

Breve História Geológica do NE de Trás-os-Montes (Paisagem Protegida da Albufeira do Azibo e Maciço de Morais)

Por: Eurico Pereira (INETI; FEUP, Universidade do Porto)

INETI, Dep. Geologia, Rua da Amieira, Apt. 1089, S. Mamede Infesta, Portugal

Introdução

Toda a história, para ser consistente, carece de cronologia e a história geológica não escapa a esta premissa. A geocronologia fez-se inicialmente através da cronoestratigrafia relativa (idade e sucessão de estratos), baseada em associações de animais e plantas fósseis que viveram nos diferentes períodos e épocas geológicas, servindo, assim, para estabelecer uma escala de tempo geológico. Tratava-se, porém, de uma escala relativa de tempo, usada para diferenciar episódios mais antigos dos mais modernos, desconhecendo-se a duração de cada episódio. Simultaneamente, estas associações fósseis revelam as transformações, extinções e surgimento de novas espécies, sendo portanto excelentes marcadores da evolução dos seres vivos sobre o nosso planeta.

A partir de meados do Século XX, começou a utilizar-se a geocronologia absoluta usando uma série de elementos químicos que têm a particularidade de se desintegrar para darem origem a novos elementos, isótopos de um dado elemento que se diferenciam pela massa atómica (e.g. Pb^{206} , Pb^{207} , Pb^{208} , isto é, chumbo com diferente massa atómica). Utilizando uma pequena metáfora, a relação de transformação de determinados pares de isótopos a que passamos a chamar isótopo pai, original, e isótopo filho, derivado por decaimento radioactivo, é sempre igual, sendo uma constante física para cada par, isótopo pai – isótopo filho. Além disso, como a relação de transformação do isótopo pai em isótopo filho se verifica em muitos milhões de anos, temos assim um relógio geológico ideal que inicia o seu dia 1 de Janeiro quando a rocha que contém o par isotópico se forma por um processo magmático ou metamórfico que implique, respectivamente, a cristalização ou recristalização de novos minerais. Através das idades isotópicas de rochas ou minerais neoformados, adiciona-se à cronoestratigrafia relativa, uma idade absoluta ou real, com margens de erro desprezáveis tendo em conta a duração dos grandes períodos da história geológica.

As datações isotópicas, associadas a medições do paleomagnetismo terrestre (antigas posições dos pólos magnéticos terrestres), efectuadas sobre as mesmas unidades geológicas, têm permitido fazer reconstituições sobre a formação e contínua movimentação dos continentes e oceanos ao longo dos tempos geológicos. A reconstituição geodinâmica de antigas geografias é o domínio da nova ciência, a palinspástica.

Segundo a moderna Teoria de Tectónica de Placas, a Litosfera, parte externa do nosso planeta, é formada por um número reduzido de placas que se movem entre si. Suceder-se-ão, conseqüentemente, vários choques (convergência), afastamento (divergência) ou deslizamentos laterais (transcorrência) entre placas litosféricas. Estes episódios são cíclicos ao longo da história do planeta e o seu acontecimento ficará marcado nas rochas devido à enorme magnitude energética destes confrontos. Neste contexto dinâmico, o binómio continente-oceano deixa de ser puramente geográfico e assume um profundo significado geológico.

Subordinado ao actual conceito plaquista, os continentes formam-se a partir de núcleos rígidos antigos (núcleos cratónicos) a que continuamente se vão acretando novas áreas de origem sedimentar e ígnea, posteriormente metamorfasadas, também designadas cinturões orogénicos. Já as placas oceânicas são efémeras. Grandes porções delas retornam, por subducção e fusão, ao manto que lhes deu origem e só uma pequena parte contribui para ampliar os bordos continentais, através dos arcos magmáticos e obducção de complexos ofiolíticos (antigas crustas oceânicas sobrepostas às margens continentais). Assim, na história da Terra, cada vez que dois continentes se afastam e se abre um oceano (fase de sedimentogénese) e se transita ao fecho do oceano e colisão de continentes para formar uma cadeia de montanhas (fase orogénica), cumpre-se um ciclo geológico, também designado *Ciclo de Wilson*.

Nesta perspectiva muito geral, o grande ponto de partida da geologia Ibérica e do NE de Trás-os-Montes é o supercontinente Gondwana (América do Sul, África, Madagáscar, Índia, Austrália e Antártida, todos reunidos) resultante da orogenia Pan-Africana / Brasiliana / ou ainda Cadomiana. A fase orogénica do Ciclo Cadomiano ter-se-ia desenvolvido na transição do Neoproterozóico-Câmbrico (650-530 Ma). Ao Ciclo Cadomiano, seguir-se-ão dois outros grandes ciclos de abertura e fecho de oceanos, culminados sempre por uma orogenia, ou seja, com a formação de uma cadeia de montanhas. As rochas e unidades geológicas, presentes no NE de Trás-os-Montes, em geral, e no Maciço de Morais, em particular, constituem um dos registos mais completos que se conhecem do ciclo geológico que se seguiu ao Ciclo Cadomiano.

Assim, da orogenia cadomiana resulta o conjunto de rochas cristalinas sobre o qual se irá desenvolver o Ciclo Varisco, isto é, o cinturão orogénico que formará a área cratonizada da Ibéria. O conjunto geológico estruturado no final do Ciclo Varisco constitui a ossatura geológica fundamental da península e é designado por Maciço Ibérico (Fig. 1). Os bordos deste Maciço (Orla Meso-Cenozóica W e S, respectivamente, Bacia Lusitana e Algarvia) ou as depressões no seu interior (Bacias do Douro, Tejo e Sado, depressões do Ebro e Guadalquivir) registam a acumulação de sedimentos e rochas gerados no Ciclo Alpino, o qual ainda continua em evolução nos tempos actuais.

Analisemos então a História Geológica do NE de Trás-os-Montes, marcada pelos grandes períodos ou descontinuidades observadas nas unidades litoestratigráficas da região.

Neoproterozóico – Câmbrico (≈650-488 Ma)

Testemunho do soco cristalino cadomiano é-nos legado pelo maciço antigo de Miranda do Douro, essencialmente, composto por rochas gnáissicas com idade isotópica (U/Pb sobre zircões) de ≈530 Ma ([Castro et al., 2003](#)). Todavia, esta mesma crusta regista relíquias de eventos mais antigos compreendidas entre 1800-1400 Ma, preservadas nos núcleos de alguns minerais (zircões), o que indicia tratar-se de uma crusta mais antiga, reciclada no Ciclo Cadomiano.

Em discordância sobre os gnaisses do Maciço de Miranda, representativos da crusta cadomiana, inicia-se a deposição de sedimentos pertencentes ao novo ciclo geológico, o Ciclo Varisco. Numa primeira fase, a espessa sequência de sedimentos turbidíticos (gerados por torrentes de lama ou de turbidez) deposita-se na frente da cadeia de montanhas cadomiana e, numa segunda fase, vai colmatar o extenso fosso marinho intracontinental, correspondente à Zona Centro-Ibérica (Fig.1). Na região de Miranda do Douro, depositam-se as duas unidades superiores do Grupo do Douro. Em conjunto com o Grupo das Beiras, formam o Supergrupo Dúrico-Beirão (Complexo Xisto-grauváquico). O fosso desenvolvido no interior da microplaca Ibérica a qual, no período que estamos a considerar, ocupava a margem norte do Gondwana, só se torna possível por estiramento e subsidência da crusta de molde a acumular a espessa pilha de sedimentos do Complexo Xisto-grauváquico. Esta depressão marinha no interior do continente Ibérico é marginada e alimentada por duas plataformas equivalentes à Zona Cantábrica, a NE, e Zona de Ossa-Morena, a SW, (Fig. 1). As margens do fosso registam actividade magmática e vulcânica, indicadores de que a ruptura continental que irá originar o futuro oceano varisco se inicia neste período.

No entanto, o Fosso Centro-Ibérico admite sub-divisões. A norte da megaestrutura do Sulco Carbonífero do Douro (delineada entre Esposende e Castro Daire), desenvolve-se o sub-fosso onde se deposita o Grupo do Douro onde foram definidas seis formações na região de Alijó, (e.g. [Sousa, 1982](#)): Fm Bateiras, Fm Ervedosa, Fm Rio Pinhão, Fm Pinhão, Fm Desejosa e Fm S. Domingos. A diferenciação entre estas unidades faz-se pelo conteúdo sedimentológico, variação da percentagem de argila e areia que origina os litotipos pelitos e grauvaques e, bem assim, pela natureza e intensidade dos ritmos turbidíticos (torrentes de turbidez que invadem o sub-fosso do Douro). Quanto à idade, as formações do Grupo do Douro estão superiormente balizadas pela ocorrência de trilobites mal preservadas na Formação de Desejosa ([Rebelo e Romano, 1986](#); [Mc Dougall et al., 1987](#)) e icnofósseis na Fm do Pinhão que apontam idade câmbica (Câmbrico Inferior?) para as formações superiores. Às formações inferiores atribui-se idade do Ediacariano.

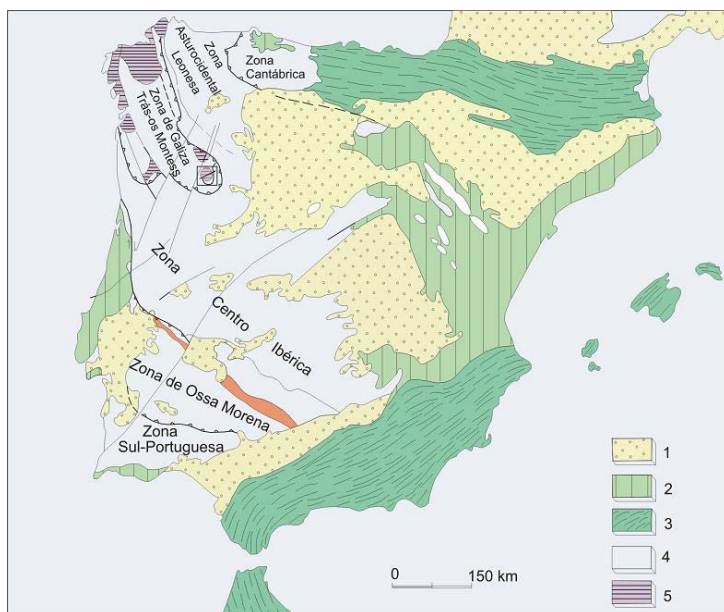


Fig. 1 - Zonas paleogeográficas e estruturais do Maciço Ibérico e as grandes unidades Alpinas (Julivert et al, 1972), modificado:

- 1- Bacias continentais e de margem continental, depressões do Ebro e Gaudalquivir;
- 2 – Orlas Meso-Cenozóicas (Bacia Lusitânica, Bacia Algarvia e Bacia Oriental);
- 3 – Cordilheiras Alpinas periféricas (Pirenaica e Bética);
- 4 – Maciço Ibérico;
- 5 – Maciços Alóctones do NW Ibérico

Ordovícico – Silúrico (≈488-416 Ma)

Na transição Câmbrio / Ordovícico, verifica-se uma inversão do regime tectónico no fosso Dúrico-Beirão. Transita do regime distensivo, propício à acumulação de espessas colunas sedimentares, para um regime transpressivo (compressão com movimento transcorrente nas margens do fosso) que conduz ao dobramento e emersão, sem metamorfismo, das sequências do Complexo Xisto-grauváquico (Fase Sarda s.l.), [Ribeiro et al. \(1991\)](#).

O Ordovícico inicia-se por uma enorme transgressão oceânica que perdura até ao Silúrico, embora com intervalos regressivos verificados no Ordovícico superior, tal como demonstram os sedimentos gresosos e glaciogénicos desta época. Assim, a sequência litoestratigráfica do Ordovícico regista da base para o topo ([Sá, 2006](#)): Fm Marão - quartzitos com espessos níveis de ferro a topo; Fm Moncorvo - xistos ardósíferos e ardósias; Fm Chão do Amieiral – xistos cinzentos com intercalações de quartzitos; Fm Santo Adrião – calcários cristalinos e vulcânicos básicas; Fm Maceiras – quartzitos e xistos; Fm Guadramil – sedimentos terrígenos e glaciogénicos. Todas estas unidades se encontram presentes no autóctone do NE de Trás-os-Montes a enquadrar os Maciços Alóctones de Bragança e Morais.

Durante o Ordovícico, tem lugar a abertura do oceano Paleotethys ou Oceano da Galiza - Maciço Central Francês (OGMC), um ramo menor, ou talvez uma bacia marginal, do grande Oceano Varisco, o Rheic. Presume-se actualmente que o OGMC se abriu entre a Armórica e Ibéria (microplacas separadas do Gondwana, mas filiadas neste continente) e o Rheic se abriu entre o Gondwana e o continente ou placa Laurentia-Báltica (América do Norte - Norte da Europa).

O Silúrico tanto ocorre nos terrenos autóctones, como forma espessa sequência metassedimentar nos Maciços Alóctones. No autóctone, está representado por xistos negros carbonosos com intercalações de *cherts* negros, quartzitos e calcários negros a topo. Neste período, o OGMC atingiu expansão máxima. No entanto, aquelas litologias do Silúrico, observadas no NE de Trás-os-Montes, embora indiquem instabilidade na bacia (quartzitos) e televulcanismo (*cherts*), mostram que se trata de bacia confinada e mal oxigenada, epicontinental. A bacia profunda estaria a W e SW da actual geografia, onde teve lugar a abertura do principal Oceano Varisco, representado no nosso país pelo Complexo Ofiolítico de Beja – Acebuches que assinala a sutura segundo a qual a microplaca Ibérica (margem gondwânica) se soldou à placa Laurentia-Báltica.

Testemunhos do OGMC encontram-se nos Complexos Ofiolíticos alóctones da Galiza (Cabo Ortegal e Ordenes), NE de Trás-os-Montes (Bragança e Morais) e, também, no Maciço Centro-Armoricano e Maciço Central, em França.

Devónico –Carbonífero (≈416-299 Ma)

No Devónico, teve lugar a tectogénese varisca (fase orogénica), iniciada na fase pré-colisional com o fecho do Oceano Varisco, Rheic. No que diz respeito ao NE de Portugal tem também lugar o fecho do oceano menor, ou seja do OGMC, situado entre as microplacas Armórica e Ibéria (margem gondwânica) e, bem assim, a obducção da parte restante desta crosta oceânica sobre a margem continental da Ibéria. Mas, os episódios colisionais que se desenrolam no NW Ibérico são uma consequência menor da tectogénese geral que se desenvolve por colisão entre os continentes Laurentia-Báltica e Gondwana. A orogénese Varisca não se confina, pois, à Ibéria, mas prolonga-se desde os Urais até aos Apalaches (E da América do Norte) e parte W da América do Sul.

Com o início da orogenia varisca, os processos sedimentológicos são, neste período, profundamente alterados, que se traduz no facto das sequências autóctones do Devónico Inferior terem características sedimentológicas de *flysch* (turbiditos depositados na frente orogénica).

No que respeita à Ibéria, do ponto de vista tectónico, o resultado da colisão Varisca é um empilhamento de Unidades tectonoestratigráficas, separadas entre si por grandes acidentes de cinemática tangencial. Estas Unidades são transportadas sobre a margem continental da Ibérica numa flecha de recobrimento superior a 200 km, até ao leste da Galiza e NE de Trás-os-Montes. Constituem os Complexos Alóctones, representados por três grandes unidades (Complexo Alóctone Superior, Complexo Ofiolítico e Complexo Alóctone Inferior), cada uma delas, com conteúdo estratigráfico, tectónico, metamórfico e idade, distintos. Encerram, pois, grande informação paleogeográfica e geodinâmica, fundamentais à reconstituição e evolução dos episódios variscos do NW Ibérico. Note-se que, nos Maciços Alóctones do NW peninsular, através da Unidade Alóctone Intermédia (Complexo Ofiolítico), se encontra preservada a sutura que faz a separação entre os continentes em confronto, (Fig. 2).

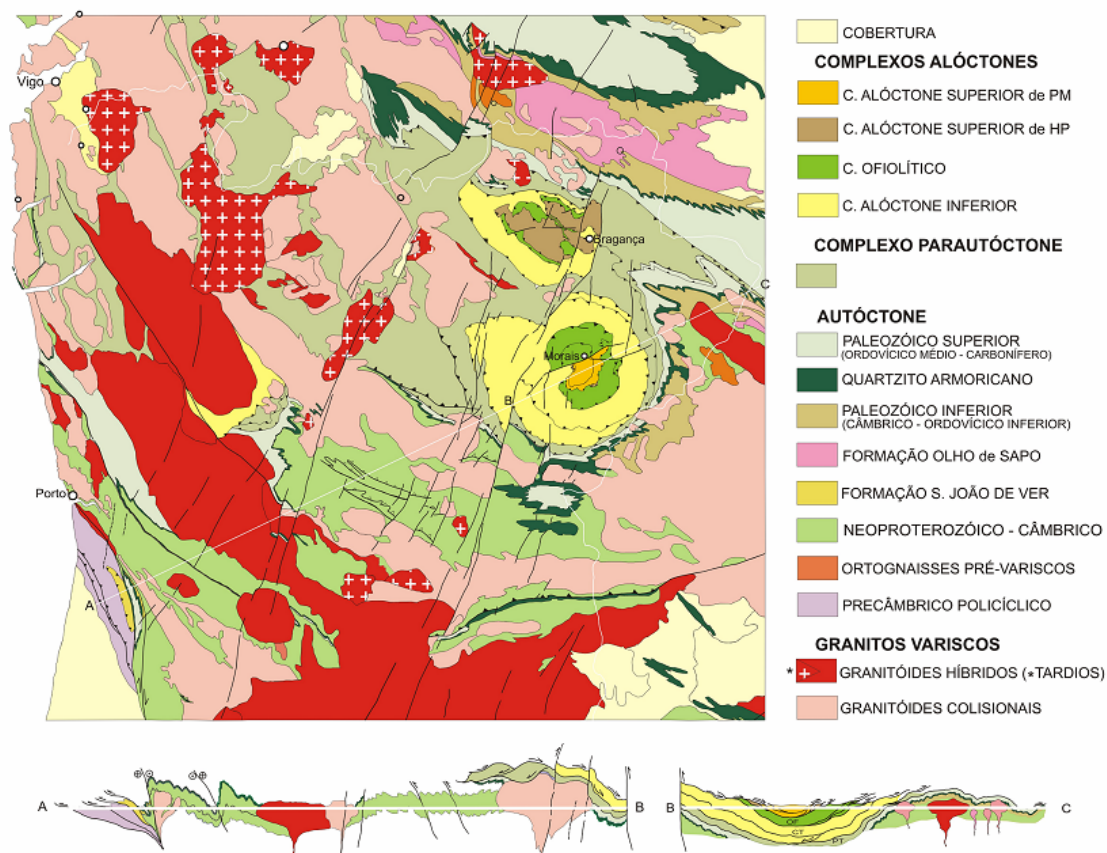


Fig.2 – Mapa geológico e corte estrutural, simplificados, da parte norte de Portugal.

Os Complexos Alóctones, impulsionados por tectónica de cinemática tangencial, deslocaram-se segundo aquela flecha de recobrimento desde os limites continente-oceano-continente e,

bem assim, desde a margem continental passiva Ibérica até ao seu local de residência actual nos Maciços de Morais e Bragança. Neste trajecto, foram arrastando, na base e à frente, o Complexo Parautóctone, constituído por sequências sedimentares com idade compreendida entre o Ordovícico superior e Devónico inferior, que não correspondem, litologicamente, às que atrás se descreveram para o domínio autóctone. Com efeito, as unidades do Complexo Parautóctone representam as sequências sedimentares que se sucediam à margem continal Ibérica, provavelmente situadas na transição da Zona de Ossa-Morena para a Zona Centro-Ibérica (Fig. 1). Estão presentes no Minho Central e encontram-se a rodear os Maciços Alóctones de Morais e Bragança. O grande acidente tectónico da base do parautóctone (carreamento de base) serve para delimitar a Zona de Galiza Trás-os-Montes, isto é, toda a área de implantação dos Complexos Alóctones e Complexo Parautóctone que assim passam a definir uma zona paleogeográfica e tectónica própria (Arenas *et al.*, 1986; Farias *et al.*, 1987)

A instalação dos Maciços Alóctones de Bragança e Morais estaria consumada no Devónico Médio não existindo registo sedimentar desta época. Apenas, na região de Gimonde e Guadramil, em sulcos desenvolvidos na frente dos mantos de carreamento correspondentes aos Maciços Alóctones, se depositou um *flysch* nas estreitas bacias de “foreland”, isto é, na frente da cadeia orogénica. A idade deste *flysch*, às vezes grosseiro, recai essencialmente no Devónico Superior, distribuindo-se do Givetiano superior ao Faméniano (Pereira *et al.*, 1999) podendo atingir o Carbonífero Inferior (Teixeira e Pais, 1973).

No Carbonífero Médio ($\approx 310 \pm 10$ Ma), após instalação dos Complexos Alóctones, a crosta sofreu, localmente, um espessamento considerável, mercê do enorme empilhamento de unidades alóctones e parautóctones. Este facto pode ter inibido a instalação dos grandes maciços graníticos que afloram no Minho e Beiras. No NE de Trás-os-Montes, as escassas intrusões graníticas encontram-se ao longo da zona de fraqueza da falha da Vilariça e na fronteira da Zona de Galiza e Trás-os-Montes, ou mais propriamente, no autóctone da Zona Centro-Ibérica. A edificação da Cadeia Varisca Ibérica prolonga-se até ao Pérmico, culminando com o relaxamento das tensões orogénicas e implantação das múltiplas e variadas rochas granitóides, características do Ciclo Varisco.

Pérmico (≈ 290 -250 Ma)

No final do ciclo Varisco, ao espessamento crustal, sucede-se a reequilíbrio isostática da crosta, relaxamento das tensões orogénicas e desenvolvimento dos sistemas de fracturas tardias de direcção NNE.SSW (Chaves, Vilariça, Souto da Velha, Estevais, etc.) muito expressivas na morfologia actual, mercê de rejogo posterior (Alpino). Os granitos tardios, de características tardi a pós-orogénicas, tais como os granitos de Chaves e Vila Pouca de Aguiar, aproveitam aquelas estruturas para se instalarem. A grande unidade geotectónica resultante do Ciclo Varisco, ou seja, o soco cristalino herdado deste ciclo é, como se referiu, o Maciço Ibérico.

A cadeia orogénica Varisca, a partir deste período, entra em colapso, sofre erosão e arrasamento do relevo. A unidade morfoestrutural representativa do arrasamento do relevo varisco é a Meseta Ibérica.

Era Meso-Cenozóica (≈ 250 Ma - actual)

Com o início da era Mesozóica, inicia-se um novo ciclo geológico, o Ciclo Alpino. Como todos os ciclos geológicos, o Ciclo Alpino exhibe uma fase de sedimentogénese, do Triássico ao Cretácico, abertura do Oceano Tethys e fecho deste oceano concomitante com a abertura do Atlântico. A fase de tectogénese (orogénica) dá lugar à obducção do Tethys para norte (actual geografia) a partir da sutura de Insubric e formação da cadeia Alpina.

A cadeia Alpina resultou, pois, de movimentos compressivos tangenciais e movimentos verticais, responsáveis pelo levantamento de conjunto. Estes movimentos terminaram no Miocénico superior ($\approx 7,0$ Ma). A partir desta época, verificam-se, quer levantamentos de conjunto, quer distensões confinadas que geram depressões intracontinentais (Bacia do Douro e Bacia do Tejo), bacias de margem continental (Tejo e Sado) e pequenas bacias continentais, ocupadas por sedimentos terciários tabulares, depositados em depressões do soco varisco.

A Meseta Ibérica, herdada do arrasamento do relevo varisco, ganha a sua máxima expressão. Os grandes depósitos de tipo “*raña*” (cascalheiras e argilas vermelhas), característicos do NE

de Trás-os-Montes, representam o derradeiro retoque no modelado da Meseta Ibérica, na transição Plio-Quaternário ($\approx 2,5$ Ma).

Todavia, a compressão Alpina subsiste no Quaternário, como atesta a zona sísmica activa entre as placas Eurásia e África. O registo sísmico histórico e actual segundo as falhas de Chaves, Vilariça, Souto da Velha e Estevais são testemunho da actividade Alpina, contribuindo para o vigor do relevo Transmontano.

Paisagem Protegida da Albufeira do Azibo e Maciço de Morais

Na Ibéria, designa-se por Maciço de Morais (*s.l.*) o conjunto formado pelas rochas ultramáficas-máficas (ricas ou muito ricas em magnésio e ferro) que ocorrem, quer no Complexo Alóctone Superior, quer no Complexo Alóctone Intermédio ou Complexo Ofiolítico. Todavia, em sentido mais restrito, o Maciço de Morais, para além daquelas unidades, engloba também o Complexo Alóctone Inferior.

A “Paisagem Protegida da Albufeira do Azibo” fica situada na bordadura do Complexo Ofiolítico de Morais, mas o grande suporte geológico desta paisagem corresponde ao Complexo Alóctone Inferior. Assim, para um melhor enquadramento da Paisagem Protegida, referem-se os traços gerais da geologia destas duas unidades tectonoestruturais, assim designadas por o conteúdo estratigráfico, estrutural e metamórfico corresponder a um domínio próprio e isolado por grandes acidentes (falhas tangenciais) situados na base e topo de cada uma destas unidades.

Complexo Alóctone Inferior

O Complexo alóctone inferior compreende dois conjuntos de unidades carreadas, Unidade de Pombais, superior, que apenas ocorre na região de Junqueira (Vimioso) e Unidades Centro-Transmontanas, inferior. Estas últimas estão representadas na área da Albufeira do Azibo. A sequência litostratigráfica é representativa de uma margem continental passiva, isto é, de uma margem continental em fase de ruptura (*rift continental*) que culmina com ruptura da crosta continental e início de formação de crosta oceânica (*rift oceânico*). A primeira destas situações corresponde à sequência sedimentar e vulcânica, designada no esboço geológico (Fig.3) por Unidades Centro-Transmontanas (Ribeiro, 1974). A situação de *rift oceânico inicial* está materializada na Unidade de Pombais que compreende um conjunto de escamas tectónicas compostas por xistos verdes e metavulcanitos com assinatura química MORB (*middle oceanic ridge basalts*).

Na área da Albufeira do Azibo, estão representadas as seguintes Formações das Unidades Centro-Transmontanas, da base para o topo:

O_{FQ} - *Formação Filito-quartzítica*. Consta de uma sequência negativa iniciada por filitos sericíticos a que se sucedem filitos siliciosos, quartzofilitos e, a topo, litologias mais grosseiras onde se identificam quartzitos de grão fino a médio, quartzovaques e, também, alternâncias de quartzitos xistóides laminados. A presente formação de natureza siliciclástica contém diques das rochas vulcânicas básicas e ácidas, interestratificadas na unidade suprajacente, razão porque se pensa que os diques são os canais alimentadores do abundante vulcanismo existente na unidade imediatamente superior. Mercê do conteúdo litoestratigráfico, paralelizável com o Ordovícico Superior das unidades autóctones, atribuiu-se à sequência uma idade provisória de transição entre o Ordovício e Silúrico (Ribeiro et al., 1990).

S_{VS} - *Complexo vulcano-silicioso*. Constitui uma sequência vulcano-sedimentar, caracterizada por uma matriz relativamente espessa de xistos clorito-sericíticos esverdeados, com transições laterais para xistos borra de vinho, quer ricos de minerais filitosos, macios, quer muito siliciosos a que, superiormente, se sucedem xistos cinzentos azulados muito siliciosos e passagens a xistos roxos hematíticos, praticamente em todos os níveis da sequência. Nesta trama metassedimentar, intercalam-se, da base para o topo: metavulcanitos básicos, metatufitos, metavulcanitos ácidos porfíricos, metavulcanitos ácidos porfíricos, metavulcanitos intermédio-básicos e metacalcários. Intrusivos em diferentes níveis, encontram-se ainda metadiabases e pórfiros ácidos. Todas estas rochas vulcânicas interestratificadas na sequência sedimentar, revelaram assinatura química de natureza alcalina continental, isto é, vulcanismo em domínio de *rift continental*. A idade desta unidade é considerada do Silúrico, uma vez que na região de

Mogadouro, a sul, foram encontrados fósseis de graptólitos em níveis de liditos intercalados nos xistos borra de vinho, típicos da sequência em análise (Ribeiro et al., 1990).

D_{MC} - Formação de Macedo de Cavaleiros. A sucessão litoestratigráfica desta unidade comporta, da base para o topo: filitos cinzentos e de tons violeta, escuros, com intercalações de xistos negros e siltitos, tufitos esverdeados, raras manifestações de vulcanitos ácidos, intercalações de dois níveis de lavas básicas sendo o inferior lenticular e o superior contínuo e espesso, filitos com laminações milimétricas de siltitos e, no topo, quartzofilitos com individualização de níveis quartzíticos imaturos de tonalidade cinza, clara. Intrusões de metadiabases e metagabros, equivalentes hipabissais das lavas básicas, encontram-se bem desenvolvidas nas imediações de Vale Benfeito (L. Ribeiro, 1986). Na transição para a unidade infrajacente ocorrem, às vezes, liditos, jaspes e, também, calcários negros recristalizados que ocupam igualmente os níveis mais altos do Complexo vulcano-silicioso, tal com se verifica ao longo da ribeira de Veados e rio Sabor, a E de Izeda.

Apesar dos vários esforços efectuados para datar os calcários negros, através de conodontes, não se conhecem idades biocronológicas ou isotópicas da Formação de Macedo de Cavaleiros. No entanto, a idade não deve diferir muito da que foi estimada para o Complexo Ofiolítico, dado as lavas básicas intercaladas na sequência metassedimentar terem afinidade toleítica oceânica, isto é, vulcanismo em domínio de *rift oceânico*, (L. Ribeiro, 1986).

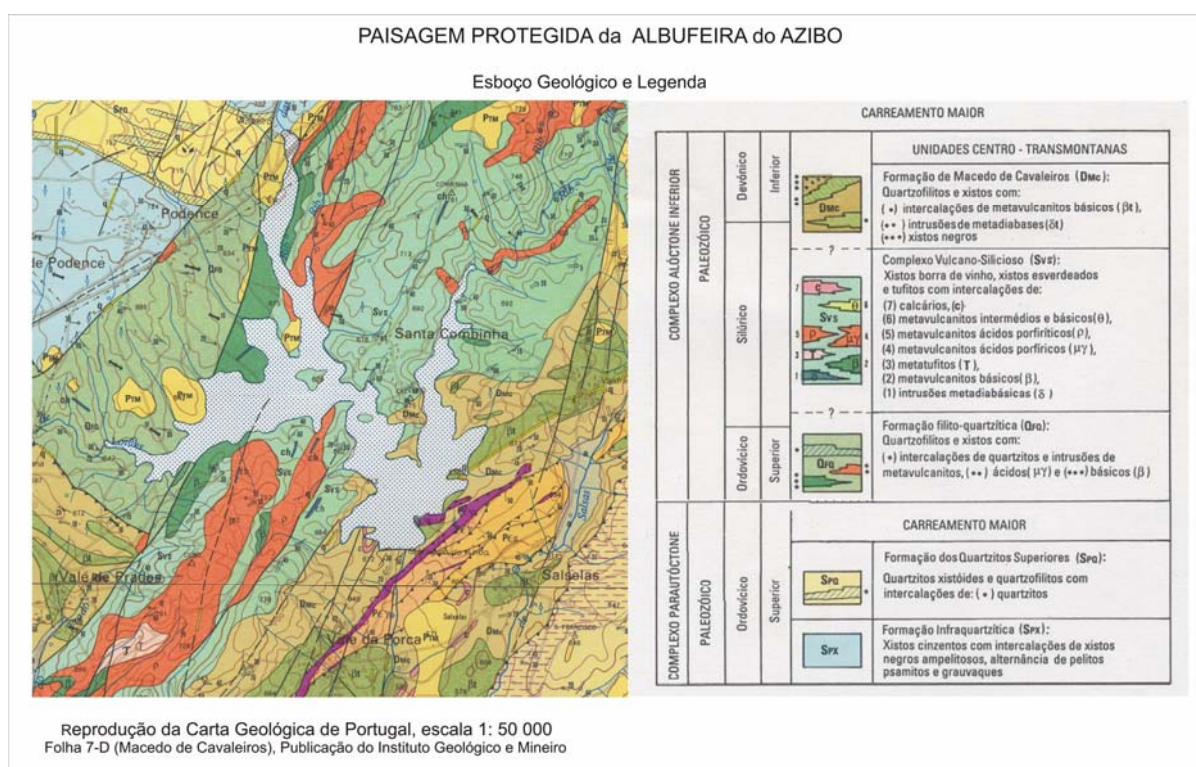


Fig. 3 – Esboço Geológico da área envolvente da Albufeira do Azibo, reproduzido da Folha 7-D (Macedo de Cavaleiros) da Carta Geológica de Portugal (Pereira et al. 2000)

Como se pode observar no esboço geológico (Fig. 3), as unidades litoestratigráficas que acabámos de descrever contactam entre si por falhas. A área da Albufeira, com efeito, é muito afectada pela designada Falha da Vilariça que é uma grande estrutura tardi-varisca. Consta de vários ramos paralelos com orientação NNE-SSW. O ramo principal passa em Portelo, Vale de Prados e leste de Macedo de Cavaleiros, onde origina a escarpa da Serra de Bornes. Desloca outra importante falha que passa em Quintela de Lampaças e Podence. Esta última grade estrutura estabelece, localmente, o contacto entre o Complexo Parautóctone e as Unidades Centro-Transmontanas.

Do Complexo Parautóctone, muito mais desenvolvido na região de Murça e Mirandela, encontram-se, apenas, representadas a Fm de Quartzitos Superiores, composta por

quartzofilitos e intercalações de quartzitos e Fm Infraquartzítica, constituída por xistos cinzentos com intercalações de xistos negros, metassilitos e escassos metagrauvaques. Esta última unidade foi actualmente redefinida como Fm dos Xistos Cinzentos e considerada como ocupando o núcleo do manto-dobra da Serra da Garraia-Stª Comba, sendo portanto a unidade mais antiga do Complexo Parautoctone, com idade provável do Ordovícico Superior (Rodrigues et al., 2006).

Complexo Ofiolítico de Morais

O Complexo Ofiolítico, muito melhor preservado no Maciço de Morais (Fig. 4) que em Bragança, consta de uma sequência completa de crosta oceânica, descrita do ponto de vista petrográfico e petroquímico em Pereira et al., (2000, 2004). Identificam-se do topo para a base:

A_F - Anfibolitos espessos e complexo de diques muito deformado;

D_G - Complexo de diques em gabro (diques inferiores);

F_G - "Flaser-gabros", anfibolitizados e cumulados máficos;

Ψ_O - Rochas ultramáficas, essencialmente, dunitos, harzburgitos e serpentinitos xistificados.

No Maciço de Morais, verifica-se uma repetição de Unidades separadas pelo carreamento intermédio de Limãos, que dá origem: i) Unidade de Izeda-Remondes, inferior, onde estão melhor representados os termos superiores e inferiores da sequência ofiolítica, respectivamente, anfibolitos e peridotitos, separados por falhas normais; ii) Unidade de Morais-Talhinhas, superior, onde se encontra preservada a sequência completa de crosta oceânica, muito embora, dominem os termos gabróicos e ultramáficos.

A unidade inferior, em fácies de anfibolitos com granada, encontra-se retrogradada para fácies de xistos verdes próximo do carreamento de base. A unidade superior apresenta fácies anfibolítica de transição para fácies granulítica materializada nos *flaser-gabros* pela paragénese: plagioclase (oligoclase) + clinopiroxena + hornblenda + hiperstena.

Na zona de Paisagem Protegida da Albufeira do Azibo, no bodo NW do Complexo Ofiolítico de Morais, encontra-se representada a unidade (A_F) - Anfibolitos espessos e complexo de diques muito deformado e, bem assim, esta unidade retromorfizada para a fácies de xistos verdes.

Mercê da sua posição estrutural, entre unidades de alto grau metamórfico, sobrejacentes, e unidades de baixo grau, infrajacentes, oriundas da margem paleozóica do Gondwana, as rochas do Complexo Ofiolítico têm sido interpretadas como originárias de um arco de ilhas ou, mais recentemente, como uma sequência de litosfera oceânica formada durante o episódio de *rift oceânico*, com idade do Ordovícico a Devónico. Teria admitido duplicação tectónica intraoceânica e posterior obducção sobre a margem passiva gondwânica. Esta hipótese está de harmonia com a idade U/Pb de 405-400 Ma sobre zircões de origem ígnea, considerada idade de arrefecimento do Complexo Ofiolítico de Morais (Pin et al., 2000), dado sobrepor-se à Fm de Macedo de Cavaleiros e Unidades Centro-Transmontanas, respectivamente, com idade do Devónico e Silúrico.

Em termos paleogeográficos, a crosta oceânica dos maciços da Galiza e Trás-os-Montes tem sido também interpretada como sendo originária do Oceano da Galiza-Maciço Central, ou, mais provavelmente, um ramo do Rheic situado entre a Armórica e Ibéria e os dois microcontinentes fazendo parte integrante do Gondwana norte (Ribeiro et al., 2003; Pereira et al., 2004).

Complexo Alóctone Superior

A presente unidade alóctone, sobreposta ao Complexo Ofiolítico, representa uma sequência completa de crosta continental, oriunda, na actual geografia, da margem norte do Oceano da Galiza Maciço Central, um ramo do oceano maior (Rheic), como foi referido. Na presente reconstituição paleogeográfica, esta sequência de crosta continental será equivalente ao ramo norte do Maciço Armórico (microplaca Armórica).

Trata-se, pois, de uma sequência de crosta continental policíclica, isto é, que sofreu transformações tectonometamórficas num Ciclo pré-Varisco e também no Ciclo Varisco.

Na área da Paisagem Protegida da Albufeira do Azibo, apenas, se encontra presente um fragmento de crosta continental de alto grau metamórfico correspondente à unidade de Vale da Porca. Como se pode observar (Fig. 4), as rochas de alto grau metamórfico, que integram a unidade de Vale da Porca, constam de várias escamas tectónicas constituídas, do topo para a base, por gnaisses quartzo-feldspáticos, granulitos máficos blastomiloníticos (rochas derivadas de basaltos que sofreram metamorfismo de alto grau, esmagamento e recristalização) e peridotitos com granada (rochas do manto infracontinental). Estas últimas rochas ultramáficas, peridotitos de alta pressão (com granada), distinguem-se dos peridotitos de baixa pressão (com feldspato) do Complexo Ofiolítico. Deve-se esta diferença à espessura da crosta continental, em condições normais, ser muito superior (40-70 km) à espessura da crosta oceânica (6-8 km).

A parte restante da crosta continental, média e superior, constituída por gnaisses granitóides e xistos, ocorre entre Morais e Lagoa, sendo designada, respectivamente, por Ortognaisses ocelados (Gnaisses de Lagoa) e Micaxistos com intrusões de metavulcanitos básicos (Micaxistos de Lagoa), (Fig. 4).

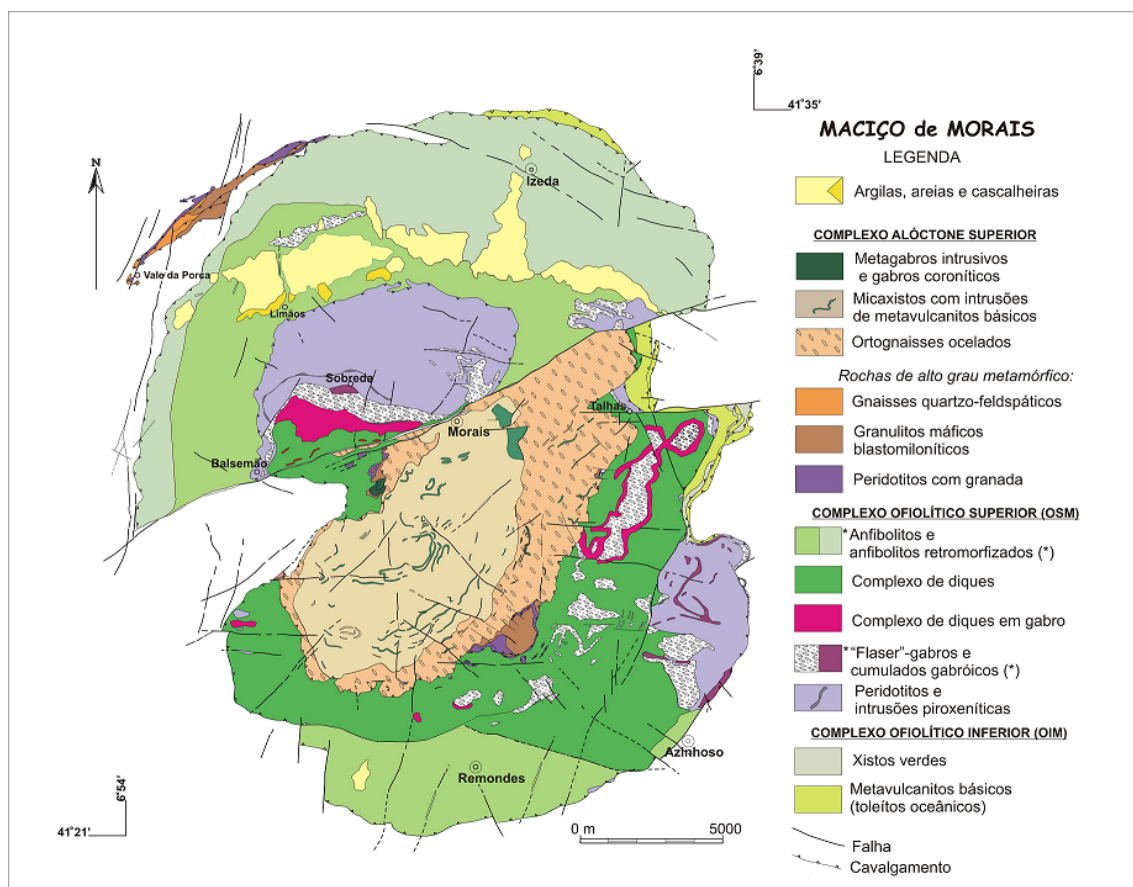


Fig. 4 – Maciço de Morais, com representação cartográfica do Complexo Ofiolítico e Complexo Alóctone Superior

Referências citadas no texto

- Arenas, R., Ibarguchi, J.G., Lodeiro, F.G., Klein, E., Martínez Catalán, J.R., Girones, E.O., Maciá, J.G.P. & Peinado, M., 1986 - Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. *Hercynica* II, 2, pp. 87-100.
- Castro, P., Tassinari, C., Pereira, E., Dias, G. e Leterrier, J., 2003 – Geocronologia do complexo metamórfico de Miranda do Douro (NE de Trás-os-Montes, Portugal). Implicações geodinâmicas. *VI Cong. Nac. De Geologia, Ciências da Terra, Lisboa, nº esp. V, CD-ROM, D29-D30*
- Farias, P., Gallastegui, G., Lodeiro, F.G., Marquinez, J., Parra, L.M.M., Martínez Catalán, J.R., Maciá, J.G.P. and Fernandez, L.R.R., 1987 - Aportaciones al conocimiento de la estratigrafia y estrutura de Galicia Central. *An. Fac. Cien. Univ. do Porto, Mem. 1*, pp. 411-431.
- Mc Dougall, N., Brenchley, P.J., Rebelo, J.A. & Romano, M., 1987 – Fans and fan deltas-precursors to the Armorican Quartzite (Ordovician) in western Iberia. *Geological Magazine*, 124 (4), pp. 347-359.
- Pereira, E., Ribeiro, A., Castro, P.F., 2000 – Carta Geológica de Portugal à escala 1:50.000. Notícia explicativa da Folha 7 - D (Macedo de Cavaleiros). *Serv. Geol. de Portugal*.
- Pereira, E., Ribeiro, A., Castro, P. & De Oliveira, D., 2004 – Complexo Ofiolítico Varisco do Maciço de Morais (NE de Trás-os-Montes, Portugal). In Pereira, E., Castroviejo, R. & Ortiz, F. (Eds.), “*Complejos Ofiolíticos en Iberoamérica – Guías de Exploración para Metales Preciosos*”, pp. 265-284. Proyecto XIII.1 – CYTED, Madrid, España.
- Pereira, Z., Meireles, C. e Pereira, E., 1999 – Upper Devonian Palynomorphs of NE Sector of Trás-os-Montes (Central Iberian Zone). *XV Reun. Geol. Oeste Peninsular, Resumos*, pp. 201-206
- Pin, C., Paquette, J.L., Ibarguchi, J.G., Zalduegui, J.F., Aller, J.R. and Cuesta, L.A., 2000 - Geochronological and geochemical constraints on the origin of the ophiolitic units from the Northwestern Iberian Massif. *GALICIA 2000, Variscan-Appalachian dynamics: the building of the Upper Paleozoic basement*, Abstracts, pp. 146-147.
- Rebelo, J.A. e Romano, M., 1986 - A contribution to the lithostratigraphy and paleontology of the lower Paleozoic rocks of the Moncorvo region, Northeast of Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*, T. 72, fasc.1/2, pp. 45-57.
- Ribeiro, A., 1974 - *Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental*. Serv. Geol. de Portugal, Mem. 24, 168 p.
- Ribeiro, A., Marcos, A., Pereira, E., Llana-Fúnez, S., Farias, P., Fernández, F.J., Fonseca, P., Chaminé, H.I. and Rosas, F., 2003 - 3-D strain distribution in the Ibero-Armorican Arc: a review. *VI Cong. Nac. Geologia*, Lisboa, *Actas: D63-D64*; Ciências da Terra (UNL), nº esp V, CD-Rom, D63-D64.
- Ribeiro, A., Pereira, E. and Dias, R., 1990 - Structure in the NW of the Iberia Peninsula (Alloctonous sequences). In: Dallmeyer, R.D. and Martinez Garcia, E. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, p. 220-236.
- Ribeiro, A., Silva, J.B., Dias, R., Pereira, E., Oliveira, J.T., Rebelo, J.A., Romão, J. e Silva, A.F., 1991 – Sardinian inversion tectonics in the Centro-Iberian Zone. *III Congr. Nac. Geol., Resumos*, Coimbra, p. 71.
- Ribeiro, M. L., 1986 - *Geologia e Petrologia da região a Sw de macedo de Cavaleiros (Trás-os-Montes)*. Tese, Fac.Cienc. Univ. Lisboa, 202 p.
- Rodrigues, J., Pereira, E. e Ribeiro, A., 2006 – Estrutura interna do Complexo de Mantos Parautoctones, sector de Murça-Mirandela (NE de Portugal). In: Dias, R & Araújo, A. (Eds.) *Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria*. Universidade de Évora, pp. 63-84.
- Sá, A.A., 2006 – A sucessão do Ordovícico superior de Trás-os-Montes (Zona Centro-Ibérica, Portugal) e sua correlação com Valongo e Buçaco. *VII Cong. Nac.de Geologia*, Univ. Évora, Livro de Resumos II, pp. 621-624.
- Sousa, M. B., 1982 - *Litostratigrafia e Estrutura do Complexo xisto grauváquico ante-Ordovícico - Grupo do Douro (NW de Portugal)*. Tese Univ. Coimbra, 222 p.
- Teixeira, C. e Pais, J., 1973 - Sobre a presença de Devónico na região de Bragança (Guadramil e Mofreita) e de Alcañices (Zamora). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 18, pp. 199-202