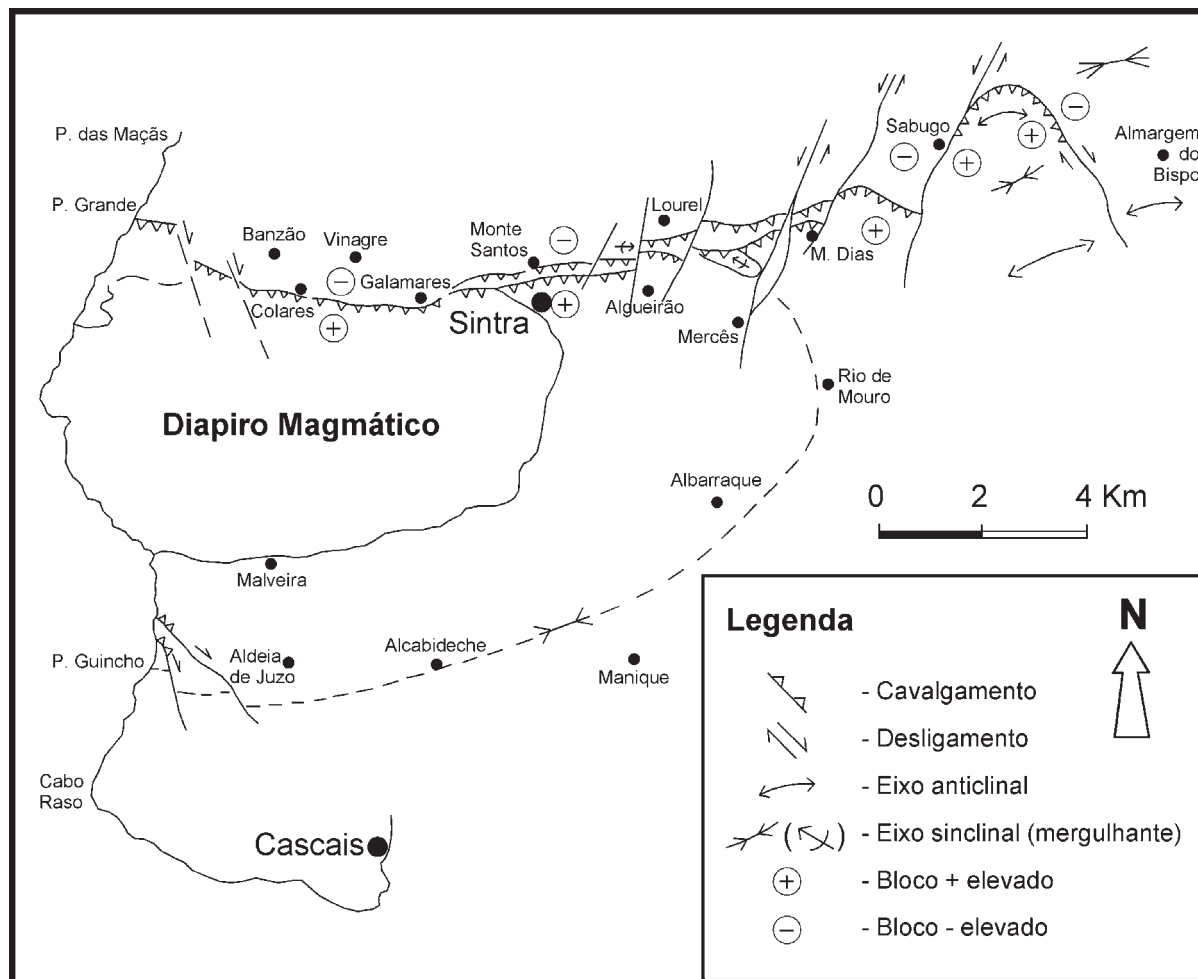


Fig. 6 - Reactivação alpina do contacto norte do maciço de Sintra. A propagação do cavalgamento para leste reactivou os acidentes NNE-SSW como falhas de transferência de movimento; o cavalgamento tem deslocamentos horizontais menores e verticais mais importantes para leste. A magnitude do movimento nas falhas de transferência (desligamentos esquerdos) aumenta para leste, o mesmo sucedendo à componente vertical dos cavalgamentos. Localização dos principais topónimos utilizados no trabalho.

inversão da Bacia Lusitaniana, à semelhança da estrutura do bloco limitado pelas falhas da Nazaré e do Arrife (RIBEIRO *et al.*, 1996). No interior deste *pop-up* observam-se dobras de grande raio de curvatura onde é possível identificar uma região estruturalmente deprimida - o sinclinal de Albufeira - que favoreceu a acumulação de espessos e extensos depósitos detríticos durante o Plio-Quaternário, limitado a sul e a norte por relevos estruturais constituídos por dobras e cavalgamentos com vergências, respectivamente, para sul (Cadeia da Arrábida) e para norte (Sintra).

4. CONTROLO ESTRUTURAL DA INSTALAÇÃO DOS MACIÇOS SUB-VULCÂNICOS DE SINTRA, SINES E MONCHIQUE - BREVE DISCUSSÃO

Desde há muito tempo que se reconheceu o alinhamento NNW-SSE dos três maciços ígneos de Sintra, Sines e Monchique. Em A. RIBEIRO *et al.* (1979), este alinhamento é interpretado como falha profunda controlando a intrusão dos três maciços, cujas idades são próximas, respectivamente: 82 ± 2 M.a., 72 ± 2 M.a. e 72 ± 2 M.a., portanto todos do Cretácico superior (MACINTYRE & BERGER, 1982). As suas composições exibem tipos petrográficos diferentes: em Sintra há essencialmente granitos, sienitos, dioritos e gabros, em Sines afloram principalmente sienitos e gabros e, em Monchique, sienitos nefelínicos e gabros, pertencendo os 3 maciços ao ciclo magmático alcalino da Península Ibérica, que abrange o período aproximadamente 100-70 M.a. - Albiano-Maastrichtiano - (RIBEIRO *et al.*, 1979; ROCK, 1982; LEAL, 1990, 1991; MARTINS, 1991).

Uma questão importante está relacionada com o modo como os três maciços atingiram a superfície topográfica. Por exemplo, em relação ao maciço de Sintra, duas hipóteses podem ser encaradas: **a)** a ascensão seria sobretudo magmática isto é, a "quente", com o doma sedimentar construído nessa fase e posteriormente erodido até expôr as rochas ígneas no seu núcleo; ou **b)** numa primeira fase a intrusão magmática não ultrapassaria, por hipótese, o limite soco/cobertura sedimentar, o arrefecimento dar-se-ia sem ascensão do corpo magmático, e portanto sem geração do doma sedimentar, tendo o maciço ascendido à superfície posteriormente, a "frio", por levantamento devido ao cavalgamento E-W vergente para N localizado no bordo norte do maciço, que tem actividade tectónica durante o evento alpino. Nestas condições, a deformação no encaixante seria toda mais recente e produzida a "frio". As características conhecidas da deformação no encaixante, favorecem mais a primeira hipótese, mas não se pode excluir uma contribuição significativa para o levantamento (*uplift*) do maciço resultante da actividade tectónica miocénica.

Os maciços têm sido considerados sub-vulcânicos (ROCK, 1982), isto é, intruídos em níveis crustais elevados. Em trabalho recente, T. PALÁCIOS *et al.* (1995) sugerem que o granito de Sintra se intruiu a uma profundidade da ordem dos 5 a 6 km, baseados nas indicações geobarométricas fornecidas pela hornblenda. No entanto, considerando a espessura das unidades sedimentares a tecto do limite do maciço, materializado por ocorrência de metamorfismo de contacto, o topo da intrusão localizava-se, no máximo, a 2,7 km de profundidade.

Embora as interpretações modernas sobre a origem e evolução magmática dos maciços de Sintra, Sines e Monchique, estejam de acordo quanto à origem profunda, astenosférica, dos magmas não graníticos e da sua muito pequena contaminação crustal, a interpretação quanto ao ambiente geotectónico associado à geração destes magmas tem variado (ROCK, 1982; LEAL, 1990 e 1991; MARTINS, 1991).

N. ROCK (1982) integra os três maciços portugueses na grande província alcalina Ibérica do Cretácico superior e considera que esta actividade magmática está toda ela associada à actividade tectónica da junção tripla atlântica, responsável pela abertura da Baía da Biscaia a norte da Ibéria, no intervalo entre 118 e 84 M.a..

Embora subsista alguma controvérsia, existem hoje argumentos geoquímicos (LEAL, 1990, 1991) e estruturais (KULLBERG, 1983-85, 1984) suficientes para considerar a intrusão do granito de Sintra mais antiga, precedendo a intrusão das rochas gabro-sieníticas. N. ROCK (1982), tinha já sugerido que um modelo para explicar satisfatoriamente a geração das rochas sobressaturadas devia envolver anatexia e contaminação crustal em larga escala. De facto, os trabalhos de N. LEAL (1990 e 1991) baseados na geoquímica de elementos maiores e menores e na petrografia de variados tipos litológicos, sugerem que o granito de Sintra resultou de fusão parcial da crosta continental.

Também, quanto ao controlo estrutural local e à tectónica de grande escala associada à instalação destes maciços tem existido alguma divergência de opiniões. A. RIBEIRO *et al.* (1979), descrevem da seguinte forma os maciços de Sintra, Sines e Monchique: **i**) como corpos ígneos intruídos ao longo de um desligamento direito NNW-SSE, originado pela rotação da Península Ibérica no Cretácico, resultante da actividade da referida junção tripla da Biscaia, **ii**) a sua localização resulta da intersecção de dois sistemas de falhas conjugadas (direitas NNW-SSE e esquerdas NE-SW, respectivamente) e **iii**) cuja forma alongada E-W resultaria de uma componente cisalhante mais importante no sistema NNW-SSE direito, associada a transtensão.

M. C. KULLBERG (1983-85) considera a forma alongada dos três maciços como a "materialização geométrica da elipse de deformação finita associada à intrusão dos maciços". Neste trabalho e em A. RIBEIRO *et al.* (1983-85), considera-se a existência de um campo de tensão com compressão horizontal máxima orientada NNW-SSE, contemporânea da rotação sinistrógira da Península Ibérica e da geração do acidente profundo NNW-SSE. No Cretácico superior, durante a instalação dos maciços, a compressão teria rodado para uma direcção N-S, responsável pela forma final dos maciços. M. C. KULLBERG *et al.* (1991), sugeriram, com base na análise das trajectórias de deslocação relativa África/Europa publicadas por J. D EWEY *et al.* (1989) e S. SRIVASTAVA *et al.* (1990), que a rápida modificação na direcção dessas trajectórias

assinalada aos 92 M.a. teria criado novas condições de fronteira entre a África e a Ibéria, as quais provavelmente teriam induzido um estado de tensão intraplaca compressivo, responsável pela geração da falha profunda de Sintra-Sines-Monchique.

Mais recentemente, baseado no estudo da morfologia da montanha submarina de Tore e no mapa de anomalias magnéticas de Portugal e da Margem Oeste Ibérica (SILVA & MIRANDA, 1994) (Fig. 7), A. RIBEIRO citado em J. F. MONTEIRO (1996), sugere para a origem da falha Sintra-Sines-Monchique um impacto meteorítico. Em 1975, A. LAUGHTON *et al.*, interpretaram pela primeira vez a montanha submarina de Tore como uma cratera de impacto meteorítico e a análise do mapa de anomalias magnéticas sugere que as anomalias magnéticas associadas aos três maciços estejam ligadas por uma falha curva muito profunda, com origem na montanha submarina de Tore, que se prolonga até à anomalia do Banco de Guadalquivir. Ao longo deste alinhamento podem ainda ser detectadas mais duas anomalias idênticas mas menores, localizadas na Margem Oeste Ibérica. De acordo com A. RIBEIRO, a forma curva desta fractura poderia corresponder a uma propagação super-crítica da rotura após impacto, e a modificação da orientação da mesma (de WNW-ESE para NNW-SSE junto ao litoral actual) corresponderia à refacção sofrida durante a propagação da rotura, em consequência da diferença de espessura da crosta afectada, que está estirada na margem continental e não estirada na região continental emersa. Embora interessante, este modelo é bastante especulativo.

Das ideias expostas, ressalta o ainda insuficiente conhecimento de todos os fenómenos envolvidos na instalação dos maciços alcalinos portugueses, quer a pequena escala, quer à escala da tectónica de placas. A cada vez maior disponibilidade de dados de natureza geofísica, mais relacionados com os fenómenos tectónicos de larga escala, encontra ainda algumas dificuldades de harmonização com a informação estrutural disponível. Contudo, alguns factos podem ser destacados:

- A) A existência da falha de Sintra-Sines-Monchique é uma inferência geológica baseada no alinhamento geométrico praticamente rectilíneo que une os três maciços numa distância de cerca de 300 km. Sendo certamente uma inferência plausível, o facto é que a expressão superficial desta falha, com a continuidade que se reconhece no alinhamento, nunca foi reconhecida cartograficamente. Perfis sísmicos de reflexão e de refacção estudados (MATIAS, 1996) não conseguiram ainda evidenciar esta estrutura em profundidade; e, no entanto, nas proximidades dos três maciços, existem falhas com esta atitude e movimento observado de desligamento direito na cobertura sedimentar. Deve, portanto, existir nalgum nível da litosfera uma anisotropia

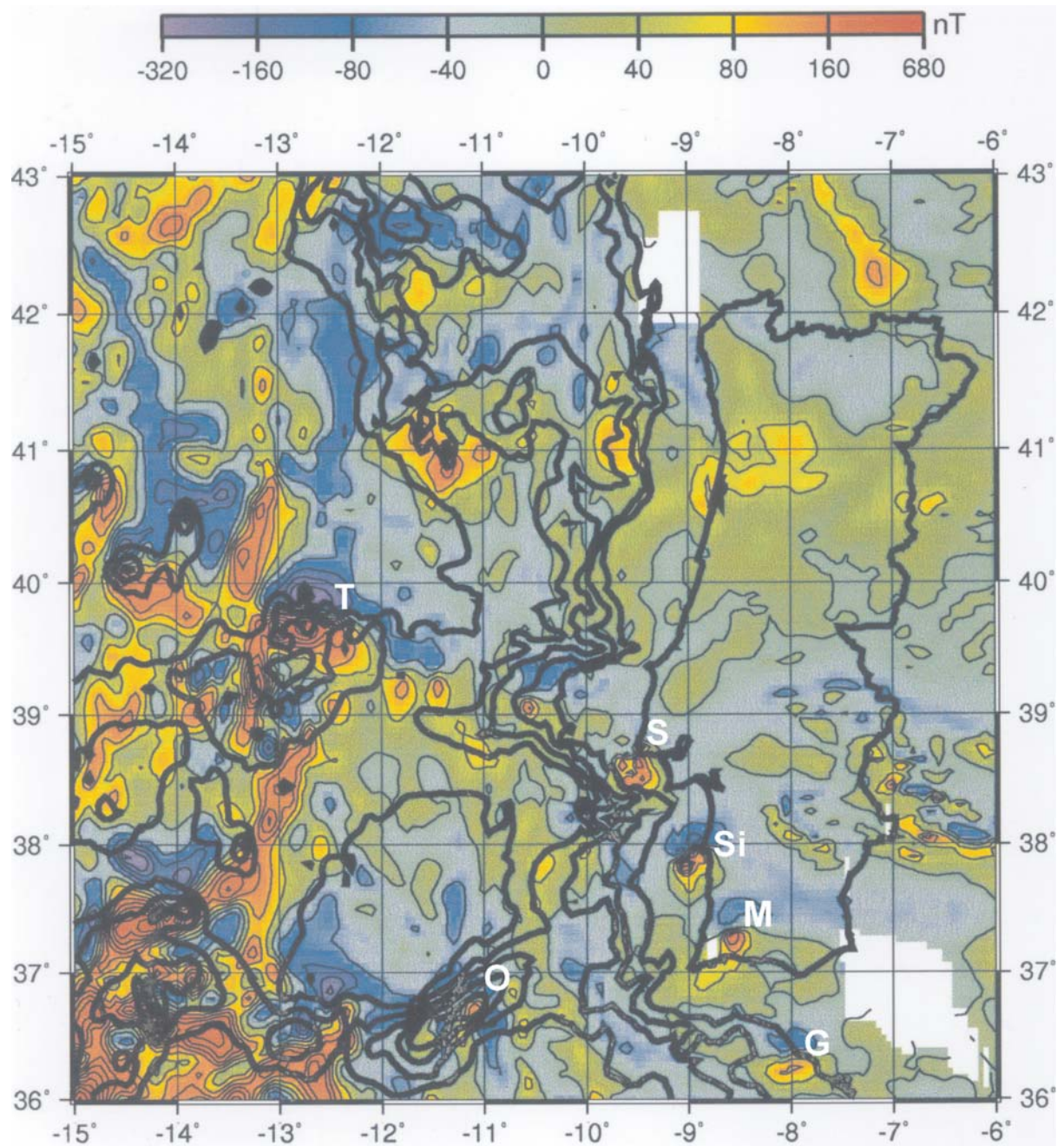


Fig. 7 - Mapa de Anomalias Magnéticas a 600 m(η T) de Portugal e da Margem Oeste Portuguesa (in SILVA & MIRANDA, 1994). Anomalias magnéticas referenciadas: T- anomalia da montanha submarina de Tore; O- anomalia da montanha submarina de Ormonde; S- anomalia de Sintra; Si - anomalia de Sines; M- anomalia de Monchique; G- anomalia do Guadalquivir.

responsável por esta aparente diferença de comportamento da fractura a diferentes profundidades: muito extensa em profundidade e capaz de servir de conduta para a ascensão magmática de material proveniente da astenosfera, e representada à superfície por ocorrências discretas e distribuídas por diversos acidentes pouco extensos embora paralelos entre si.

- B)** Por outro lado, abstraindo do efeito da temperatura, de um ponto de vista estrutural, a intrusão dos três maciços ígneos pode ser considerada semelhante à intrusão de um diapiro salino: estão em presença rochas com densidades diferentes (as menos densas ascendendo na crosta e indentando as rochas mais densas suprajacentes) e exibindo elevado contraste de viscosidades. Os maciços poderão considerar-se, por isso, diairos, neste caso, magmáticos.
- C)** O conhecimento actual sobre os diairos salinos nas bacias marginais portuguesas, mostra que a maioria das vezes ascendem ao longo de falhas, adquirindo forma alongada mimetizando a direcção dos acidentes onde se instalam. A forma alongada destes diairos magmáticos, para além de poder representar a sua acomodação dúctil a um campo compressivo vigente durante a sua instalação, cuja existência discutiremos a seguir, pode também representar uma subida diapírica ao longo de uma falha do soco varisco orientada E-W e, no caso de Sintra, inclinada para sul, tal como sugere N. LEAL (1990). As evidências registadas em estudos recentes sobre a existência de falhas com esta orientação e o seu papel nas fases distensivas precoces da evolução da Bacia Lusitaniana são diversas (RIBEIRO *et al.*, 1996). Por outro lado, **i)** o aspecto rectilíneo do bordo norte do maciço de Sintra, coincidente com o alinhamento das massas de gabro, **ii)** a acentuada assimetria do doma produzido no encaixante e **iii)** os cavalgamentos vergentes para norte, são evidências estruturais suficientes para que se possa considerar a presença de tal falha controlando a intrusão do diapiro magmático de Sintra em níveis crustais elevados (TERRINHA, 1998; TERRINHA & KULLBERG, 1998).

Do exposto resulta a identificação de dois domínios litosféricos localizados a diferentes profundidades, onde o controlo estrutural da mobilização do magma para a superfície se processa de modos diferentes:

- A)** um domínio profundo onde a ascensão magmática se produzirá em estreita relação com uma falha vertical NNW-SSE, e

B) um domínio superficial onde a instalação do diapiro magmático pode ser associada a uma falha não vertical com orientação E-W.

P. TERRINHA (1998) e P. TERRINHA & M. C. KULLBERG (1998) apresentam um modelo de instalação para os 3 maciços que concilia a existência de ascensão magmática na litosfera controlada por acidentes com geometrias diferentes, localizados a diferentes níveis. Neste modelo (Fig. 8), nas regiões mais profundas da litosfera com uma reologia frágil, o fabric planar responsável pela ascensão magmática seria definido por uma falha vertical NNW-SSE, com movimentação do tipo desligamento direito, ao longo da qual a existência de curvaturas de relaxamento (*releasing bends*) permitiria a ascensão de corpos magmáticos com formas prolatas. A transição entre este domínio litosférico frágil mais profundo e um domínio litosférico frágil superficial, caracterizado pela existência de anisotropias planares E-W não verticais, corresponderia a um nível litosférico de espessura comparativamente reduzida, com um comportamento mecânico dúctil, que funcionaria como nível de descolamento, onde a migração magmática ocorreria sobretudo na horizontal. Acima deste nível sub-horizontal, a ascensão magmática far-se-ia na dependência do fabric planar dominante, neste caso acidentes E-W contemporâneos da formação da Bacia Lusitaniana, que seriam deste modo os responsáveis pela forma elíptica alongada segundo aquela direcção que os 3 maciços exibem em afloramento.

A existência no interior da litosfera rígida de camadas com comportamento mecânico dúctil, funcionando como patamares de descolamento tem sido reconhecida em sísmica profunda e modelada experimentalmente (BRACE & KOHLSTEDT, 1980). A profundidade da sua localização e a possível repetição destes patamares de descolamento varia de região para região, uma vez que o comportamento mecânico da litosfera continental depende não só da composição como também da estrutura térmica.

Nesta região da Margem Oeste Ibérica não existem modelos reológicos da litosfera que nos permitam localizar a profundidade do proposto nível de descolamento, mas a sua existência é bastante plausível e é com frequência identificada na fronteira crosta superior/crosta inferior.

Este modelo tem ainda um certo carácter especulativo, mas está suportado por raciocínios geológicos baseados nos dados estruturais, geofísicos e petrográficos existentes.

A intrusão dos maciços de Sintra, Sines e Monchique corresponde, do ponto de vista geoquímico, a uma das manifestações do já referido ciclo magmático alcalino, que inclui manifestações de idades variadas. Nele se incluem também, por exemplo, o complexo intrusivo de Mafra (para o qual tem sido proposta uma idade de ≈ 100 M.a.), os filões de Foz da Fonte

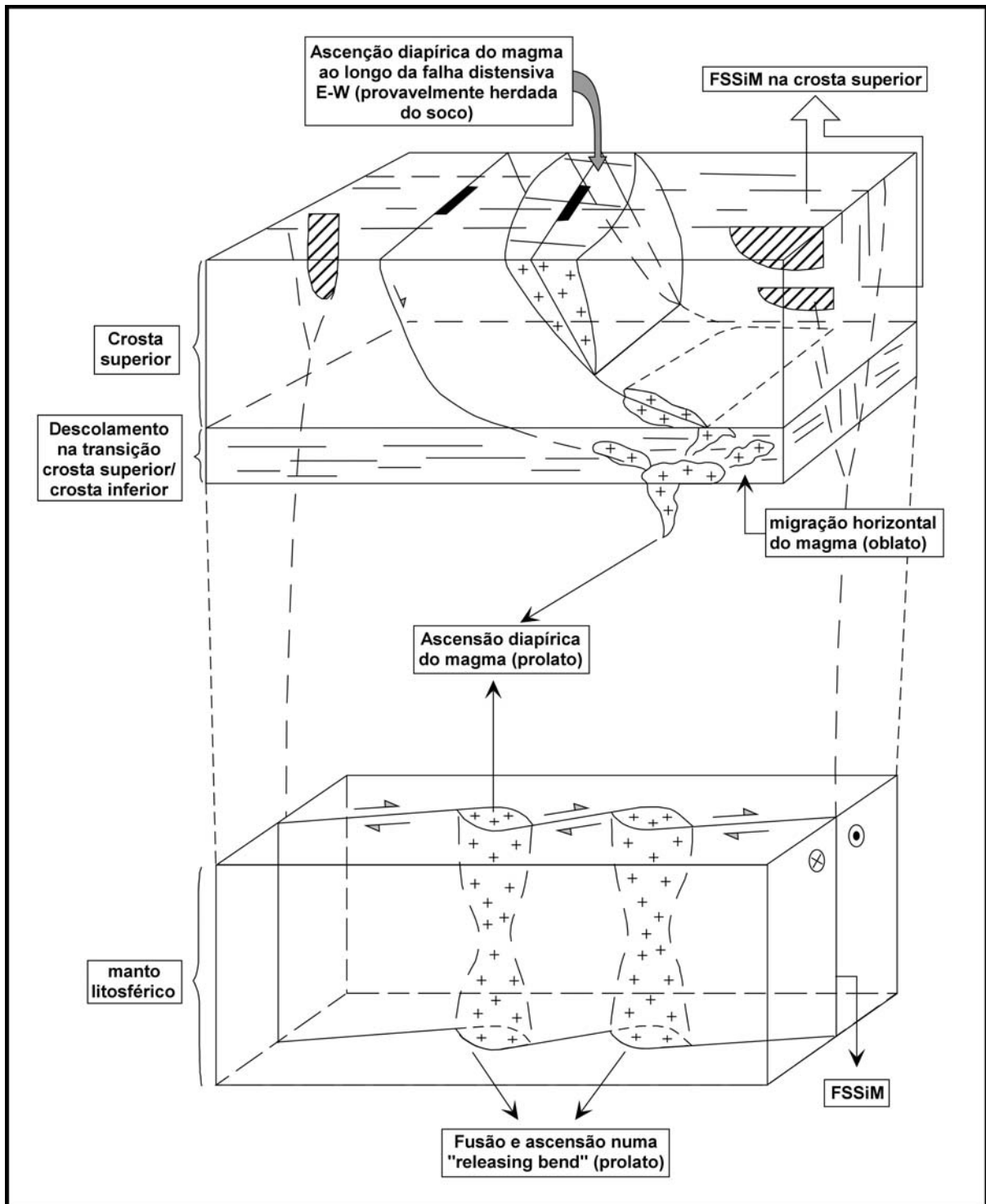


Fig. 8 - Modelo especulativo para a intrusão dos diapiros magmáticos de Sintra, Sines e Monchique (adaptado de TERRINHA, 1998 e TERRINHA & KULLBERG, 1998). Sugere-se que a geração de magma e sua ascensão, se efectua inicialmente em zonas de relaxamento de pressão (*releasing bends*), localizadas num desligamento dextrógiro profundo, a falha Sintra-Sines-Monchique (SSiM). Uma zona de descolamento (provavelmente localizada na transição crosta superior / crosta inferior) inibe a propagação vertical da falha SSiM para níveis crustais mais superficiais, onde falhas/fracturas aprox. E-W controlaram a intrusão e portanto a forma dos maciços.

(provavelmente do Cenomaniano, *trabalho em curso*), filões localizados na Nazaré, Alcobaça, Montejunto e Sesimbra e o Complexo Vulcânico de Lisboa.

No entanto, o controlo estrutural destes diferentes eventos magmáticos é bastante diferente. O complexo intrusivo de Mafra, com o seu sistema de filões com disposição radial, deve ser marcador de um estado de tensão intraplaca uniaxial, com tensões horizontais iguais e compressão máxima vertical, anterior ao fim da rotação sinistrógira da placa Ibérica.

As ocorrências magmáticas citadas estão espacial e tectonicamente associadas ao domínio geográfico da Bacia Lusitaniana e à sua evolução geodinâmica, em particular na transição Mesozóico-Cenozóico. O maciço de Sintra é dos três maciços o único aflorante no domínio geográfico da Bacia Lusitaniana *s.s.* e, como se viu anteriormente, o controlo estrutural da sua instalação está certamente relacionado com fenómenos a maior escala, sendo a falha Sintra-Sines-Monchique uma falha da Margem Oeste Ibérica, intersectando localmente uma região da Bacia Lusitaniana. Ao longo desta falha, no domínio geográfico da Bacia Lusitaniana, estão também localizados os filões de Foz da Fonte e o diapiro salino de Sesimbra, ao qual estão associados diversos filões pertencentes a este ciclo magmático (MARTINS, 1991).

5. CONCLUSÕES

Na região de Sintra, as rochas sedimentares aflorantes mais antigas datam da base do Jurássico superior (Oxfordiano superior, RAMALHO, 1971). A sequência sedimentar predominantemente carbonatada é bastante contínua na região de Sintra, em particular no flanco sul do doma, onde apresenta espessura entre os 2,2 e 2,7 km no intervalo estratigráfico Oxfordiano superior - Cenomaniano.

Nesta região não se encontram de forma clara evidências estruturais da actividade tectónica das fases distensivas da evolução da Bacia Lusitaniana. A intrusão do maciço de Sintra, no Cretácico superior, data o levantamento generalizado de uma área relativamente vasta da Bacia Lusitaniana, em particular de todo o sector localizado a sul da falha da Nazaré, a qual se manteve emersa até ao Miocénico.

À data da intrusão magmática (82 ± 2 M.a.), à escala da placa Ibérica, a junção tripla da Biscaia cessava a sua actividade (125-81 M.a.) e, concomitantemente, a rotação sinistrógira da Ibéria (CAREY, 1955; DEWEY *et al.*, 1973 e 1989). O início da convergência entre a Ibéria e África, aos 92 M.a. (DEWEY *et al.*, 1989; SRIVASTAVA *et al.*, 1990) e a migração no espaço do *rifting* atlântico, com a re-localização da crista média ainda antes do início da abertura do Golfo da Biscaia e a sua posterior propagação para norte, produziram alterações no campo de tensões

inter- e intraplaca e criaram, na Margem Oeste Ibérica, as condições para a geração de fracturas profundas, a maioria das quais localizadas na margem continental previamente adelgada. Uma destas fracturas profundas será a falha NNW-SSE ao longo da qual se vão intruir os maciços alcalinos fini-Cretácicos.

Na transição Mesozóico-Cenozóico, começava a formar-se a cadeia dos Pirinéus no bordo norte da placa Ibérica e o correspondente estado de tensão no interior da placa seria compressivo. No interior da Bacia Lusitaniana os efeitos da compressão Pirenaica manifestam-se fundamentalmente através de levantamento (*uplift*) do compartimento do Esporão da Estremadura, limitado a norte pela Falha da Nazaré e a sul pela Falha da Arrábida, localizada a sul da cadeia com o mesmo nome (RIBEIRO *et al.*, 1996). Este *uplift* explica a ausência de sedimentação marinha registada entre o Cenomaniano superior e o Miocénico (cerca de 55/60 M.a.) mas não se conhece ainda bem a sua origem: **i)** estado de tensão intraplaca compressivo; **ii)** recuperação isostática litosférica e/ou **iii)** actividade de *underplating*, associada às manifestações do ciclo magmático já identificado.

Os efeitos da intrusão do maciço de Sintra foram apenas locais, criando um importante relevo associado ao doma que deformou o seu encaixante sedimentar. A exumação dos cerca de 2,2 a 2,7 km de cobertura sedimentar sobre o diapiro magmático alimentou desde o final do Cretácico e muito provavelmente até ao Miocénico inferior (CARVALHO, 1994) depósitos continentais cenozóicos que recobrem a norte da Serra de Sintra a estrutura do sinclinal anelar. No entanto, a grande maioria dos produtos da erosão do maciço devem encontrar-se na plataforma continental, pois o volume dos depósitos continentais não é da mesma ordem de grandeza do doma sedimentar erodido.

No seu estudo detalhado dos depósitos continentais cenozóicos a norte de Sintra, A. G. CARVALHO (1994) identifica cavalgamentos vergentes para norte junto ao bordo norte do maciço ígneo afectando, em tempos diferentes, as unidades que identificou nestes depósitos continentais. Em particular, reconhece um cavalgamento selado de calcários do Cretácico inferior do flanco norte do doma sobre o conglomerado de Monte Santos (o mais antigo dos depósitos posteriores à instalação do maciço) e um cavalgamento, posterior, desta unidade sobre outras mais recentes do Complexo de Galamares. Este último deve estar relacionado com a reactivação alpina do bordo norte do maciço de Sintra não se podendo, no entanto, concluir se é coevo do 1º episódio compressivo da Cadeia da Arrábida (≈ 17 M.a.) ou do 2º ($\approx 7-6$ M.a.). No sector a NE da Serra de Sintra, onde são muito importantes os efeitos da compressão alpina, não é possível datar com precisão o impulso ou impulsos compressivos geradores das estruturas.

Próximo de Colares, a Formação do Vinagre (CARVALHO, 1994) encontra-se deformada, basculada para sul muito próximo do contacto com o maciço, sugerindo reactivação do cavalgamento também no Quaternário.

O levantamento continuado do maciço ígneo, mantendo a vergência dos deslocamentos para norte, assegurou a existência permanente de um forte gradiente topográfico na região e gerou a norte uma depressão análoga a uma bacia de ante-país (*foreland basin*), mas de escala menor.

Durante o Miocénico a convergência entre a África e a Eurásia sofreu uma rotação a partir de uma direcção aproximadamente E-W para uma direcção NNW-SSE (TAPPONNIER, 1977; SRIVASTAVA *et al.*, 1990); a Bacia Lusitaniana, embora distante do bordo de placas convergente, é invertida, com deformação envolvendo o soco (*thick skinned*) e a deformação da cobertura sedimentar sendo localmente de estilo pelicular (*thin skinned*), com descolamentos basais na unidade evaporítica do Hetangiano (RIBEIRO *et al.*, 1990 e 1996).

Estudos recentes de neotectónica e sismotectónica (CABRAL, 1995) mostram que no Quaternário a situação geodinâmica do território português é bastante diferente da registada no Neogénico. Na Margem Oeste Ibérica, o campo de tensões actual é compressivo, com direcção compressiva máxima horizontal orientada segundo WNW-ESE nas zonas de crosta oceânica, e encurva progressivamente para NNW-SSE, à medida que se atravessa o limite entre crosta oceânica e crosta continental, na Margem Oeste Ibérica. Este campo de tensões é responsável pela reactivação frágil de diversos acidentes na cobertura meso-cenozóica e bem assim no soco varisco continental. Daqueles, salienta-se na região de Sintra a falha Sabugo-Olelas (NNE-SSW), reactivada com movimento inverso, cavalgante para oeste, e desligamento esquerdo, deslocando na vertical a superfície de aplanagem de S. João das Lampas (do Pliocénico) em mais de 100 metros (CABRAL, 1995).

AGRADECIMENTOS

O trabalho de campo realizado para a elaboração deste trabalho foi financiado pelos projectos "TESIS - Estudos Tectónicos e Sismotectónicos para modelização da estrutura profunda da Crusta em Portugal" (JNICT, contrato n.º PMCT/C/CEN/102/90), "PLATEC-Modelos de Tectónica de Placas para Portugal" (JNICT, contrato PRAXIS/2/2.1/MAR/08/94) e "MILUPOBAS - Multidisciplinary investigations leading to advanced knowledge of the Lusitanian and Porto basins of Portugal and their hydrocarbon potential" (EC contract n.º JOU2-CT94-0348).

Aos colegas A. Ribeiro, J. Cabral e P. Terrinha queremos expressar o nosso agradecimento pelas críticas e sugestões feitas ao trabalho, que muito o beneficiaram. Agradecemos igualmente as discussões frutuozas com J. Brandão Silva, J. M. Miranda e N. Leal. A Cleia Ribeiro expressamos o nosso reconhecimento pelo esmero com que realizou algumas das ilustrações deste trabalho, e a G. Brito, M. J. Pereira e J. A. Almeida, do IC GEO, agradecemos o rigor e empenho com que produziram a versão digitalizada do Mapa Tectónico de Sintra.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA (coord.) *et al.* (1991) - Carta Geológica de Portugal à escala 1/50 000, folha 34-A, Sintra. *Serviços Geológicos de Portugal*.
- ALVES, C.A. M.. (1964) - Estudo Petrológico do Maciço de Sintra. *Rev. Fac. Ciências Lisboa, 2ª série, C, 12(2)* : 123-289.
- BERTHOU, P.-Y. (1973) - Le Cénomanién de l'Estrémadure portugaise. *Mem. Serv. Geol. Port.*, **23**, 169 p.
- BERTHOU, P-Y & LEEREVELD, H. (1990) - Stratigraphic implications of palynological studies on Berriasian to Albian deposits from western and southern Portugal. *Review of Paleobotany and Palynology*, **66** : 313-344.
- BRACE, J.H. & KOHLSTEDT, D.L. (1980) - Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments. *J. Geophys. Res.*, **85** : 6248-6252.
- CABRAL, J. (1995) - Neotectónica em Portugal Continental. *Mem. Serv. Geol. Port.*, **31**: 265 p.
- CAREY, S.W. (1955) - The orocline concept in geotectonics. *Proc. Roy. Soc. Tasmania*, **89**: 255-288.
- CARVALHO, A.M.G. (1983-85a). O Conglomerado de Monte Santos (Cabeço do Varatojo - Sintra). *Bol. Soc. Geol. Port.*, **XXIV** : 199-202.
- CARVALHO, A.M.G. (1983-85b) - O Paleogénico da Praia Grande do Rodízio (Colares). *Bol. Soc. Geol. Port.*, **XXIV** : 203-207.
- CARVALHO, A.M.G. (1994) - O Cenozóico Continental a norte da Serra de Sintra (estudo tectono-sedimentar). *Museu Nac. Hist. Natural, Mem. Geociências*, **1**, 89 p.
- CHOFFAT, P. (1883-87) - Age du granite de Sintra. *Comun. Com. Trab. Geol. Portugal*, **I** : 155-157.
- CHOFFAT, P. (1885) - Recueil de monographies stratigraphiques sur le système crétacique du Portugal: Contrées de Cintra, de Belles et de Lisbonne. *Mem. Com. Serv. Geol. Portugal*, 76 p.
- CHOFFAT, P. (1886) - Récueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal, **I** - Espèces nouvelles ou peu connues, *Mem. Sec. Trab. Geol. de Portugal*, 1.^a série, 171 p.
- CHOFFAT, P. (1891) - Passeio Geológico de Lisboa a Leiria (versão do original francês por J.C. Berkeley Cotter), *Revista d'Educação e Ensino*, **VI (7)** : 289-340.
- CHOFFAT, P. (1901) - Notice préliminaire sur la limite entre le Jurassique et le Crétacique en Portugal. *Bull. Soc. Belge Géol. Paléont Hydrol.*, **XV** : 111-140.
- CHOFFAT, P. (1950) - Le Cénozoïque du Portugal (publicação póstuma). *Com. Serv. Geol. Portugal*, **30** : 9-182.
- COSTA, C. & KULLBERG, M.C. (1982) - Tectónica. In: Notícia Explicativa da Carta Geológica de Cascais, na escala 1/50 000. *Serv. Geol. Port.*: 62-70.
- DEWEY, J. F., PITMAN III, W.C. , RYAN, W. B.F., & BONNIN, J. (1973) - Plate Tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **84** : 3137-3180.
- DEWEY, J. F., HELMAN, M.L., TURCO, E., HUTTON, D.H.W. & KNOTT, S.D. (1989) - Kinematics of the western Mediterranean. In: Coward, Dietrich & Park (eds.), *Alpine Tectonics*, *Geol. Soc. Sp. Publ.*, **45** : 265-283.
- DIAS, M.H. (1980) - A plataforma litoral a norte de Sintra, Estudo dos depósitos de cobertura. Rel. n.º 11, *Linha de Acção de Geografia Física, C.E.G.*

- ELLIS, P., ELLWOOD, P & WILSON, R.C.L. (1987) - Kimmeridgian siliciclastic and carbonate slope deposits. *In: Rocha (coord.) et al.: Trip B - Structural control of sedimentation during upper Jurassic in meridional region of Portuguese West-basin: the Jurassic halocinesis on the Portuguese margin (third day program). 2nd Int. Symp. Jurassic Strat.:* 1-34.
- KULLBERG, M.C. (1983-85) Controlo estrutural na instalação do maciço de Sintra. *Bol. Soc. Geol. Port.*, **XXIV** : 219-223.
- KULLBERG, M.C. (1984) - Controle estrutural na instalação do maciço de Sintra. Tese de Mestrado, *Dep. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa*, 80 p.
- KULLBERG, M.C. (1986) - Actividade Tectónica pós-Paleozóica na região de Sintra. *In: Maleo, 2 (13) : 25* (abstract).
- KULLBERG, M.C. (1993) - Tectónica. *In: Notícia Explicativa da Carta Geológica de Sintra, na escala 1/50 000, folha 34-A. Serv. Geol. Port. : 52-57.*
- KULLBERG, M.C., DIAS, R. & MADEIRA, J. (1985) - Estrutura em "pincée" no flanco norte do maciço de Sintra. *Bol. Soc. Geol. Port.*, **XXIV** : 224-226.
- KULLBERG, M.C., MIRANDA, J.M. & MOREIRA, M. (1991) - Modelo Geodinâmico da instalação dos maciços subvulcânicos Cretácicos da Margem Oeste Ibérica. *III Cong. Nac. Geol., Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 114 (abstract).
- LAUGHTON, A.S., ROBERTS, D.G. & GRAVES, R. (1975) - Bathymetry of the Northeast Atlantic: Mid Atlantic Ridge to Southwest Europe. *Deep Sea Res. Reyamon Press:* 791-810.
- LEAL, N. (1990) - O Maciço Eruptivo de Sintra. Novos dados de natureza petrográfica e geoquímica. Tese de Mestrado, *Dep. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa*, 49p.
- LEAL, N. (1991) - Caracterização geoquímica do Maciço Eruptivo de Sintra. Conjecturas de ordem petrogenética baseadas em dados geoquímicos. *Geociências, Rev. Univ. Aveiro*, **6(1-2)**: 33-40.
- MACINTYRE, R.M. & BERGER, G.W. (1982) - A note on the geochronology of the Iberian alkaline province. *Lithos*, **15** : 133-136.
- MARTINS, L. (1991) - Actividade ígnea Mesozóica em Portugal (contribuição petrológica e geoquímica). Tese de Doutoramento, *Univ. Lisboa*, 418 p.
- MATIAS, L. (1996) - A sismologia experimental na modelação da estrutura da crosta em Portugal Continental. Tese de Doutoramento, *Univ. Lisboa*, 398 p.
- MIRANDA, J. M. (1989) - O Levantamento Aeromagnético de Portugal. Contribuições para o Conhecimento da Estrutura Geológica do Continente Português. Tese de Doutoramento. *Universidade de Lisboa*.
- MONTEIRO, J.F. (1996) - Preliminary studies of the possible Ejecta from meteorite impact near the Cenomanian-Turonian boundary, north of Nazaré, Portugal. *A state of the art report*. 17p.(inédito).
- MOREIRA, M. (1984) - Estudo geomagnético do Maciço Subvulcânico de Sintra. Tese de Mestrado, *Dep. Física Fac. Ciênc. Univ. Lisboa*.
- MOUGENOT, D. (1980-81) - Une phase de compression au Crétacé terminal à l'Ouest du Portugal: quelques arguments. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, **XXII** : 233-239.

- PALÁCIOS, T. (1986) - Petrologia do complexo vulcânico de Lisboa. Tese de Doutoramento. *Univ. Lisboa*, 260 p.
- PALÁCIOS, T., MATOS ALVES, C.A., LEAL, N. & MUNHÁ, J. (1995) - Mineralogia química do Maciço Eruptivo de Sintra. *IV Cong. Nac. Geol., Fac. Ciênc. Mus. Lab. Min. Geol Univ. Porto*, **Mem. 4** : 775-779 (ext. abs).
- RAMALHO, M. (1971) - Contribution á l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des environs de Lisbonne (Portugal). *Mem. Serv. Geol. Port.*, **19**, 212 p.
- RAMALHO, M. (1987) - Le Jurassique supérieur des environs de Cascais. In: Rocha (coord.) *et al.*: Trip B - Structural control of sedimentation during Upper Jurassic in Meridional region of Portuguese West-basin: the Jurassic halocinesis on the Portuguese margin (third day program). *2nd Int. Symp. Jurassic Strat.* 35-42.
- REIS, M. J. E. (1987) - Estudo estrutural da pedreira de Maria Dias (Algueirão - Sintra). Relatório de estágio Científico, *Dep. Geol. Fac. Ciências Univ. Lisboa*, 120p.
- REY, J. (1972) - Recherches géologiques sur le Crétacé inférieur de l'Estremadura (Portugal). *Mem. Serv. Geol. Port.*, **21**, 447 p.
- RIBEIRO, A., ANTUNES, M.T., FERREIRA, M.P., ROCHA, R., SOARES, A., ZBYSZEWSKI, G., MOITINHO DE ALMEIDA, F., CARVALHO, D. & MONTEIRO, J. (1979) - Introduction à la Géologie Générale du Portugal. *Serv. Geol. Port.*, 114 p.
- RIBEIRO, A., POSSOLO, A., SILVA, J., KULLBERG, M.C., CABRAL, J., & DIAS, R. (1983-85) - Modelos Tectónicos: ensaio de aplicação em Portugal. *Bol. Soc. Geol. de Portugal*, **XXIV** : 145-151.
- RIBEIRO, A., KULLBERG, M.C., KULLBERG, J.C., MANUPPELA, G. & PHIPPS, S., (1990) - A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, **184** : 357-366.
- RIBEIRO, A., SILVA, J.B., CABRAL, J., TERRINHA, P., KULLBERG, M.C., KULLBERG, J.C. & PHIPPS, S. (1996) - Tectonics of the Lusitanian Basin. MILUPOBAS (EC contract JOU2-CT94-0348) *Final Report* (inédito).
- RIBEIRO, O. (1940) - Remarques sur la morphologie de la région de Sintra et Cascais. *Rev. Géograph. Pyrénées Sud-Ouest*, **II (3-4)** : 203-218.
- ROCK, N.M.S. (1982) - The Late Cretaceous alkaline igneous province in the Iberian Peninsula, and its tectonic significance. *Lithos*, **15** :111-131.
- SILVA, E. A. & MIRANDA, J. M. (1994) - Magnetic compilation of the West Iberian Continental Margin. *1st Symp. Atlantic Iberian Continental Margin*, p.53 (abstract).
- SPARKS, R.S.J. & WADGE, G. (1975) - Geological and Geochemical studies of the Sintra alkaline igneous complex, Portugal. *Bull. Volcanol.*, **39(3)** : 385-406.
- SRIVASTAVA, S.P., SCHOUTEN, H., ROEST, W.R., KLITGORD, K.D., KOVACS, L.C., VERHOEF, J. & MACNAB, R. (1990) - Iberian plate kinematics: a jumping plate boundary between Eurasia and Africa. *Nature*, **344** : 756-59.
- SUPPE, J. (1985) - Principles of Structural Geology. *Prentice-Hall*, 537 p.
- TAPPONNIER, P. (1977) - Évolution tectonique du système alpin en Méditerranée poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. Géol. France*, **I(3)** : 437-460.
- TEIXEIRA, C. (1962) - La structure annulaire de Sintra, Sines et Monchique. Estudo Científico oferecido em homenagem ao Prof. Carrington da Costa. *Junta de Invest. Ultramar* : 461-493.

Tectónica da Região de Sintra

- TERRINHA, P.A.G. (1998) - Structural Geology and Tectonic Evolution of the Algarve Basin, South Portugal. PhD Thesis, *Imperial College, University of London*, 430 p.
- TERRINHA, P. & KULLBERG, M.C. (1998) - An emplacement model for the Late Cretaceous igneous massifs of Sintra, Sines and Monchique. Vol. Actas do V Congresso Nacional de Geologia. *Com. Inst. Geol. Min.*, **84(1)** : D-53-D-56.
- WRIGHT, J. B. (1969) - Re-interpretation of a mixed petrographic province - The Sintra intrusive complex (Portugal) and related rocks. *Geol. Rundschau*, **58(2)** : 538-564.