



UNIVERSIDADE DE ÉVORA
ESCOLA DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
Departamento de Geociências

Evolução Geológica do Sector NW do Maciço de Évora

Guião de apoio às aulas de Trabalho de Campo das Unidades
Curriculares:

- Processos Petrogenéticos (GEO13477M)
- Petrologia (GEO12876L)
- Recursos Minerais (GEO12584L)

Jorge Pedro
2021

INTRODUÇÃO

A formação da Pangeia inicia-se no Câmbrio Inferior (520-510 Ma) e termina no final do Triássico (*ca.* 200 Ma), registrando uma complexa história de deriva, colisão e acreção continental (Stampfli *et al.*, 2013). Durante o Paleozóico Superior forma-se o Orógeno Varisco, como consequência da colisão entre Gondwana, Laurentia e Baltica, contribuindo ativamente para a constituição do supercontinente Pangeia (fig.1; Ribeiro *et al.*, 2007).

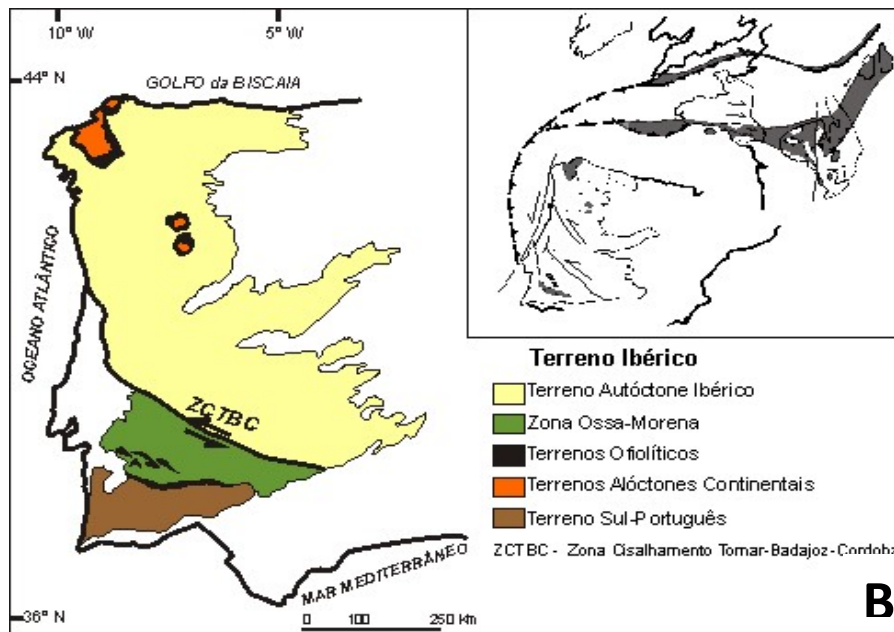
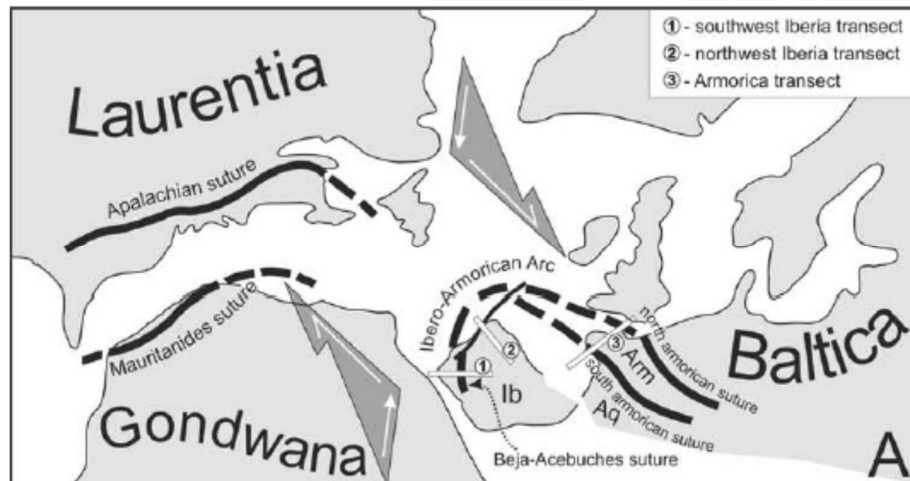


Fig. 1 - A: Massas continentais envolvidas na Orogenia Varisca, com influência na estruturação tectonoestratigráfica do Maciço Ibérico (retirado de Ribeiro *et al.*, 2007). B: Estruturação do Terreno Ibérico (adaptado de Ribeiro *et al.*, 1990; 2007)

Nos domínios meridionais do Terreno Ibérico a Orogenia Varisca traduz-se pela a acreção da Zona Sul Portuguesa (ZSP) à Zona de Ossa-Morena (ZOM) através de mecanismos de subducção e colisão continental. Estes mecanismos, similares aos que ocorrem atualmente nas margens continentais ativas, caracterizam-se por processos geológicos que se sucedem no espaço e no tempo e que, durante a orogénese, contribuem ativamente para a reciclagem dos materiais litológicos, segundo o ciclo das rochas.

Dada a morosidade e o sincronismo dos processos geológicos, em antigas margens continentais (atualmente suturas orogénicas) é possível observar o registo dos estádios evolutivos e interpretar o dinamismo da orogénese, desde as fases de margem passiva até às fases orogénicas de margem ativa com subducção, metamorfismo regional e dinâmico e magmatismo orogénico, com vulcanismo e formação de crosta continental.

A "Excursão Geológica à Região de Cabrela - Montemor-o-Novo - Évora" irá decorrer no sector NW do Maciço de Évora (Carvalhosa, 1983), mais recentemente dividido em sector de Montemor-Ficalho e Complexo Ígneo de Beja (fig. 2; Oliveira *et al.*, 1991; Carta Geológica de Portugal, 1/500.000, 1992), onde ocorrem unidades e formações que registam a evolução geodinâmica do limite SW da ZOM durante o Paleozóico. Neste contexto iremos observar: (i) um soco neoproterozóico sobre o qual se depositou, durante o Paleozóico Inferior, um complexo vulcano-sedimentar; (ii) o registo do metamorfismo regional nas sequências vulcano-sedimentares e dinâmico no soco neoproterozóico durante o Devónico; e (iii) a ocorrência de processos de ultra-metamorfismo e anatexia crustal e (iv) de magmatismo orogénico com a instalação de granitóides e manifestações de vulcanismo ácido, no Carbónico Inferior.

MACIÇO de ÉVORA

Litoestratigrafia

O sector NW do Maciço de Évora aflora desde a região de Montemor-o-Novo até Évora, sendo constituído por rochas desde o Edicariano até ao Tournaisiano Superior-Viseano Superior (Carvalhosa, 1983; Oliveira *et al.*, 1991; Pereira & Oliveira, 2003). Apresenta uma sequência litoestratigráfica complexa, condicionada por processos de deformação polifásicos e por uma evolução metamórfica complexa.

No sector NW do Maciço de Évora Carvalhosa e Zbyszewski (1994) definem cinco formações: Formação do Escoural (Série Negra, Neoproterozóico), Formação do Monfurado (Câmbrico Inferior?), Formação do Carvalhal (Ordovícico-Silúrico?), Formação da Pedreira de Engenharia (Devónico Médio) e Formação de Cabrela (Devónico Superior a Carbónico Inferior). No esquema da Figura 2 as Formações de Monfurado e Carvalhal não foram diferenciadas, tendo sido incorporadas na Unidade

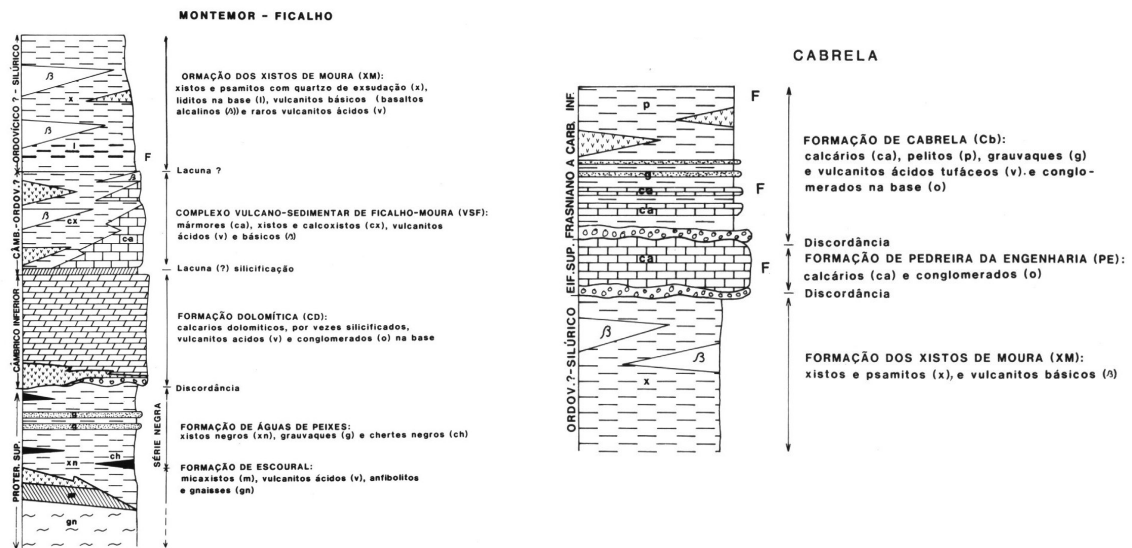
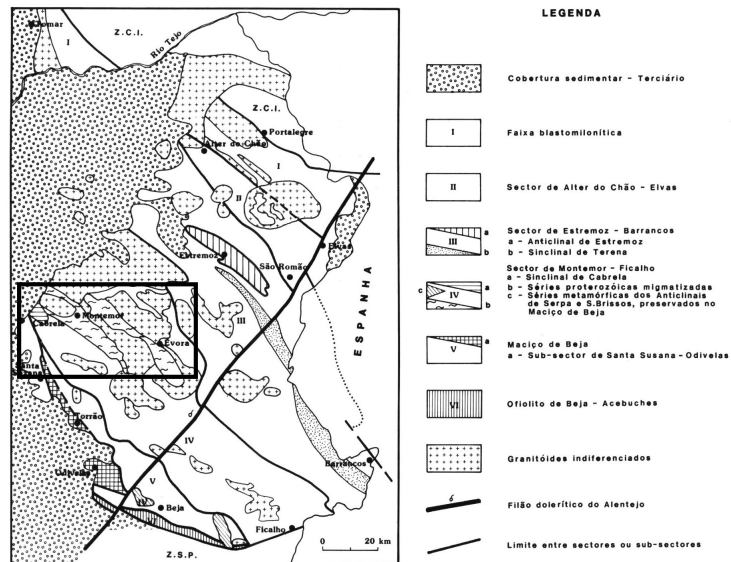


Fig. 2- Sector NW do Maciço de Évora (adaptado de Carta Geológica de Portugal 1/500.000, 1992) e divisões tectonoestratigráficas da Zona de Ossa-Morena em Portugal e seqüências estratigráficas de Montemor-Ficalho e de Cabrela (retirado de Oliveira *et al.*, 1991).

Xistos de Moura. As estas formações associa-se um importante Complexo Migmatítico e intrusões de granitóides essencialmente constituídas por tonalitos, granodioritos e granitos, com gabros e dioritos subordinados.

A sequência litoestratigráfica foi, em parte, reinterpretada admitindo-se idades do Câmbrico Inferior-Médio para a Formação de Monfurado (Chichorro, 2006), Câmbrico-Ordovícico para a Formação do Carvalhal (Chichorro, 2006) e Tournaisiano Superior-Viseano Superior para a Formação de Cabrela (Pereira & Oliveira, 2003), enquanto a informação geocronológica disponível para o Complexo Migmatítico (ca. 341 Ma; Pereira *et al.*, 2015) e para o magmatismo intrusivo (ca. 337 Ma; Moita *et al.*, 2015; Pereira *et al.*, 2015) indicam idades do Viseano.

- **Formação do Escoural** (Carvalhosa & Zbyszewski, 1994; Pedro 1996): Sequência pelito-psamítica constituída por micaxistos, por vezes granatíferos, e paragneisses com leptinitos (metavulcanitos quartzo-feldspáticas, hololeucocráticos, de grão fino e textura orientada por vezes gnaissóide), gnaisses biotíticos, quartzitos negros e intercalações subordinadas de rochas metabásicas (anfíbolitos e eclogitos), sob a forma de *boudins* e corpos lenticulares descontínuos, interpretados como filões intruídos na sequência pelito-psamítica, nos leptinitos e nos gnaisses félsicos.
- **Formação de Monfurado** (Carvalhosa & Zbyszewski, 1994): É constituída, da base para o topo, por uma unidade arenítica com intercalações de vulcanitos ácidos, uma unidade carbonatada (mármore, calcários e calcários dolomíticos) com intercalações subordinadas de vulcanitos intermédio-básicos, e uma unidade pelito-psamítica com vulcanitos associados. Esta formação (na realidade um complexo vulcano-sedimentar) tem afinidades com os complexos vulcano-sedimentares de Moura-Ficalho e de Viana-Alvito.
- **Formação do Carvalhal** (Carvalhosa & Zbyszewski, 1994; Pedro, 1996): Sequência vulcano-sedimentar essencialmente constituída por xistos e metabasitos. Destacam-se os xistos quartzo-sericíticos, com tonalidades avermelhadas, que apresentam de níveis psamíticos (por vezes conglomeráticos), abundante quartzo de exsudação e uma xistosidade penetrativa bem marcada, posteriormente dobrada e transposta por clivagem de crenulação. Em associação ocorrem também níveis de xistos pelítico-quartzosos finos, de aspeto luzente, com tonalidade arroxeadas e que para além da xistosidade mostram uma estruturação linear bem marcada. Os metabasitos correspondem a xistos verdes com texturas nemato-porfiroblásticas aos quais se associam esporádicos níveis de epidotitos e de anfíbolitos granoblásticos ou pórfiro-granoblásticos.
- **Formação da Pedreira de Engenharia** (Pereira & Oliveira 2003; Oliveira *et al.*, 2013): É uma sequência que se inicia com um conglomerado poligénico (0-2 m) na base e que passa a calciturbiditos e xistos escuros muito dobrados. Não se

conhece a base desta formação, admitindo-se actualmente que muitos dos afloramentos de calciturbiditos constituem verdadeiros olistostomas englobados na Formação de Cabrela

- **Formação de Cabrela** (Pereira et al. 2003, Oliveira et al., 2013): Deposita-se em discordância sobre a Formação da Pedreira de Engenharia e sobre a Formação de Carvalhal, sendo constituída, da base para o topo, por um conglomerado basal (10 m), xistos escuros e grauvaques com lenticulas de calcários e intercalações de rochas vulcânicas ácidas e tufos, com uma espessura total de cerca de 200 m. A topo ocorrem xistos e siltitos evidenciando dobras sin-sedimentares, rochas vulcânicas ácidas coerentes, que apresentam laminação de fluxo magmático muito bem marcada, e bancadas de sedimentos vulcanoclásticos que apresentam estruturas sedimentares (granoseleção, laminação paralela e cruzada de pequena escala, etc.).
- **Complexo Migmatítico** (Moita, 2007; Moita et al., 2009): A caracterização detalhada do Complexo Migmatítico, nas margens da ribeira de Almansor, mostra que este complexo não resultou de mecanismos de migmatização clássicos (com geração de bandas de leucossoma e melanossoma), mas antes representa uma complexa zona de mistura de magmas instalados ao longo de um cisalhamento ativo que produz um complexo magmático bandado, concordante com a estrutura regional e caracterizado pela alternância de diatexitos, granitóides isótopos e leucogranitóides. Os diatexitos, possuem composição monzogranítica e quartzomonzonítica e representam produtos de anatexia de rochas metassedimentares (provavelmente da Série Negra; Formação do Escoural). Os granitóides isótopos, que incluem tonalitos e granodioritos, traduzem um processo de diferenciação a partir de magmas mais máficos, geneticamente relacionados com os processos de subdução no bordo SW da ZOM, e provavelmente associados a uma mistura com líquidos anactéticos similares aos que originaram as composições diatexíticas. Os leucogranitóides (de composição trondhjemítica) são interpretados como diferenciados gerados a partir dos granitóides isótopos.
- **Granitóides** (Moita, 2007): No setor NW do Maciço de Évora destacam-se duas ocorrências: (i) o Maciço dos Hospitais, situado perto de Montemor-o-Novo, corresponde a um corpo plutónico elíptico com cerca de 13 km de comprimento e 7 km de largura, alongado segundo a direção WNW-ESE e concordante com a orientação regional das estruturas variscas; e (ii) o Alto de São Bento, localizado a cerca de 3 km a WNW de Évora, corresponde a um corpo plutónico com alongamento irregular, sub-paralelo à direção das estruturas variscas e que corta a xistosidade das formações encaixantes.
 - Maciço dos Hospitais: corresponde a um corpo ígneo tonalítico homogéneo. Frequentemente é possível observar uma foliação (WNW-ESE, pendente para NE ou subvertical) marcada pelo alinhamento de minerais máficos (biotite e

anfíbola) e de encaves dioríticos. O Maciço dos Hospitais relaciona-se geneticamente com pequenas intrusões gabróicas, localizadas entre Évora e Montemor-o-Novo, através de processos de diferenciação e cristalização fracionada a partir de magmas básicos calco-alcalinos, que evoluem para líquidos magmáticos intermédios com composições tonalíticas. No entanto, também é considerada a hipótese de um contributo crustal, embora limitado, na evolução dos magmas básicos para magmas intermédios.

- Alto de São Bento: Corresponde a um maciço ígneo constituído por manchas de granodioritos, granitos porfiróides e leucogranitos. Os granodioritos são rochas leucocratas a leuco-mesocratas formadas por quartzo, plagioclase, feldspato alcalino e biotite, com granularidade média a grosseira e que apresentam uma foliação incipiente marcada por alinhamento de cristais de biotite e de encaves diorítico-tonalíticos. Os granitos porfiróides são rochas leucocratas, com fenocristais de feldspato alcalino no interior de uma matriz constituída por quartzo, feldspato alcalino, plagioclase e alguma biotite. Os fenocristais de feldspato alcalino são muito abundantes e apresentam uma orientação preferencial, interpretada como “fluxo laminar”. Caracterizam-se, também, por apresentam encaves ígneos granulares (granodioritos e tonalitos) e raros encaves metamórficos. Os leucogranitos são rochas leucocráticas de cor cinzento-claro, com granularidade média, constituídas por quartzo, feldspato (feldspato alcalino ± plagioclase), moscovite e biotite. Possuem encaves bandados tonalíticos. Para além dos granitóides, ocorrem também níveis de pegmatitos sub-horizontais, com espessuras métricas e de aplitos centimétricos, sub-horizontais e inclinados, cortando-se entre si. Os granodioritos, os granitos porfiróides e os encaves tonalíticos do Alto de São Bento relacionam-se geneticamente por diferenciação de magmas calco-alcalinos através de cristalização fracionada, sendo considerada, também, a hipótese de ocorrência de contaminação crustal durante a produção de líquidos magmáticos mais evoluídos. A presença do leucogranito sugere a ocorrência de processos de contaminação crustal no Maciço de Évora, admitindo-se que a sua génese resultou de mecanismos de anatexia nas litologias das formações encaixantes (Formações do Escoural, Monfurado ou Carvalhal).

Metamorfismo

Durante a Orogenia Varisca o sector NW do Maciço de Évora foi afetado por complexa evolução metamórfica, envolvendo protólitos variados e faixas com diferentes graus metamórficos. A Formação de Cabrela preserva as estruturas sedimentares e vulcânicas originais e está praticamente isenta de metamorfismo.

A Formação do Carvalhal regista quer nos xistos, quer nas rochas básicas um grau metamórfico regional na fácies dos xistos verdes, podendo pontualmente atingir a fácies anfíbolítica.

Na Formação do Escoural os gnaisses e os leptinitos preservam condições de metamorfismo em fácies anfíbolítica alta ($T= 580\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $P= 8.3\text{ Kbar}$; Pedro, 1996), indicando um evento metamórfico de média/alta pressão, enquanto os *boudins* eclogíticos, no interior dos gnaisses e dos leptinitos, preservam condições de metamorfismo em fácies eclogítica ($T= 550\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $P> 13\text{ Kbar}$; Pedro et al., 1996), ou seja, em regime de alta pressão.

Por último, a transferência de calor produzida pela ascensão de magmas básicos calco-alcalinos, durante a fase de margem ativa no bordo SW da Zona de Ossa-Morena, induz fenómenos de anatexia crustal nos sedimentos de idade Neoproterozóico-Câmbrico, produzindo os diatexitos do Complexo Migmatítico e o leucogranito do Alto de São Bento, os quais atestam a ocorrência de um regime de alta temperatura em regime de fácies anfíbolítica alta a granulítica.

Tectónica

Nos domínios meridionais da ZOM admitem-se a ocorrência de 3 fases de deformação (D1, D2 e D3; Araújo, 1995; Araújo et al. 2013; Fonseca 1995; Rosas; 2003). A fase D1, a que corresponde o grande cisalhamento que têm expressão junto à sutura entre a ZOM e a ZSP, observada no Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, não é conhecida no setor NW do Maciço de Évora ou foi totalmente obliterada pelas fases de deformação subseqüentes.

A fase D2 é considerada progressiva e diacrónica e resulta de cisalhamentos esquerdos que originam um *fabric* com orientação NNW-SSE que é, posteriormente, dobrado e sobreposto por uma foliação paralela aos eixos das dobras com orientação NW-SE e vergente para W-SW.

A fase D3 tem um cariz mais tardio e acentua as estruturas (dobramentos D2) anteriormente formadas. As manifestações tardias da fase D3 traduzem-se por uma tectónica frágil que retoma as estruturas anteriores através de acidentes NW-SE a WNW-ESE, sucedendo-se a fracturação tardi-hercínica com orientação NNE-SSW

Em termos de estruturação tectónica, no sector NW do Maciço de Évora, destacam-se 3 estruturas principais:

- O Cisalhamento da Boa-Fé, com movimentação transpressiva esquerda, que estabelece o contacto entre a Formação do Carvalhal e o Complexo Migmatítico;
- A ocorrência de uma falha, com movimentação incerta, que na região de Safira coloca em contacto a Formação do Escoural com a Formação do Carvalhal; e
- O Sinclinal de Cabrela que assenta em inconformidade sobre a Formação do Carvalhal.

Geomorfologia (Carvalhosa *et al.*, 1969; Carvalhosa & Zbyszewski, 1994; Feio & Martins, 1993)

O elemento fundamental do relevo no sector NW do Maciço de Évora é a Serra de Monfurado que se destaca na Peneplanície Alentejana, a qual apresenta duas posições: (i) uma mais baixa a sul de Évora a cotas de 240-250 m; e (ii) outra mais alta, a norte de Évora a cotas de 300-310 m e que se estende até à região de Montemor-o-Novo.

A Serra de Monfurado com direção geral WNW-ESE e cerca de 20 km de comprimento e 15 km de largura, estende-se desde Valverde até Montemor-o-Novo. Corresponde a um conjunto de relevos, cujos topos se elevam um pouco acima dos 400 m (Serra Morena: 407 m; Monfurado: 424 m; S. Sebastião: 441 m; Carvalhal: 422 m; Serra do Conde: 431 m). A serra é limitada a NE, a SW e a SE, respetivamente pelas escarpas de Montemor-o-Novo, de Santiago do Escoural e de Valverde, que correspondem a ressaltos topográficos vigorosos, de traçado retilíneo. Para NW a diferença de relevo atenua-se progressivamente em direção à cobertura sedimentar. Embora a erosão diferencial (quartzitos negros da Formação do Escoural) tenha desempenhado um papel importante na sua morfogénese, a Serra de Monfurado é interpretada como uma estrutura tipo *horst*, delimitada por falhas de direção geral WNW-ESE e recortada por acidentes oblíquos, de direção geral NE-SW.

O relevo do sector NW do Maciço de Évora caracteriza-se, também, pela presença de alguns relevos dureza que se destacam acima da peneplanície. Trata-se de pequenas cristas, de forma alongada segundo a direção da estrutura regional (WNW-ESE a NW-SE), associadas a afloramentos de quartzitos negros, mármore e gnaisses.

A rede de drenagem é influenciada pelas bacias hidrográficas dos rios Tejo, Sado e Guadiana, cuja divisória se faz junto à povoação de N. Sra. da Graça do Divor (15 km a NW de Évora). Da bacia do Tejo fazem parte as ribeiras de Almansor, Lavre, S. Pedro e Divor, cujo sentido de escoamento se faz para o quadrante norte. Para a bacia do Sado drenam as ribeiras de S. Martinho, S. Cristóvão, Alcáçovas e o Rio Xarrama, as quais escoam, de um modo geral, para o quadrante oeste. Finalmente, para a bacia do Guadiana drenam, entre outras, a Ribeira da Azambuja e o Rio Degebe.

ROTEIRO da EXCURSÃO

Partida de Évora pela N114 até Montemor-o-Novo, seguindo-se pela N4 em direção a Vendas Novas, até à povoação de Silveiras (Paragem 1). Retoma-se a N4 no sentido inverso durante cerca de 5 km até ao desvio para Safira. Cerca de 1,5 km, após viragem para Safira, passa-se sob o viaduto da A6 (Paragem 2), seguindo-se em direção a SSW durante cerca de 2,5 km até à ribeira de Safira (Paragem 3). Faz-se o percurso inverso até à N4, seguindo-se até à entrada poente de Montemor-o-Novo, onde se toma o sentido SW em direção à ribeira de Almansor (Paragem 4). Faz-se o percurso inverso com destino a Évora. Após entrada em Évora, toma-se o sentido Norte em direção ao Alto de S. Bento (Paragem 5) onde irá terminar a excursão

Paragem 1:

Local: EN4 em Silveiras junto ao desvio para Cabrela

Coordenadas: 38°38'59.84"N; 8°21'35.28"W

Enquadramento: Contacto Formação de Cabrela / Formação do Carvalhoal

Na barreira da estrada observa-se o contacto entre a Formação de Cabrela e a Formação do Carvalhoal (fig.3) que é marcado por um acidente frágil tardio.

Na Formação de Cabrela observam-se bancadas sub-horizontais de sedimentos vulcanoclásticos com granoseleção (fig. 4) e níveis pelíticos que contactam com xistos quartzo-sericíticos da Formação do Carvalhoal. Estes apresentam relativamente alterados, mas evidenciam uma xistosidade bem marcada, dobrada e transposta por crenulação e abundantes veios de quartzo (fig. 5A). Caminhando para Este ocorrem xistos pelítico-quartzosos finos, com tonalidade arroxeadada e aspeto luzente (fig. 5B).



Fig. 3 - Contacto entre Formação Cabrela e Formação do Carvalhoal



Fig. 4- Níveis vulcanoclásticos da Formação de Cabrela



Fig. 5- Formação do Carvalhoal: xistos quartzo-sericíticos (A) e pelítico-quartzosos luzentes (B)

Paragem 2:

Local: Acesso a Safira sob o viaduto da A6

Coordenadas: 38°38'9.01"N; 8°18'32.97"W

Enquadramento: Rochas metabásicas da Formação do Carvalho

Na barreira da estrada do viaduto da A6 afloram xistos verdes da Formação do Carvalho (fig. 6A) essencialmente constituídos por plagioclase + actinolite + clorite e algum epidoto + quartzo + min. opacos. Apresentam uma xistosidade com orientação geral WNW-ESE pendente para Norte, marcada por um bandado mineralógico macroscópico (fig. 6B). Texturalmente apresentam texturas nemato-porfiroblásticas (fig. 6C) por vezes granoblásticas finas.

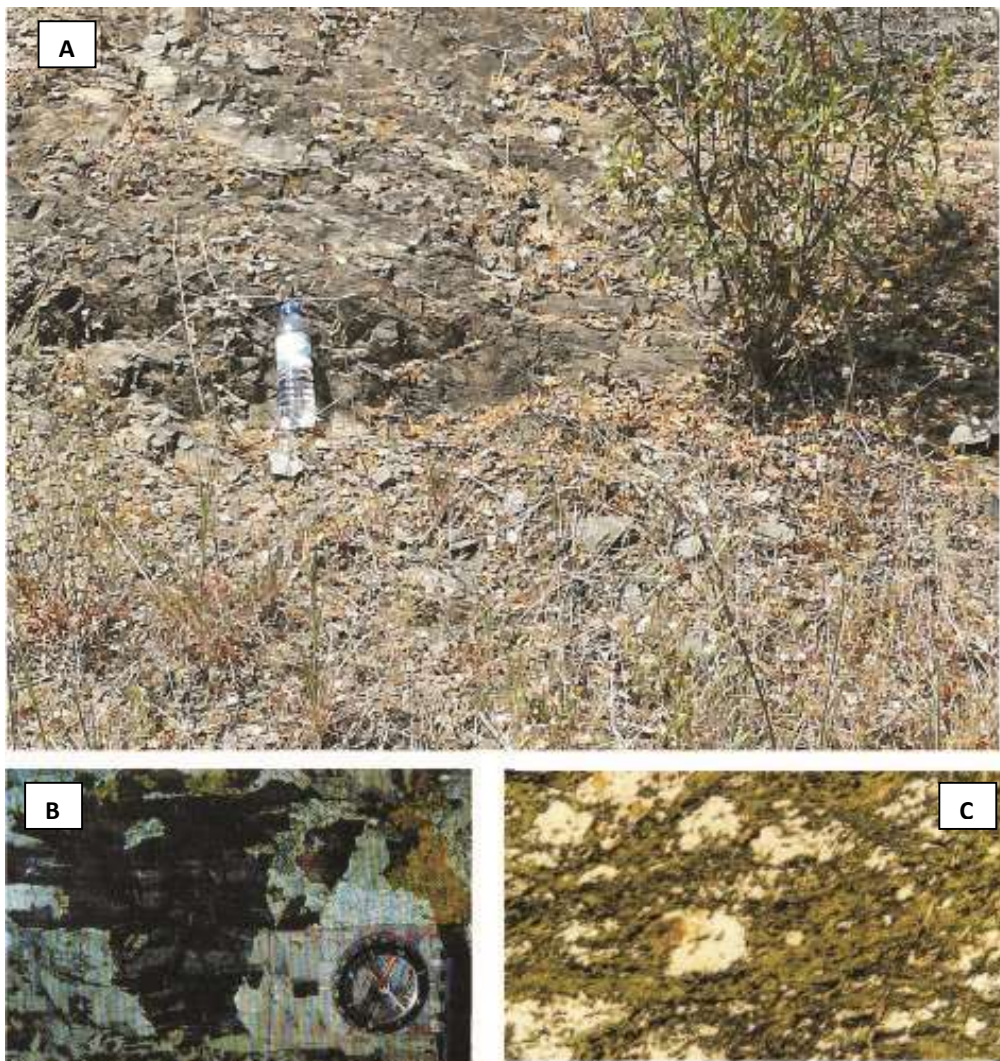


Fig. 6- Formação do Carvalho: aspeto geral dos xistos verdes (A), pormenor do bandado mineralógico (B) e da textura nemato-porfiroblástica (C).

Paragem 3:

Local: 200 m a Norte da ribeira de Safira

Coordenadas: 38°37'15.94"N; 8°19'23.06"W

Enquadramento: Leptinitos da Formação do Escoural com *boudins* de eclogitos

Nas barreiras da estrada observam-se leptinitos com corpos lenticulares de eclogitos (fig. 7A). Os leptinitos são rochas vulcânicas félsicas, de granularidade fina, bastante deformadas e com texturas blasto-miloníticas (fig.7B). São essencialmente constituídos por quartzo + feldspato potássico + albite + biotite + moscovite e alguma granada + esfena. Os eclogitos são rochas máficas com texturas grano-mematoblásticas onde se destaca o ponteadado vermelho da granada. A paragénese eclogítica (granada + onfacite + glaucófano + quartzo; fig. 7C) encontra-se bem preservada no núcleo dos *boudins* mas mostra evidências de retrogradação em direção aos bordos, com desenvolvimento de blastese de albite.



Fig. 7- Aspeto geral dos leptinitos com *boudins* de eclogito (A). Texturas blasto-miloníticas dos leptinitos (B) e paragénese da fácies eclogítica (C).

Paragem 4:

Local: Ribeira de Almansor, Montemor-o-Novo

Coordenadas: 38°38'44.08"N; 8°13'45.56"W

Enquadramento: Complexo Migmatítico

O afloramento da ribeira de Almansor apresenta boas condições de exposição, sendo considerado um afloramento chave na interpretação da evolução magmática do Maciço de Évora (fig. 8). Em traços gerais, observa-se um forte bandado composicional de direção geral WNW-ESE, concordante com a direção regional das estruturas variscas. O bandado resulta da alternância de diatexitos (migmatitos) e granitóides, acentuado por estruturas filonianas. Dispersos pelo afloramento, geralmente segundo a direção da foliação, ocorrem encraves de rochas ígneas e

metamórficas. O bandado composicional encontra-se dobrado definindo uma orientação geral de plano axial concordante com movimentação cisalhante esquerda.

Diatexito é um migamtito com proporções de fundido e de restito, reologia semelhante à de um magma, mas com destruição das estruturas pré-migmatização por homogeneização, aumento da granularidade e fluxo magmático (Sawyer, 1996). Os diatexitos da ribeira de Almansor apresentam tonalidades acinzentadas ou alaranjadas e ocorrem sob a forma de faixas de largura centimétrica a métrica que definem uma foliação bem visível. Os diatexitos cinzento (monzogranitos) são constituídos quartzo (20-25%), plagioclase (20-25%), feldspato alcalino (30%), biotite (5-10%) e moscovite (3-5%), enquanto os diatexitos laranja (quartzo-monzonitos) são constituídos por quartzo (10-15%), plagioclase (25-30%), feldspato alcalino (30-40%), biotite (15%) e moscovite (3-5%). Nos níveis de diatexitos são frequentes encraves de natureza metamórfica (anfíbolitos, quartzitos negros, metapelitos).

Os restitos, preferencialmente associados aos níveis de diatexito laranja, correspondem a pequenas formas sigmoidais alongadas, segundo a direção regional, e com limites bem definidos. São essencialmente constituídos por biotite (80-90%) e quartzo (10-20%), apresentando granularidade fina com “ocelos” de quartzo e foliação concordante com a direção regional. Os melanossomas ocorrem sob forma de estruturas alongadas e com limites difusos na passagem aos diatexitos. São essencialmente constituídos por biotite, quartzo e algum feldspato e possuem texturas granolepidoblásticas bandadas e fortemente foliadas. No contexto das diversas litologias da ribeira de Almansor os restitos e os melanossomas representam os litótipos mais refractários, sendo que os melanossomas parecem mostrar evidências de um metamorfismo de maior temperatura (700-800°C).

Os granitóides isótopos (tonalitos a granodioritos) apresentam granularidade média a grosseira e são constituídos por plagioclase (50%), quartzo (30-40%), biotite (5-15%), feldspato alcalino (<5%) e rara moscovite. Apresentem uma ténue orientação mineralógica (essencialmente de biotite) subparalela à direção regional e distinguem-se dos níveis diatexíticos pelo carácter leucocrático, aumento de granularidade e aparência isótropa. Os granitóides possuem encraves diatexíticos, metamórficos e ígneos (tonalitos e andesitos), e são cortados por filões leucogranitóides orientados segundo a direção regional e por veios tardios sem orientação preferencial.

Os leucogranitóides correspondem quer a filões (espessura 20-30 cm) quer a pequenos veios (espessura 3-5 cm), de granularidade média a grosseira e essencialmente constituídos por plagioclase (40-50%) e quartzo (40-50%) a que se associam feldspato alcalino (<5%), biotite (<1%) e rara moscovite. Ocorrem intercalados nos diatexitos, a cortar os granitóides isótopos, a envolver os diferentes tipos de encraves inclusos nos diatexitos, ou ainda como pequenas bolsadas nos diatexitos.

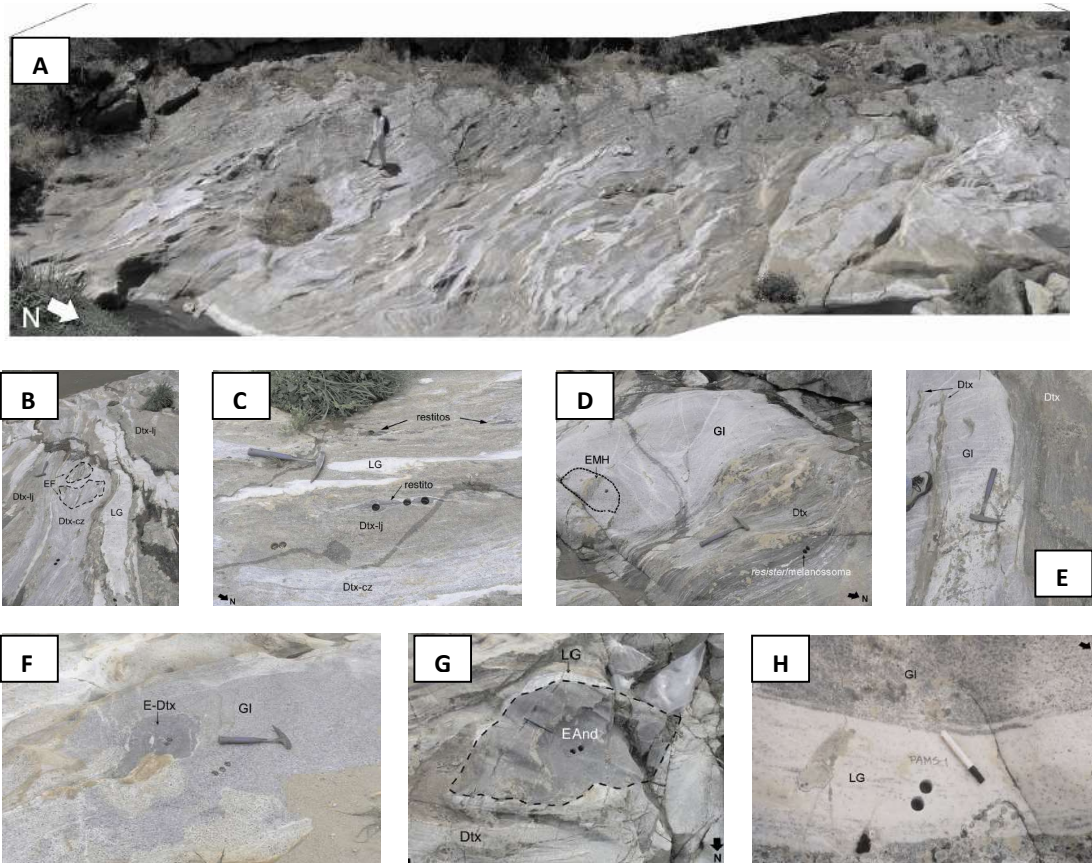


Fig. 8 - Complexo Migmatítico na ribeira de Almansor (retirado de Moita, 2007). Aspecto geral do afloramento (A) e pormenores das relações geométricas entre diatexito e leucogranitóide (B), restito e diatexito (C), melanossoma e diatexito (D) granitóide isótropo e diatexito (E), encrave diatexítico e granitóide isótropo (F) encrave andesítico e diatexito (G) e leucogranitóide e granitóide isótropo (H). Dtx-cz – diatexito cinzento; Dtx-lj – diatexito-laranja; GI – granitóide isótropo; LG – leucogranitóide; EG – encrave gnáissico; EMH – encrave tonalítico; Eand – encrave andesítico; Eanf-bt – Encrave anfibolito-biotítico EF – encrave metapelítico.

Paragem 5:

Local: Alto de São Bento, Évora

Coordenadas: 38°34'50.61"N; 7°56'15.78"W

Enquadramento: Granito porfiróide e leucogranito.

O Alto de São Bento constitui uma pequena elevação (363 m) localizada 3 km a WNW de Évora e que constituiu um relevo de dureza, provavelmente controlado tectonicamente. Na zona dos moinhos é possível observar o granito porfiróide com encraves em contacto com o leucogranito.

O leucogranito (fig. 9A) é uma rocha leucocrática com texturas de granularidade média e essencialmente constituída por quartzo (~35%), feldspato alcalino (25%),

plagioclase (~30%) e moscovite + biotite (10%). Apresenta encraves bandados tonalíticos, com uma ligeira orientação preferencial.

O granito porfiróide (também designado dente de cavalo) é uma rocha leucocrata de textura porfiróide (fig. 9B), com fenocristais centimétricos (3-4 cm de comprimento) de feldspato alcalino, no seio de uma matriz félsica constituída por plagioclase (30-35%), feldspato alcalino (20-25%), quartzo (30-35%) e biotite (5%). São frequentes os encraves granodioríticos e tonalíticos de granularidade média a fina (fig. 9C). Os fenocristais dispersos na matriz regra geral são euédricos, enquanto os que ocorrem inclusos nos encraves são mais anédricos e de aspeto corroído. Os granitos porfiróides encontram-se também cortados por filões pegmatíticos sub-horizontais (quartzo, feldspato, moscovite, granada e turmalina) e por uma rede de filões aplíticos félsicos que se cortam entre si (fig. 9D).



Fig. 9 - Aspeto geral dos leucogranitos (A) e dos granitos porfiróides (B). Pormenor dos encraves ígneos no interior dos granitos porfiróides (C) e das relações geométricas entre filões aplito-pegmatíticos, granitos porfiróides e encraves ígneos (D).

REFERÊNCIAS

- Araújo A. 1995. *Estrutura de uma geotransversal entre Brinches e Mourão (Zona de Ossa-Morena): implicações na evolução geodinâmica da margem sudoeste do Terreno Autóctone Ibérico*. Tese de Doutoramento Universidade de Évora, 200 pp.
- Araújo A., Piçarra J. Borrego J., Pedro, J. Oliveira, J. T. 2013. As Regiões Central e sul da Zona de Ossa Morena. Em *Geologia de Portugal*, Volume I, Geologia Pré-mesozóica de Portugal, (Dias R., Araújo A., Terrinha P. Kullberg J. C, Editores), Escolar Editora, pp. 509 – 549.
- Carvalhosa A. 1983. Esquema geológico do Maciço de Évora. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 69(2): 201-208.
- Carvalhos A. e Zbyszewski, G. 1994. Carta Geológica de Portugal 1:50.000 - *Notícia explicativa da folha 35-D, Montemor-o-Novo*. Instituto Geológico e Mineiro, 86 pp.
- Carvalhosa A., Carvalho A., Alves C. e Pina H. 1969. Carta Geológica de Portugal 1:50.000 - *Notícia explicativa da folha 40-A, Évora*. Serviços Geológicos de Portugal 26pp.
- Chichorro M. 2006. *A evolução tectónica da Zona de Cisalhamento de Montemor-o-Novo (Sudoeste da Zona de Ossa Morena – área de Santiago do Escoural – Cabrela)*. Tese de doutoramento, Universidade de Évora, 521 pp.
- Feio M. e Martins A. 1993. O Relevo do Alto Alentejo. *Finisterra*, XXVIII, 55-56, 149-159.
- Fonseca P. 1995. *Estudo da sutura varisca do SW Ibérico nas regiões de Serpa-Beja-Torrão e Alvito-Viana do Alentejo*. Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa, 325 pp.
- Moita P. 2007. *Granitóides no SW da Zona de Ossa Morena (Montemor-o-Novo – Évora): Petrogénese e Processos Geodinâmicos*. Tese de Doutoramento, Universidade de Évora, 351 pp.
- Moita P., Santos J., Pereira M.F. 2009. Layered granitoids: interaction between continentacrust recycling processes and mantle-derived magmatism. Examples from the Évora Massif (Ossa-Morena Zone, southwest Iberia, Portugal). *Lithos* 111 (3–4), 125–141.
- Moita P., Santos J.F., Pereira M. F., Costa M.M., Corfu F. 2015. The quartz-dioritic Hospitais intrusion (SW Iberian Massif) and its mafic microgranular enclaves — Evidence for mineral clustering. *Lithos*, 224–225, 78–100.
- Oliveira J.T., Oliveira V. e Piçarra J. 1991. Traços gerais da evolução tectono-stratigráfica da Zona de Ossa Morena: *Com. Serv. Geol. Portugal*, 77: 3-26.

Oliveira J.T., Relvas J., Pereira Z., Munhá J., Matos J., Barriga F., Rosa C. 2013. O Complexo Vulcano-Sedimentar de Toca da Moura-Cabrela (Zona de Ossa Morena): evolução tectono-estratigráfica e mineralizações associadas. Em *Geologia de Portugal*, Volume I, Geologia Pré-mesozóica de Portugal, (Dias R., Araújo A., Terrinha P. e Kullberg J. C. Editores), Escolar Editora, pp. 621 – 645.

Pedro J. 1996. *Estudo do metamorfismo de alta pressão na área de Safira (Montemor-o-Novo), Zona de Ossa-Morena*. Tese de Mestrado, Universidade de Lisboa, 69 pp.

Pereira M.F., Chichorro M., Moita P., Santos J.F., Solá R., Williams I.S., Silva J.B., Armstrong R.A. 2015. The multistage crystallization of zircon in calc-alkaline granitoids: U–Pb age constraints on the timing of Variscan tectonic activity in SW Iberia. *J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 104: 1167–1183.

Pereira Z., Oliveira J.T. 2003. Estudo palinostratigráfico do sinclinal da Estação de Cabrela. Implicações tectonostratigráficas. *Ciências da Terra*, UNL, Lisboa, 5, 118-119.

Ribeiro A., Quesada C. and Dallmeyer R.D. 1990. Geodynamic Evolution of the Iberian Massif. In: R.D. Dallmeyer and E. Martinez Garcia, (Eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, pp. 398-409.

Ribeiro A., Munhá J., Dias R., Mateus A., Pereira E., Ribeiro L., Fonseca P., Araújo A., Oliveira T., Romão J., Chaminé H., Coke C. and Pedro, J. 2007. Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides. *Tectonics*, 26, TC6009 (doi:10.1029/2006TC002058,170 2007).

Rosas F. 2003. *Estudo tectónico do sector de Viana do Alentejo-Alvito*. Tese Doutoramento, Universidade de Lisboa, 364 pp.

Stampfli G.M., Hochard C., Vérard C., Wilhem C., Raumer J. 2013. The formation of Pangea. *Tectonophysics*, 593: 1-19.

Swayer E. 2008. *Atlas of Migmatites*. Min. Assoc. Canada, SP 9, 387pp.

Epoca / Período	Série / Época	Andar / Idade	Idade (Ma)	GSSP	
Quaternário	Holocénico	Superior	0.0117	✓	
		Médio	0.126	✓	
		Calabrano	0.781	✓	
		Plastocénico	1.806	✓	
Neógeno	Pliocénico	Piacenziano	2.588	✓	
		Zancleano	3.600	✓	
		Messiniano	5.333	✓	
		Tortoniano	7.246	✓	
Cenozoico	Miocénico	Serravaliano	11.62	✓	
		Langhiano	13.82	✓	
		Burdigaliano	15.97	✓	
		Aquitano	20.44	✓	
Paleogénico	Oligocénico	Chattiano	23.03	✓	
		Rupeliano	28.1	✓	
		Priaboniano	33.9	✓	
		Bartoniano	38.0	✓	
	Eocénico	Lutetiano	41.3	✓	
		Ypresiano	47.8	✓	
		Thanetiano	56.0	✓	
		Selandiano	59.2	✓	
Paleocénico	Daniano	61.6	✓		
	Maastrichtiano	66.0	✓		
	Campariano	72.1 ± 0.2	✓		
	Santoniano	83.6 ± 0.2	✓		
	Coniaciano	86.3 ± 0.5	✓		
	Turoniano	89.8 ± 0.3	✓		
Cretácico	Superior	Cenomaniano	93.9	✓	
		Albiano	100.5	✓	
		Aptiano	-113.0	✓	
		Barremiano	-125.0	✓	
	Inferior	Hauteriviano	-129.4	✓	
		Valanginiano	-132.9	✓	
		Berriasiano	-138.8	✓	
Fanerozoico	Mesozóico	Tuamatisiano	-145.0	✓	
		Viseano	-138.8	✓	
		Serpukhoviano	-139.9 ± 0.2	✓	
		Inferior	-139.9 ± 0.2	✓	
		Bashkiriano	-139.9 ± 0.2	✓	
		Médio	-139.9 ± 0.2	✓	
		Superior	-139.9 ± 0.2	✓	
		Carbonífero	Kasimoviano	307.0 ± 0.1	✓
			Gzheliano	303.7 ± 0.1	✓
			Asseliano	296.9 ± 0.15	✓
			Sakmariano	290.1 ± 0.26	✓
			Artinskiano	283.5 ± 0.6	✓
	Kunguriano		272.3 ± 0.5	✓	
	Permiano	Wordiano	268.8 ± 0.5	✓	
		Roadiano	265.1 ± 0.4	✓	
		Capitaniano	259.8 ± 0.4	✓	
		Wuchiapingiano	254.14 ± 0.07	✓	
	Triássico	Induriano	252.17 ± 0.06	✓	
		Ouessariano	247.2	✓	
		Ladiniano	-237	✓	
		Carniano	-227	✓	
	Jurássico	Norian	-208.5	✓	
		Rhaetiano	201.3 ± 0.2	✓	
		Hettangiano	199.3 ± 0.3	✓	
Sinemuriano		190.8 ± 1.0	✓		
Pliensbachiano		182.7 ± 0.7	✓		
Toarciano		174.1 ± 1.0	✓		
Triássico	Aaleniano	170.3 ± 1.4	✓		
	Bajociano	166.1 ± 1.2	✓		
	Chaptaliano	163.5 ± 1.0	✓		
	Oxfordiano	157.3 ± 1.0	✓		
	Tithoniano	152.1 ± 0.9	✓		
	Devónico	Famerniano	358.9 ± 0.4	✓	
		Frasniano	372.2 ± 1.6	✓	
		Givetiano	382.7 ± 1.6	✓	
		Eifeliano	387.7 ± 0.8	✓	
		Emiliano	393.3 ± 1.2	✓	
		Pragian	407.6 ± 2.6	✓	
		Lochkoviano	410.8 ± 2.6	✓	
Pridoli		419.2 ± 3.2	✓		
Ludlow		425.0 ± 2.3	✓		
Vienlock		427.4 ± 0.5	✓		
Shinarumpiano		430.5 ± 0.7	✓		
Silúrico		Telychiano	438.5 ± 1.1	✓	
	Rhuddanian	440.8 ± 1.2	✓		
	Hirnantiano	443.4 ± 1.5	✓		
	Katian	445.2 ± 1.4	✓		
	Sandbian	453.0 ± 0.7	✓		
	Darwiliano	458.4 ± 0.9	✓		
	Dapingiano	467.3 ± 1.1	✓		
	Floiano	470.0 ± 1.4	✓		
	Tremacociano	477.7 ± 1.4	✓		
	Andar 10	485.4 ± 1.9	✓		
	Jiangshanian	-489.5	✓		
	Prabiano	-494	✓		
Guzhangiano	-497	✓			
Drumiano	-500.5	✓			
Andar 5	-504.5	✓			
Andar 4	-509	✓			
Andar 3	-514	✓			
Andar 2	-521	✓			
Fortuniano	-529	✓			
Fanerozoico	Fanerozoico	Fortuniano	541.0 ± 1.0	✓	
		Terrenaviano	-529	✓	
		Andar 2	-521	✓	
		Andar 3	-514	✓	
		Andar 4	-509	✓	
		Andar 5	-504.5	✓	
	Ordoviciano	Dapingiano	467.3 ± 1.1	✓	
		Darwiliano	458.4 ± 0.9	✓	
		Sandbian	453.0 ± 0.7	✓	
		Katian	445.2 ± 1.4	✓	
		Rhuddanian	443.4 ± 1.5	✓	
		Aeroniano	440.8 ± 1.2	✓	

A definição do Estratigrama Global de Limite (GSSP - Global Boundary Stratotype Section and Point) para a base dos divórcios, assim como os estratíplos de limite das unidades do Arcaico e Proterozoico, são estabelecidos pelo Conselho Internacional de Estratigrafia (ICS-IUGS). O GSSP atualizado em 2013 encontra-se no site: <http://www.stratigraphy.org>. O GSSP atualizado em 2013 encontra-se no site: <http://www.stratigraphy.org>.

A Tabela original e os detalhes sobre o GSSP (critério de definição de limites, métodos de datação, etc.) encontram-se no site: <http://www.stratigraphy.org>.

Atenção: a tabela de estratigrafia aqui apresentada é baseada em dados e datas relativas unidades do Fanerozoico. As datas orientadoras em especial para os limites sem GSSP formal (Ma) Estes valores poderão sofrer alterações em futuros trabalhos de datação. O GSSP atualizado em 2013 encontra-se no site: <http://www.stratigraphy.org>.

Scale: 2012, incluindo as alterações do Permiano, Triássico e Crítico, fornecidas pelas subcomissões respectivas da ICS-IUGS.

Tabela desenhada por K.M. Cohen, S.C. Finney e P.L. Gibbard
 Janeiro de 2013 © International Commission on Stratigraphy (IUGS)
http://www.stratigraphy.org/ICSChart/ChronostratChart2013-01/Portuguese_PT.pdf

Instituto Geológico e Minas
 Laboratório Nacional de Energia e Geologia, L.P.

(a) The rock must contain a total of at least 10% of the minerals:
 Q - quartz
 A - alkali feldspar
 P - plagioclase
 F - a feldspathoid
 Which are then normalized to 100%

