

## EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA DO SUDOESTE DO MACIÇO IBÉRICO DO EDIACARIANO AO DEVÓNICO INFERIOR

### *EDIACARAN TO LOWER DEVONIAN STRATIGRAPHIC EVOLUTION OF THE SOUTHWEST IBERIAN MASSIF*

M. Francisco Pereira<sup>1</sup>, J. Brandão Silva<sup>2</sup>, Martim Chichorro<sup>3</sup>, Jorge Medina<sup>4</sup>, A.M. Rita Solá<sup>5</sup>

#### RESUMO

No registo geológico do sudoeste do Maciço Ibérico que decorre do Ediacariano ao Devónico inferior são observadas duas importantes lacunas sedimentares: i) A discordância da base do Câmbrico inferior (registada de forma regional na Zona de Ossa-Morena e, local na Zona Centro Ibérica), que marca um período de emersão associada à transição de um ambiente geodinâmico de margem activa Neoproterozóica (arco magmático Cadomiano; c.570-545Ma) para um ambiente de rifte intra-continental que evolui durante o Câmbrico (c.530-500Ma) e ii) A discordância da base do Ordovícico inferior que assinala um novo período de emersão seguido de transgressão e de intensa subsidência da margem continental passiva do bordo meridional do Oceano Rheic. Este processo evoluiu desde o Ordovícico ao Devónico inferior (c.470-410 Ma) na plataforma setentrional do supercontinente Gondwana.

**PALAVRAS-CHAVE:** Paleogeografia de Gondwana, Arco magmático Cadomiano, Rifte intra-continental, Margem passiva, Oceano Rheic

#### ABSTRACT

Two main sedimentary hiatus are recognized in the Ediacaran - Lower Devonian stratigraphic record of the southwest Iberian Massif: i) The Lower Cambrian unconformity (with a regional character in the Ossa-Morena Zone and, local in the Central-Iberian Zone) associated with a period of emersion during the geodynamic transition from the Neoproterozoic active margin (Cadomian magmatic arc; c.570-545Ma) to the Cambrian intra-continental rifting (c.530-500Ma) and ii) The Lower Ordovician unconformity is related with a new period of emersion followed by transgression and strong subsidence in the passive margin of the southern border of the Rheic Ocean. This process evolved from the Ordovician to the Lower Devonian (c.470-410 Ma) in the northern platform of the Gondwana supercontinent.

**KEY-WORDS:** Gondwana paleogeography, Cadomian magmatic arc, intra-continental rifting, passive margin, Rheic Ocean.

#### INTRODUÇÃO

Os estudos estratigráficos são essenciais para se compreender o registo sequencial dos processos de evolução crustal e respectivos ambientes geodinâmicos que actuaram numa dada região. O sudoeste do Maciço Ibérico (MI) inclui o bordo meridional da Zona Centro-Ibérica (ZCI) e a Zona de Ossa-Morena (ZOM). Estas duas zonas com diferenças no registo geológico do Ediacariano ao Devónico inferior (c.630-397 Ma; adoptando a Tabela Estratigráfica Internacional de Gradstein et al., 2004), registam importantes etapas da evolução da margem setentrional do supercontinente Gondwana e do Oceano Rheic.

A história da Terra decifrada nas rochas mais antigas do sudoeste do MI, no final do Neoproterozóico (c.630-542 Ma), indica que a margem continental setentrional de Gondwana era activa.

<sup>1</sup> Departamento de Geociências, Centro de Geofísica de Évora, Universidade de Évora, Apt.94, 7002-554 Évora, mpereira@uevora.pt

<sup>2</sup> Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, jbsilva@fc.ul.p

<sup>3</sup> CICEGe, Departamento de Ciências da Terra, FCT, Universidade Nova de Lisboa, ma.chichorro@fct.unl.pt

<sup>4</sup> Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, 3820-329 Aveiro. jmedina@ua.pt

<sup>5</sup> Departamento de Geologia, INETI, Apartado 7586, 2720-866 Alfragide, rita.sola@ineti.pt

Esta margem terá assistido à formação e ao desmantelamento de um arco magmático Cadomiano contemporâneo com o desenvolvimento e preenchimento de bacias marginais (do tipo “back-arc” e “retro-arc”; Quesada et al., 1990; Eguluz et al., 2000; Murphy et al., 2002; Silva e Pereira, 2004; Rodríguez Alonso et al., 2004; Pereira et al., 2006; Linnemann et al., 2008). O Câmbrio (c.542-488 Ma) regista o desenvolvimento de um rifte intra-continental com importante vulcanismo (Sánchez-García et al., 2003). A invasão do continente por mares pouco profundos, fomenta a explosão da vida com o desenvolvimento de inúmeras formas marinhas das quais se destacam as trilobites e corais (Liñan et al., 1993). Durante o Ordovícico (c.488-443 Ma) deu-se a abertura e alargamento da bacia oceânica (Oceano Rheic; Paris e Robardet, 1990; Murphy et al., 2006) e a separação de massas continentais (Laurêncina, Báltica e Sibéria) que migraram para Norte a partir do continente Gondwana (Paris e Robardet, 1994). Neste período as margens continentais passivas evoluem com aumento das taxas de subsidência acompanhando o alastramento progressivo do Oceano Rheic. No Ordovícico ocorre a expansão de trilobites, corais e braquiópodes e o desenvolvimento de formas de vida planctónicas como os graptólitos. O início do Ordovícico assinala importante vulcanismo (Sánchez-García et al., 2003; Solá et al., 2008) e, no seu final, uma importante glaciação (Robardet et al., 1990; Gutiérrez-Marco et al., 1998). No Silúrico (c.443-416 Ma) a evolução da margem continental passiva caracterizou-se pela sedimentação anóxica em águas profundas e a subida generalizada do nível médio do mar provavelmente provocada pelo degelo das calotes de gelo que cobriam Gondwana (Paris e Robardet, 1990; Gutiérrez-Marco et al., 1998; Kriz et al., 2003). As sequências desta idade distinguem-se das restantes pela abundância de pelitos negros (ampelitos) ricos em graptólitos mas também, ortocones nautilídeos, braquiópodes e acritarcas (Delgado, 1905, 1908). A passagem do Silúrico superior para o Devónico inferior (c. 416-397 Ma) é contínua e gradual, assinalando um incremento das taxas de sedimentação marinha (Paris e Robardet, 1990). As sequências marinhas detríticas passam a incluir rochas carbonatadas, alternâncias de calcários com pelitos, com abundância de corais, braquiópodes, trilobites e crinóides (Robardet e Gutiérrez-Marco, 2004) que sugerem a deslocação da plataforma setentrional de Gondwana para latitudes mais quentes (Paris e Robardet, 1994).

O objectivo principal deste trabalho é o de reunir informação actualizada sobre a estratigrafia do Ediacariano ao Devónico inferior (c.630-397 Ma) do sudoeste do MI. Assim, foram seleccionadas duas áreas tipo em Portugal (Alto Alentejo e Beira Litoral) onde a deformação e metamorfismo variscos (c.390-310 Ma) não foram suficientemente intensos, de modo a perturbar as relações originais entre diferentes sequências estratigráficas mais antigas: uma no bordo meridional da ZCI (Penacova-Dornes-Portalegre) e outra, na ZOM (Ouguela-Elvas-Barrancos) (Fig.1).

### A - Maciço Ibérico



### B - Sudoeste do Maciço Ibérico (Penacova-Barrancos)

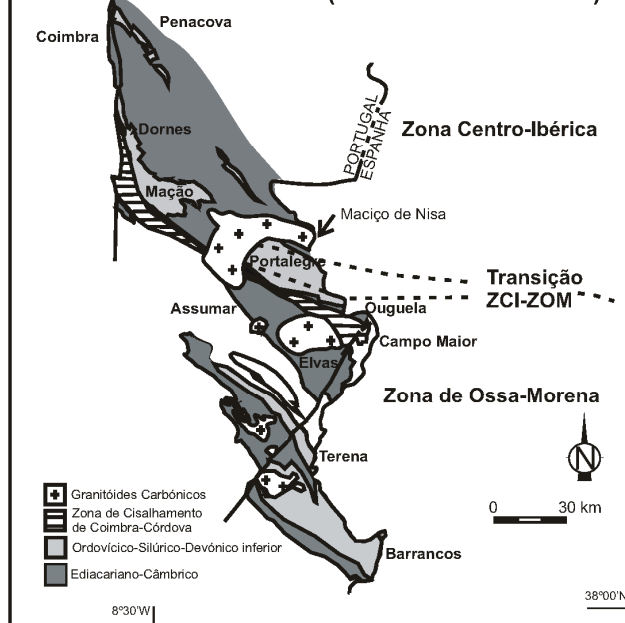


Figura 1 - Localização das áreas estudadas do bordo meridional da ZCI e transição ZCI-ZOM (Penacova-Dornes-Portalegre) e da ZOM (Ouguela-Elvas-Terena), no contexto do sudoeste do Maciço Ibérico (B- Adaptado do mapa geológico de Portugal na escala 1:500 000; Oliveira, 1992).

As colunas estratigráficas aqui discutidas (Fig.2, 3 e 4) resultam de integração de diversos trabalhos no âmbito da estratigrafia, sedimentologia, petrologia, paleontologia, geoquímica e geocronologia U-Pb em zircão detrítico com “Sensitive High Resolution Ion Micro Probe” (SHRIMP), “Thermo-Ionization Mass Spectrometry” (TIMS) e “Laser Ablation Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry” (LA-ICP-MS), desenvolvidos nas últimas duas décadas por investigadores portugueses, espanhóis, ingleses, franceses e alemães (Young, 1988; Oliveira et al., 1991, 1992; Medina, 1996; Gutiérrez-Marco et al., 1998; Medina et al., 1998; Pereira, E. et al., 1998; Romão et al., 1998; Pereira, Z. et al., 1998; Pereira, 1999; Coke, 2000; Pereira e Silva, 2001, 2002; Piçarra, 2000; Romão, 2000; Le Menn et al., 2002; Silva e Pereira, 2004; Sá, 2005; Solá, 2007; Linnemann et al., 2008). Apresentadas de forma esquemática e resumida, estas colunas estratigráficas do sudoeste do MI pretendem constituir uma contribuição válida para enriquecer e divulgar as ideias recentes sobre o enquadramento paleogeográfico do MI na evolução geodinâmica da margem setentrional do Supercontinente Gondwana, desde o Ediacariano até ao Devónico inferior. Com a finalidade de melhorar o seu conteúdo e assim, suprimir possíveis lacunas de informação não preservadas ou expostas no nosso território são também apresentados dados sobre sequências estratigráficas correlacionáveis de Espanha e da região norte de Portugal (Rebello e Romano, 1986; Liñan et al., 1993; Robardet et al., 1998; Sánchez-García et al., 2003; Robardet e Gutiérrez-Marco, 2004).

Era	Período	SÉRIE Andar	ZONA DE OSSA-MORENA (Ouguela-Elvas-Terena)		(Venta del Ciervo-Monestério)	
Paleozóico	Devónico	INFERIOR	Emsiano	Fm. Terena	Fm. Russianas	Fm. Verdugo
			Praguiano			
			Lochkoviano			
	Silúrico	PRIDOLIANO				
	Ordovícico	KOSOVIANO				
		KRALODVORIANO				
		BEROUNIANO				
	DOBROTIVIANO					
ORETANIANO						
TREMADOCIANO						
Cámbrico	SUPERIOR					
	MÉDIO	Caesaraugustiano	Fm. Ossa / Fm. Fatuquedo	Fm. Umbria-Pipeta		
		Leoniano	Fm. Terrugem	Fm. Playón / Fm. Villares		
		Bilbiliano	Fm. Vila Boim	Barra Quartzítica / Quartzitos Castellar / Fm. La Lapa		
	INFERIOR	Marianiano	Fm. Carbonatada de Elvas	Fm. Alconera / Fm. Santo Domingo		
		Ovetiano		Fm. Pedroche		
		Cordubiano				
Ediacariano (Vendiano)			C.D.C. Assumar / C.D.C. Ouguela	Fm. Torreárboles	C.V.S. Bodonal	
			C.V.S. São Vicente / C.V.S. Freixo-Segóvia / C.V.S. Nave de Grou-Azeiteiros	Fm. Malcocinado		
Neoproterozóico			Série Negra (Fm. Mosteiros)	Série Negra	Fm. Tentúdia	
					Fm. Montemolín	

Figura 2 - Tabela esquemática com unidades estratigráficas da ZOM (Ouguela-Elvas-Terena) e correlação com Espanha (Venta del Ciervo-Monestério) para o registo Ediacariano-Devónico inferior (Adaptado de Oliveira et al., 1991; Liñan et al., 1993; Eguluz et al., 1995; Liñan et al., 1996; Piçarra, 2000; Pereira e Silva, 2002; Le Menn et al., 2002; Robardet e Gutiérrez Marco, 2004; Pereira et al., 2006)

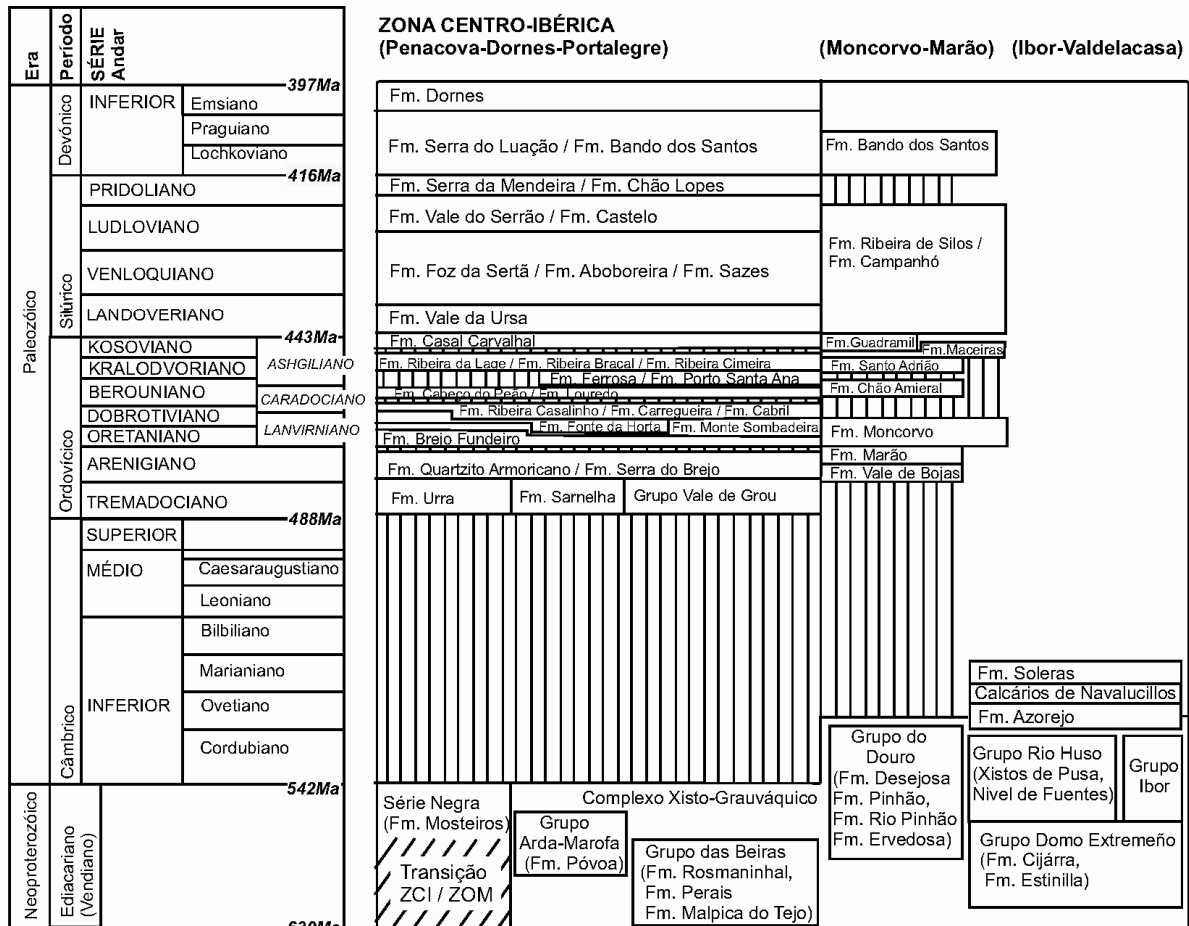


Figura 3 - Tabela esquemática com unidades estratigráficas do bordo meridional da ZCI e transição ZCI-ZOM (Penacova-Dornes-Portalegre) e correlação com o norte da ZCI (Moncorvo-Marão) e Espanha (Ibor-Valdelacasa) (Adaptado de Silva et al., 1995; Oliveira et al., 1992; Vidal et al., 1994; Palácios e Vidal, 1995; Rebelo, 1996; Medina et al., 1998; Pereira, E. et al., 1998; Romão, 2000; Coke, 2000; Sá, 2005)

**TRANSIÇÃO DE UMA MARGEM CONTINENTAL ACTIVA NO EDIACARIANO (ARCO MAGMÁTICO CADOMIANO) PARA UM RIFTE INTRA-CONTINENTAL DURANTE O CÂMBRICO.**

As rochas mais antigas do sudoeste do MI que foram datadas por geocronologia U-Pb em zircão com TIMS aos c.623 Ma (base do Ediacariano; Sánchez-García et al., 2007) representam diques ácidos a intruir calcários de Loma del Rio (anteriormente considerados Câmbricos apesar de não terem registo fóssil) que afloram na extensão cartográfica da ZOM em Espanha. Por outro lado, as rochas sedimentares mais antigas e atribuídas ao Ediacariano são essencialmente siliciclásticas, fazendo parte da Série Negra (Carvalho, 1965; Gonçalves, 1971; Quesada et al., 1990), na ZOM e, de do Complexo Xisto-Grauváquico (Carrington da Costa, 1950; Sousa, 1982; Sousa e Sequeira, 1987-1989; San José et al., 1990; Silva, A.F. et al., 1995), na ZCI.

Na ZOM (Figs.2 e 3), as idades de deposição máxima da Série Negra com base em datações U-Pb de zircões detríticos com SHRIMP e LA-ICP-MS variam entre os c.565-545 Ma (Formação de Montemolín, em Espanha, Ordoñez-Casado, 1998; Gutiérrez-Alonso et al., 2003; Formação do Escoural, no Maciço de Évora, Chichorro, 2006; Pereira et al. 2008, e Formação de Mosteiros, Linnemann et al., 2008). Estes sedimentos grauvacóides e pelíticos com intercalações de chertes negros e rochas vulcânicas têm sido interpretados como representando turbiditos pouco profundos (Quesada et al., 1990). Estes sedimentos imaturos apresentam assinatura geoquímica calco-alcalina que sugere que tenham sido o resultado do desmantelamento de uma fonte associada a um arco magmático continental (Pereira et al., 2006). Por outro lado, a análise detalhada das idades obtidas em núcleos herdados e crescimentos de zircões detríticos permite verificar que para além de zircões com idades arcaicas e paleo-proterozóicas (Fig.5), a maioria são do Ediacariano-Criogénico (c.650-545 Ma). A grande percentagem de idades ediacarianas e perto do limite

com o Câmbrio obtidas nos zircões detríticos indicam que a principal actividade magmática (arco Avaloniano-Cadomiano peri-gondwânico) terá sido intensa aos c.590-550 Ma. Não se deve excluir, no entanto, a participação de fontes sedimentares na componente detrítica das rochas ediacarianas da Série Negra, associadas a processos orogénicos pan-africanos. A constatação da ausência ou presença insignificante de idades mesoproterozóicas (c.1.6-1.0 Ga; Fig.5) e, em especial a escassez de idades grenvilianas (c.1.1-0.9 Ga), sugere proveniência a partir do Cratão Oeste Africano (Fernández-Suarez et al., 2002; Linnemann et al., 2008). Índícios de vida foram localmente observados em níveis grauvacóides da Formação de Mosteiros onde se identificaram icnofósseis.

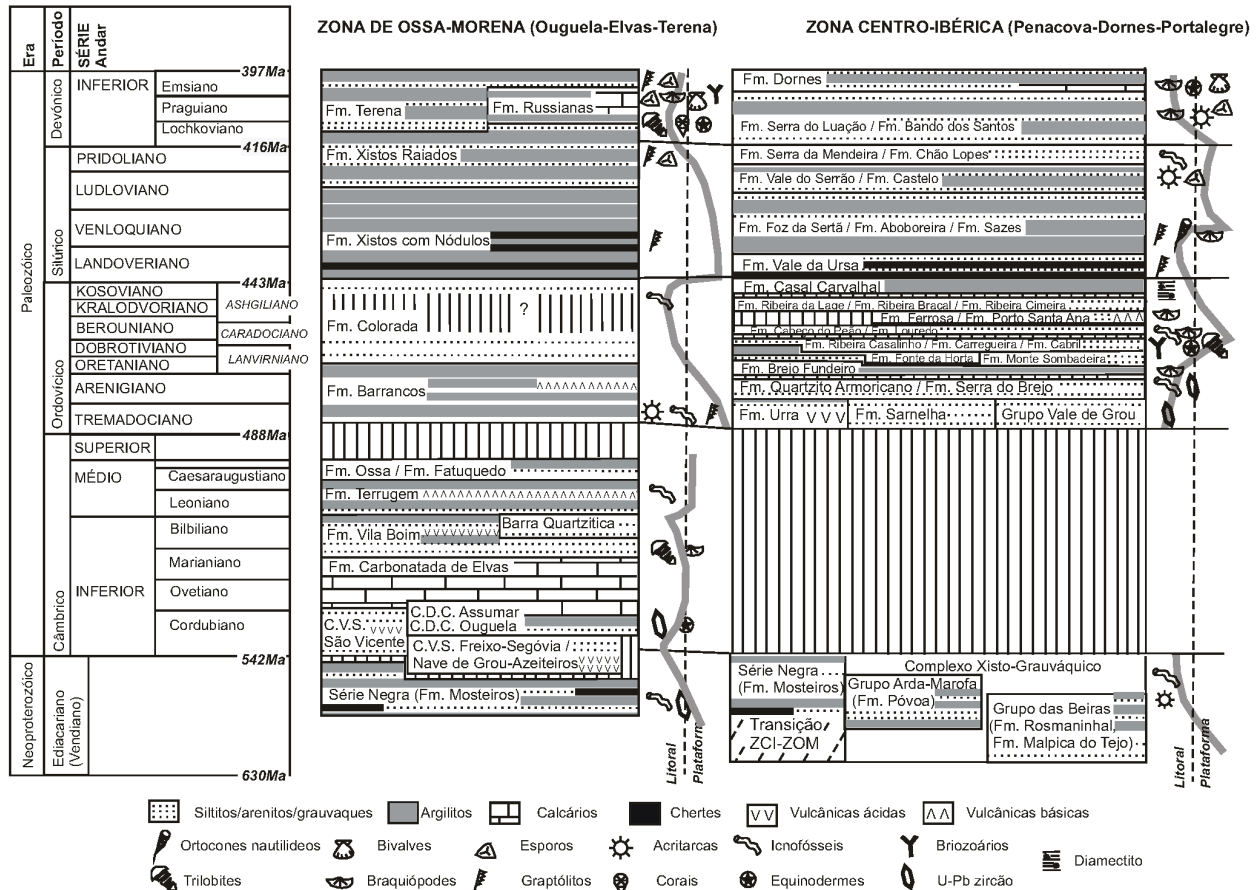


Figura 4 - Tabela esquemática com comparação das unidades estratigráficas, características litológicas, conteúdo fossilífero e variação do ambiente de deposição (linha a cinzento) do bordo meridional da ZCI e transição ZCI-ZOM (Penacova-Dornes-Portalegre) e da ZOM (Ouguela-Elvas-Terena) (Adaptado dos trabalhos referenciados para as Figuras 2 e 3)

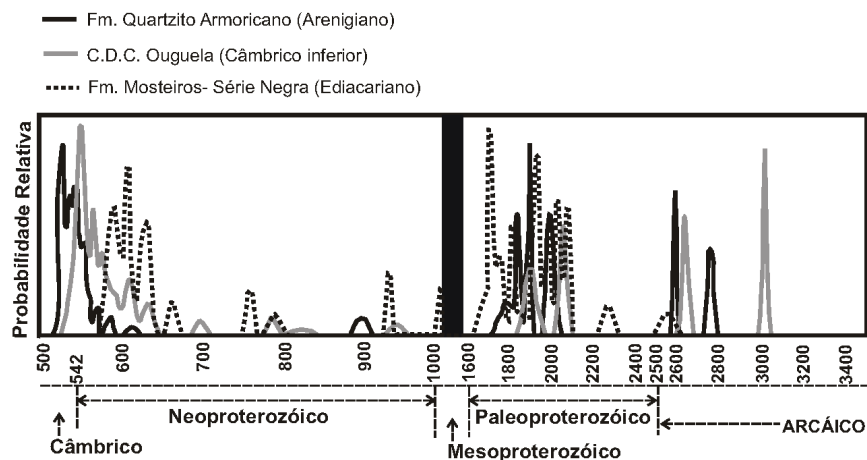


Figura 5 - Gráfico com distribuição da densidade probabilística das idades de zircões detríticos de grauvaques da Formação de Mosteiros (Série Negra), de arenitos arcóicos do CDC de Ouguela e de quartzitos da Formação do Quartzito Armoricano (Adaptado de Linnemann et al., 2008).

Em discordância sobre a Série Negra surgem diferentes complexos vulcano-sedimentares essencialmente félsicos constituídos por riolitos, riodacitos, andesitos, tufos félsicos e equivalentes intrusivos, arcoses e conglomerados que incluem clastos de chertes negros provenientes da erosão de sedimentos ediacarianos. A idade deste vulcanismo tem sido atribuída ao limite Ediacariano-Câmbrico ou ao Câmbrico inferior representado pelo Complexo Vulcano-Sedimentar de Freixo-Segóvia, o Complexo Vulcano-Sedimentar de Nave de Grou-Azeiteiros e o Complexo Vulcano-Sedimentar de São Vicente, em Portugal (Pereira e Silva, 2002; Pereira et al., 2006), e pela Formação de Malcocinado, a Formação de São Jerónimo e o Complexo Vulcano-Sedimentar de Bodonal, em Espanha (Quesada et al., 1990; Eguiluz et al., 2000; Sánchez-García et al., 2003). Associações de microfósseis indicaram para o topo da Formação de São Jerónimo idade ediacariana (Vendiano superior; Liñan et al. 1993). Dados recentes de datação U-Pb de zircão com SHRIMP e TIMS permitiram obter idades câmbricas inferiores (Ordoñez-Casado, 1998) que, nalguns casos, passam de forma gradual, lateralmente e verticalmente, a formações detríticas e carbonatadas do Câmbrico inferior. Os depósitos detríticos que representam o Câmbrico inferior podem também eles assentar directamente em discordância angular sobre os sedimentos ediacarianos da Série Negra (Gonçalves, 1969-1970; Liñan et al., 1993; Pereira e Silva, 2002). A base dos complexos detríticos-carbonatados de Assumar e de Ouguela (Pereira, 1999; Pereira e Silva, 2002) incluem depósitos de arenitos arcósicos, pelitos e conglomerados típicos de ambiente litoral com influência fluvial (Pereira, 1999), equivalentes aos descritos em Espanha para a Formação de Torreárboles (Liñan et al., 1993). Para o topo esta formação detrítica é rica em icnofósseis e moldes de organismos de corpo mole cujas associações são atribuíveis ao Cordubiano (Liñan et al., 1993). Dados recentes de datação U-Pb em zircão detrítico com LA-ICP-MS mostram um padrão de idades similar ao obtido para grauvaques da Série Negra (Fig.5), demonstrando que estes estiveram emersos e serviram de fonte à sedimentação do Câmbrico inferior (Linnemann et al., 2008).

A sedimentação carbonatada que se sobrepõe aos depósitos detríticos assinala a proliferação de formas de vida em ambiente de plataforma marinha pouco profunda (Perejón et al. 1996). Em Portugal não foram até hoje encontrados fósseis na Formação Carbonatada de Elvas, e apenas restos de equinodermes em calcários dolomitizados de Ouguela (Pereira, 1999), em contraste com a abundância registada para as formações correlacionáveis em Espanha. Na Formação de Pedroches que inclui calcários e pelitos, a presença de estromatólitos, arqueociatos e de trilobites permitiu atribuir-lhe idade ovetiana (Liñan et al., 1993; Perejón et al., 1996) enquanto que, para o topo da Formação de Alconera, as associações destes organismos fósseis são mais evoluídas e interpretadas como representativas do Marianiano (Sdzuy, 1971; Liñan et al., 1993). Em Portugal, o Marianiano está representado por uma associação de braquiópodes e trilobites encontrados nos sedimentos detríticos da Formação de Vila Boim (Delgado, 1905; Teixeira, 1952; Gonçalves, 1971; Teixeira e Gonçalves, 1980) que assenta sobre os calcários dolomitizados da Formação de Elvas. A sedimentação no Câmbrico inferior mostra importantes variações de espessuras e uma distribuição irregular de fácies detríticas e carbonatadas. Enquanto, que em Alconera a plataforma carbonatada se desenvolvia, em Vila Boim acumulavam-se sedimentos marinhos detríticos de plataforma pouco profunda que se desenvolveriam desde o Marianiano (da mesma idade da Formação de São Domingos com fácies detríticas e carbonatadas, em Espanha) até ao Bilbiliano (Formação La Lapa) (Liñan et al., 1993). As condições de sedimentação carbonatada deram assim gradualmente lugar à deposição de espessas sequências de arenitos e pelitos típicos de plataforma com intercalações de episódios vulcânicos ácidos e básicos com maior expressão no Câmbrico médio (Sánchez-García et al., 2003). A transição Câmbrico inferior-médio é assinalada localmente pela Barra Quartzítica (Quartzitos de Almuro, em Portugal, e Quartzitos de Castellar, em Espanha) que inclui arenitos e conglomerados (Gonçalves, 1971; Oliveira et al., 1991). O Câmbrico médio representado pela Formação da Terrugem em Portugal (Gonçalves, 1971; Oliveira et al., 1991) que compreende pelitos e arenitos com importantes intercalações de rochas vulcânicas básicas não forneceu fósseis. No entanto, os seus equivalentes em Espanha (Unidades de Alconera e de Cumbres Mayores, Complexo Vulcano-Sedimentar de Playón e a Formação de Villares com alternâncias de arenitos e pelitos mas sem vulcanismo) contêm associações de trilobites, braquiópodes, acritarcas e icnofósseis atribuídas ao Leoniano e Caesaraugustiano (Liñan et al., 1993; Perejón et al., 1996). A topo dos xistos da Terrugem, e ainda atribuída ao Câmbrico médio e possível transição com o Câmbrico superior?, a Formação de Fatucedo (Delgado, 1908; Perdigão et al., 1982; Oliveira et al., 1991) é interpretada como equivalente da Formação da Ossa (Carvalhosa et al., 1987; Oliveira et al., 1991). Ambas representam sedimentação detrítica de plataforma pouco profunda com alternâncias de grauvaques, arenitos e pelitos, localmente bioturbados e que a topo

são cobertos pela discordância do Ordovício inferior, tal como se verifica em Espanha para a Formação de Umbria-Pipeta (Sánchez-García et al., 2003).

No bordo meridional da ZCI (Figs. 3 e 4) a sedimentação detrítica no Ediacariano é dominada por depósitos detríticos aqui representados pelo Complexo Xisto-Grauváquico (Grupo das Beiras e Grupo de Arda-Marofa; Silva, A.F. et al., 1995; Medina et al., 1998) com espessas sequências de pelitos com intercalações de grauvaques em bancadas com espessura variável e, localmente com níveis de conglomerados. O Complexo Xisto-Grauváquico, também designado Grupo Dúrico-Beirão (Sousa e Sequeira, 1987-1989; Silva, A.F. et al., 1995) também inclui o Grupo do Douro (Sousa, 1982). O Grupo das Beiras é constituído por depósitos turbidíticos representados da base para o topo da sequência estratigráfica pela Formação de Malpica do Tejo, a Formação de Perais e a Formação do Rosmaninhal (Silva, A.F. et al., 1995). É de referir que na Carta Geológica de Portugal na escala 1:500000 (Oliveira, 1992) e segundo Romão (2001) estas rochas são atribuídas ao Câmbrico, apesar de não serem descritos fósseis ou idades absolutas que o justifiquem. Estes sedimentos foram provavelmente depositados em leques submarinos localizados no talude continental (Romão, 2001). Esta última formação passa gradualmente à Formação da Póvoa (pertencente ao Grupo Arda-Marofa) inclui importantes barras arenosas associadas a pelitos onde foram identificadas pistas fósseis do Ediacariano final (Medina, 1996). Estes depósitos resultaram provavelmente de sedimentação num ambiente de plataforma siliciclástica externa com intensa subsidência (Medina, 1996), provavelmente numa bacia do tipo retro-arco.

Ao contrário do que parece verificar-se na região das Beiras, as colunas descritivas das rochas sedimentares ante-Ordovícicas e equivalentes ao Complexo Xisto-Grauváquico em Espanha cobrem continuamente (sem discordância de carácter regional) o intervalo Ediacariano-Câmbrico inferior (Vidal et al., 1994; Palácios e Vidal, 1995). Localmente são descritas discordâncias de carácter intra-formacional. Na região de Castanar de Ibor-Guadalupe (Montes de Toledo) observam-se sedimentos mais antigos pertencentes ao Grupo Domo Extremeño constituídos por espessas alternâncias de grauvaques e pelitos, e ainda conglomerados com calhaus suportados pela matriz, depositados em leques e canhões submarinos do Ediacariano (Vendiano superior; Palácios et al., 1995). Estratigraficamente sobrepostos a estes sedimentos turbidíticos surgem o Grupo Ibor e o Grupo Rio Huso (Palácios e Vidal, 1995). O Grupo Ibor que inclui sedimentos detríticos (conglomerados intercalados com grauvaques) e níveis carbonatados com *Cloudina* (Vidal et al., 1994) do final do Neoproterozoico, contém o limite Neoproterozóico-Câmbrico inferior e, a topo, apresenta pelitos com icnofósseis do Cordubiano e com intercalações de arenitos e níveis de conglomerados. O Grupo Domo Extremeño da secção do Rio Huso divide-se na Formação de Estinilla e Formação de Cíjarra que se caracterizam por turbiditos de ambiente sedimentar profundo, passam a o topo a depósitos detríticos marinhos de pouca profundidade marcando a transição para o Câmbrico inferior (Xistos de Pusas; San José et al., 1992; Palácios e Vidal, 1995). O Vendiano superior inclui os níveis de Fuentes e de Membrillar (Vidal et al., 1994) que são interpretados como olistostromas resultantes do colapso gravítico de uma plataforma carbonatada. Discordante sobre o Grupo Ibor e o Grupo Rio Huso surge a Formação de Azorejo (San José et al., 1992) constituída por sequências de arenitos com alternâncias de pelitos com icnofósseis que representam deposição litoral no limite Cordubiano-Ovetiano (Liñan et al., 1993). O Câmbrico inferior inclui ainda a topo desta formação detrítica, os Calcários de Navalucillos e a Formação de Soleras, também detrítica (San José et al., 1990; Rodríguez-Alonso et al., 2004). Equivalentes do Câmbrico inferior afloram no norte de Portugal, na região de Moncorvo (Fig.3), fazendo parte do Grupo do Douro, onde se encontram sedimentos bioturbados com trilobites atribuídas ao Câmbrico inferior (Formação da Desejosa; Rebelo e Romano, 1986).

## **EVOLUÇÃO DA MARGEM CONTINENTAL PASSIVA DO OCEANO RHEIC NO ORDOVICICO-DEVÓNICO INFERIOR.**

Tanto na ZOM como no bordo meridional da ZCI a base do Ordovício inferior marca uma importante discordância angular sobre os sedimentos ediacarianos e/ou câmbricos afectados por basculamento. Esta distribuição em blocos, cujos limites podem marcar importantes saltos estratigráficos, está provavelmente associada ao desenvolvimento de estruturas do tipo “horst and graben” durante o rifting Câmbrico e/ou Ordovício inferior. A transgressão no Ordovício inferior é assinalada por acumulação de sedimentos detríticos continentais e deltaicos (Grupo Vale de Grou; Romão, 2000; Formação de Sarnelhas, na ZCI) e, localmente por importante vulcanismo félsico (Formação da Urra, na transição ZCI-ZOM; Gonçalves, 1971; Pereira e Silva, 2001). Este magmatismo que foi recentemente datado com U-Pb em zircão com SHRIMP aos c.490-488 Ma, da base do Tremadociano (Solá et al., 2008) é correlacionável com o Complexo Ígneo-Sedimentar de Ollo de Sapo que aflora no norte de Espanha.

Na ZOM, o seu equivalente poderá ser o vulcanismo representado por tufos félsicos datados aos c.490 Ma com U-Pb em zircão usando LA-ICP-MS (López Guijarro et al., 2007), que surgem a topo da Formação de Barriga com graptólitos do Tremadociano (Robardet e Gutiérrez-Marco, 2004).

Na ZCI e transição com a ZOM, para o topo da sequência estratigráfica do Ordovícico inferior estas rochas vulcânicas e vulcano-sedimentares do Tremadociano passam a conglomerados e arenitos típicos de plataforma marinha pouco profunda (Formação do Quartzito Armoricano; Oliveira et al., 1992; Pereira e Silva, 2001) com icnofósseis do Arenigiano que, por sua vez dão lugar a pelitos grafitosos e siltitos com graptólitos (Formação

de Brejo Fundeiro). Dados de datações U-Pb em zircões detríticos com LA-ICP-MS (Linnemann et al., 2008) permitiram verificar que a distribuição de idades na Formação do Quartzito Armoricano se sobrepõe ao padrão obtido para as rochas detríticas do Ediacariano e do Câmbrico inferior da ZOM (Fig.5). Na ZOM, o Tremadociano-Arenigiano está representado pelos pelitos e siltitos da Formação de Barrancos, que inclui na base um nível de quartzitos borra de vinho que por sua vez passam a um conglomerado a marcar a discordância sobre o Câmbrico médio-superior?. A topo destes sedimentos siliciclásticos grosseiros surgem os Xistos com *Phyllodocites* (Delgado, 1908; Perdigão, 1967) com icnofósseis (Delgado, 1910; *Nereites* típicos de ambientes de sedimentação profundos em zonas distais de leques submarinos), graptólitos e acritarcas do Arenigiano final (Piçarra, 2000). Esta deposição profunda passa gradualmente para o topo a arenitos bioturbados (Delgado, 1908; Teixeira, 1981) de plataforma pouco profunda incluídos na Formação da Colorada (Oliveira et al., 1991, 1992). A idade desta formação não está determinada de forma definitiva, admitindo-se que possam existir lacunas sedimentares no intervalo de tempo que decorre desde o Arenigiano-Dobrovotiano até ao limite Kosoviano-Landoveriano (Piçarra, 2000). Por sua vez, no bordo meridional da ZCI o registo Dobrovotiano-Kosoviano é mais diversificado, incluindo mais do que uma formação. O Ordovícico médio-superior com rochas detríticas de plataforma (Oliveira et al., 1992; Romão, 2000) apresenta uma lacuna sedimentar na base do Berouniano (Formação do Cabeço do Peão), outra no limite Kralodvoliano-Berouniano (base da Formação de Ribeira da Lage) e, ainda outra discordância intra-Ordovícica na base do Kosoviano. O Kosoviano (Ashgiliano superior) inclui no topo diamectitos. Estes pelitos com calhaus dispersos têm sido interpretados como depósitos de origem glaciogénica (Formação Casa Carvalhal). Nos domínios setentrionais da ZCI, na região de Moncorvo-Marão, surgem também na mesma posição estratigráfica diamectitos (Formação Guadramil; Sá, 2005) a topo de alternâncias de arenitos e pelitos (Formação de Maceiras; Sá, 2005). Aqui a sequência Ordovícica que se inicia com um complexo vulcano-sedimentar félsico do Arenigiano (Formação de Vale de Bojas; Coke, 2000) recentemente datado por TTMS, U-Pb em zircão aos c. 477 Ma (Gomes et al., 2008). Este vulcanismo perde importância para o topo da sequência arenigiana dominada por quartzitos que passam verticalmente a pelitos (Formação Moncorvo; Sá, 2005). A ausência de parte do Dobrovotiano e do Berouniano assinala importante discordância intra-Ordovícica. O limite Berouniano-Kralodvoriano traduz a mudança brusca de ambiente sedimentar dominado por pelitos e psamitos (Formação Chão Amieral) para rochas vulcano-sedimentares carbonatadas (Formação de Santo Adrião) (Sá, 2005).

O Silúrico é caracterizado por sedimentação anóxica. Na ZCI os pelitos negros com chertes surgem limitados ao Landoveriano (Formação de Vale de Ursa) –Venloquiano (Formação Foz da Sertã, Formação Aboboreira e Formação Sazes) que passam a topo a sequências espessas com alternâncias de arenitos e siltitos (Formação Vale de Serrão e Formação do Castelo do limite Ludloviano-Pridoliano) (Oliveira et al., 1992; Gutiérrez-Marco et al., 1998). O Silúrico superior com pelitos e intercalações de siltitos com fosfatos (Formação de Mendeira e Formação Chão Lopes) passa gradualmente ao Devónico inferior (Lochkoviano-Praguiano) com pelitos e arenitos bioturbados da Formação Bando dos Santos e com braquiópodes da Formação da Serra da Luação, sugerindo a mudança de ambiente de plataforma para ambiente litoral (Pereira, E. et al., 1998). O Emsiano é representado pelos calcários dolomitizados, arenitos e pelitos com braquiópodes, bivalves e crinóides da Formação de Dornes (Gutiérrez-Marco et al., 1998). Na ZOM, pelo contrário a sequência apresenta-se condensada com pelitos e chertes negros com graptólitos do Landoveriano-Ludloviano (Formação de Xistos com nódulos; Perdigão et al., 1982; Oliveira et al., 1991; Piçarra, 2000). A transição Silúrico-Devónico foi também contínua, sem lacunas sedimentares é definida na Formação dos Xistos Raiados (Delgado, 1908; Oliveira et al., 1991; Piçarra, 2000). O conteúdo fossilífero desta formação permitiu verificar que ela se estende até ao Emsiano, sendo a sua deposição contemporânea com as alternâncias de grauvaques e pelitos com crinóides, bivalves, graptólitos e esporos da Formação de Terena (Lochkoviano –Emsiano) e ainda, com o complexo detrítico e

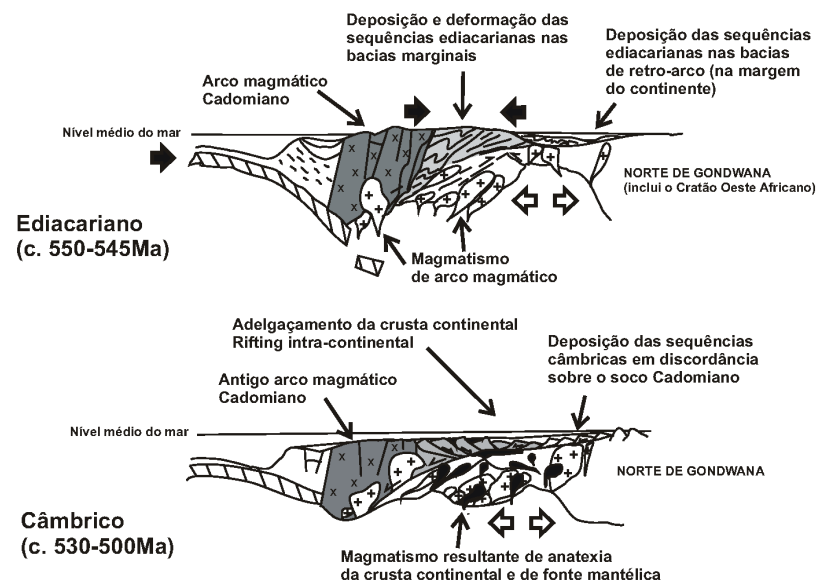


carbonatado da Formação do Monte das Russianas com crinóides (Perdigão et al., 1982), esporos e briozoários que indicam idade praguiana (Le Menn, 2002).

## MODELO GEODINÂMICO DA MARGEM SETENTRIONAL DE GONDWANA DESDE O EDIACARIANO ATÉ AO DEVÓNICO INFERIOR.

No registo geológico do sudoeste do MI são observadas duas importantes lacunas sedimentares: uma mais antiga, representada pela discordância da base do Câmbrio inferior e outra mais recente, assinalada pela discordância da base do Ordovícico inferior (Figs. 2, 3 e 4). Estas duas discordâncias representam períodos de emersão de crosta continental adelgada que conduziram à erosão de parte significativa do registo Ediacariano e/ou Câmbrio. Estas discordâncias angulares são fundamentalmente superfícies de erosão amplificadas durante descidas eustáticas do nível médio do mar, acompanhada pelo

### A- Transição do arco magmático continental Cadomiano (Ediacariano) para o rifte intra-continental (Câmbrio)



### B- Margem continental passiva do Oceano Rheic (Ordovícico-Silúrico-Devónico inferior)

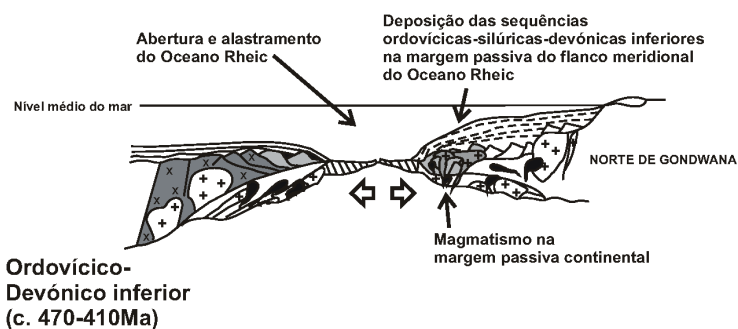


Figura 6 - Modelos esquemáticos da evolução geodinâmica da margem setentrional do supercontinente Gondwana desde o Ediacariano até ao Devónico inferior (Adaptado de Silva e Pereira, 2004; Linnemann et al., 2008)

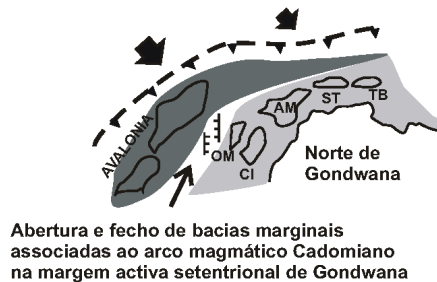
estabelecimento dum novo perfil de equilíbrio por destruição das planícies aluviais e costeiras expostas a intensa erosão. O papel da tectónica nestas regressões, embora não criando necessariamente discordâncias, contribui para o seu reforço, ao induzir a emersão continental. Estas superfícies de erosão truncam a deformação associada à construção das bacias e não implicam uma mudança de fácies substancial, nem a alteração significativa das fontes sedimentares.

Assim, a discordância da base do Câmbrio inferior (de carácter regional na ZOM e local na ZCI) marca um período de emersão associada à transição da evolução de uma margem activa Neoproterozóica (arco magmático Cadomiano; c.570-545Ma; Fig.6A) para o desenvolvimento rápido de um rifte intra-continental (c.530-500Ma; Fig.6A). Por sua vez, a discordância da base do Ordovícico inferior marca novo período de emersão por migração do rifte, seguido de transgressão que inicia a intensa subsidência da margem continental passiva do Oceano Rheic, que se prolonga pelo Ordovícico, Silúrico e Devónico inferior (c.470-410 Ma; Fig.6B).

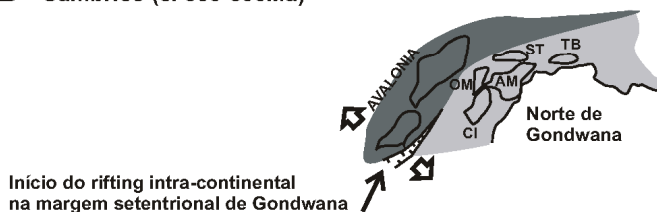
Os zircões detriticos analisados na ZOM e na transição ZCI-ZOM não apresentaram idades mesoproterozóicas (Fig.5) que sugerem que as bacias neoproterozoicas, câmbrias e ordovícicas inferiores se desenvolveram na proximidade de uma fonte sedimentar que não inclui eventos de crescimento de zircão temporalmente relacionados com a orogenia grenviliana. Assim, em termos paleogeográficos

## Reconstrução paleográfica da margem setentrional de Gondwana (Ediacariano-Devónico inferior)

### A- Ediacariano (c. 570-545Ma)



### B- Câmbrico (c. 530-500Ma)



### C- Ordovícico-Devónico inferior (c. 470-410Ma)

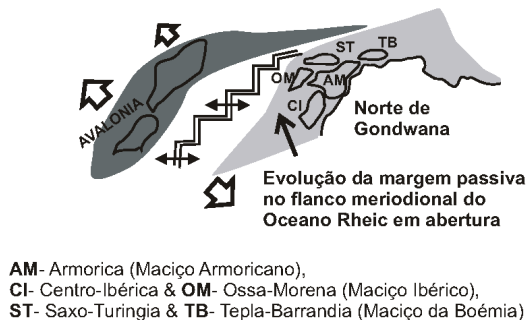


Figura 7 - Representação esquemática da reconstrução paleogeográfica da margem setentrional do supercontinente Gondwana desde o Ediacariano até ao Devónico inferior (Adaptado de Pereira et al., 2006, 2008; Linnemann et al., 2008)

c.525 Ma nos quartzitos armoricanos reflecte o importante magmatismo associado às etapas iniciais do rifting do Câmbrico inferior na margem setentrional de Gondwana (Sánchez-García et al., 2003; Chichorro et al., 2008). Este processo culminou mais tarde na abertura e alastramento do Oceano Rheic e na deposição da espessa sequência estratigráfica em ambiente de margem passiva no seu bordo meridional até ao Devónico inferior (Fig.6-7).

## AGRADECIMENTOS

O presente trabalho integra-se no plano de actividades dos projectos: IGCP 497- “The Rheic Ocean: Origin, Evolution and Correlatives” (UNESCO-IUGS) e IGME 348, tipo 2- “Paleogeographic and paleoclimatic evolution of the northern Gondwana margin in a context of extensional tectonics: Neoproterozoic subduction and Cambrian rifting in the Ossa-Morena Zone (Portugal, Spain). Esta contribuição publicada no ano do Planeta Terra, pretende homenagear o Prof. Francisco Gonçalves (Universidade de Évora), geólogo que estudou durante cerca de quatro décadas (1958-1996), com grande dedicação e rigor o complexo registo geológico do sudoeste do Maciço Ibérico. M.F. Pereira agradece o convite que lhe foi endereçado pelo Prof. Telles Antunes para integrar como autor este volume.

localizar-se-iam na proximidade do Cratão Oeste Africano, na margem setentrional do supercontinente Gondwana (Pereira et al., 2006, 2008; Linnemann et al., 2008) (Fig.7). As idades mais recentes nos sedimentos ediacarianos e câmbricos inferiores distribuem-se entre c.650-545 Ma, com os maiores picos entre c.590-550 Ma, indicando importante actividade magmática neste período de tempo (arco magmático Cadomiano-Avaloniano). Para as amostras do Câmbrico inferior, os dados projectados no diagrama de densidade probabilística de idades (Fig.5) parecem não apresentar diferenças significativas relativamente aos sedimentos ediacarianos sobre os quais assentam nalguns locais em discordância angular. Assim, admite-se que as fontes sedimentares se mantiveram praticamente as mesmas. No entanto, regista-se que existem diferenças para as idades paleoproterozóicas e arcaicas. Os dados sugerem que as rochas paleoproterozóicas dominaram as fontes sedimentares das bacias do Câmbrico inferior ao contrário, do que se verificou para as rochas arcaicas que não estariam expostas. Assim admite-se que o processo de rifting intra-continental (Fig.6-7) terá proporcionado a formação de escarpas significativas associadas ao basculamento de blocos e génese de estruturas do tipo “horst and graben”, que teriam contribuído para facilitar a exposição à erosão das rochas cratónicas do Paleoproterozóico. As amostras do Ordovícico inferior também não contêm zircões com idades mesoproterozóicas. O pico máximo que se atinge nas idades mais recentes aos

## REFERÊNCIAS

- Carrington da Costa, J. C. (1950) - Notícia sobre uma carta geológica do Buçaco, de Nery Delgado, 27p. Direcção-Geral de Minas e Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa, 28p.
- Carvalhosa, A. (1965) - Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo). Memórias Serviços Geológicos de Portugal, 11, 130p.
- Carvalhosa, A., Gonçalves, F., Oliveira, V. (1987) - Notícia explicativa da folha 36-D, Redondo. Serviços Geológicos de Portugal, 32p.
- 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). Dissertação de Doutoramento não publicada, Universidade de Évora, 280p.
- Chichorro, M., Pereira, M.F., Diaz-Azpiroz, M., Williams, I.S., Fernandez, C., Pin, C., Silva, J.B. (2008) - Cambrian ensialic rift-related magmatism in the Ossa-Morena Zone (Évora-Aracena metamorphic belt, SW Iberian Massif): Sm-Nd isotopes and SHRIMP zircon U-Th-Pb geochronology, *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2008.01.008
- Coke, C. (2000) - Evolução geodinâmica do ramo Sul da Serra do Marão; um caso de deformação progressiva em orógenos transpressivos. Dissertação de Doutoramento não publicada, Universidade Trás-os-Montes e Alto Douro, 330p.
- Delgado, J. F. N. (1910) - Terrains Paléozoïques du Portugal. Étude sur les fossiles des schistes à Nereites de san Domingos et des schistes à Nereites et à graptolites de Barrancos. Comunicações Serviços Geológicos de Portugal. 68p.
- Delgado, J. F. N. (1908) - Sistem Silurique du Portugal. Étude de stratigraphie paléontologique. Memórias Comunicações Serviços Geológicos de Portugal. 247p.
- Delgado, J. F. N. (1905) - Contribuições para o estudo dos terrenos Paleozóicos. Comunicações Serviços Geológicos de Portugal, t.6, pp.56-122.
- Eguiluz, L., Gil Ibarra, J.I., Abalos, B., Apraiz, A., (2000) - Superposed Hercynian and Cadomian orogenic cycles in the Ossa-Morena zone and related areas of the Iberian Massif. *GSA Bulletin* 112, pp.1398-1413.
- Gomes, E. P., Coke, C., Teixeira, R., Azevedo, M.R., Corfu, F. (2008) - Magmatismo ácido do Ordovícico inferior da Serra do Marão, norte de Portugal. Livro de resumos do IX Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, pp. 82.
- Gonçalves, F. (1971) - Subsídios para o conhecimento geológico do Nordeste Alentejano. Memória 18 (Nova Série). Serviços Geológicos de Portugal, 62p.
- Gonçalves, F. (1969-1970) - O conglomerado intraformacional do Câmbrico de Elvas. *Boletim Museu e Laboratórios de Mineralogia e Geologia Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa*, v.11, fasc.2, pp.357-365
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., Bleeker, W., Lourens, L.J., (2004) - A new geological time scale with especial reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, 27, pp.83-100.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Robardet, M., Piçarra, J.M. (1998) - Silurian stratigraphy and paleogeography of the Iberian Peninsula (Spain and Portugal). *Temas Geológico-Mineros ITGE*, 23, pp.13-44
- Kriz, J., Degardin, J.M., Ferreti, A., Hansch, W., Gutierrez-Marco, J.C., Paris, F., Piçarra, J.M., Robardet, M., Schonlaub, H.P., Serpagli, E. (2003) - Silurian stratigraphy and paleogeography of Gondwana and Perunica Europe. In: E. Landing, M.E. Johnson (Eds.), *Silurian Lands and Seas*, New York State Bulletin 493, pp. 105-178
- Le Menn, J., Gourvenec, R., Plusquellec, Y., Pereira, Z., Piçarra, J.M., Robardet, M., Oliveira, J.T. (2002) - Lower Devonian benthic faunas from the Barrancos area (Ossa-Morena Zone, Portugal) and their paleobiogeographic affinities. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 89, pp.19-38
- Liñan, E., Perejón, A., Sdzuy, K. (1993) - The Lower-Middle Cambrian stages and stratotypes from the Iberian Peninsula: a revision. *Geological Magazine*, 130(6), pp.817-833
- Linnemann, U., Pereira, M.F., Jeffries, T., Drost, K., Gerdes, A. (2008) - Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: New insights in the diachrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U-Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs), *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2008.05.0020
- Lopez Guizar, R., Quesada, C., Fernandez-Suarez, J., Jeffries, T., Pin, C. (2007) - Age of the rift-drift transition of the Rheic Ocean in the Ossa-Morena Zone: K-Bentonite in the early Ordovician succession at Venta del Ciervo. In: Arenas, R., Martinez-Catalan, J.R., Abati, J., Sanchez-Martinez, S. (Eds.). *IGCP497- Galicia Meeting 2007: Field trip guide & Conference abstracts*, Publicaciones del IGME, Madrid, pp.142-143
- Medina, J. (1996) - Contribuição para o conhecimento da geologia do Grupo das Beiras (CXG) na região do Caramulo-Buçaco (Portugal central). Dissertação de Doutoramento não publicada, Universidade de Aveiro, 202 p.
- Medina, J., Sequeira, A., Silva, A.F., Oliveira, J.T., Rodriguez-Alonso, M.D. (1998) - O Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) da região de V.N. Poiares-Arganil-Mortágua. In: J.T. Oliveira, E. Pereira (Eds.), *Livro guia das excursões do V Congresso Nacional de Geologia*, pp.135-158
- Murphy, J.B., Gutierrez-Alonso, G., Nance, R.D., Fernandez-Suarez, J., Keppie, J.D., Quesada, C., Strachan, R.A., Dostal, J. (2006) - Origin of the Rheic Ocean: rifting along a Neoproterozoic suture? *Geology*, 34, pp.325-328
- Oliveira, J. T. (coordenação) (1992) - Notícia Explicativa da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200.000 (folha 8). Serviços Geológicos de Portugal, (Lisboa), 91p.
- Oliveira, J.T., Pereira, E., Piçarra, J., Young, T., Romano, M. (1992) - O Paleozóico inferior de Portugal: síntese da estratigrafia e evolução paleogeográfica. In: Gutiérrez-Marco, J.C., Saavedra, J., Rábano, I. (eds). *Paleozóico inferior de Ibero-America*, Universidade da Extremadura, pp. 359-375
- Oliveira, J. T., Oliveira, V., Piçarra, J.M. (1991) - Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa morena, em Portugal: síntese crítica do estado actual dos conhecimentos. *Comunicações Serviços Geológicos de Portugal*, 77, pp.3-26.
- Ordoñez-Casado, B. (1998) - Geochronological studies of the Pre-Mesozoic basement of the Iberian Massif: the Ossa Morena zone and the Allochthonous Complexes within the Central Iberian zone. Dissertação de Doutoramento, ETH Zurich, Switzerland, No. 12940, p.235
- Palácios, T., Vidal, G. (1995) - The Iberian and Valdelacasa anticlines. In: M.D. Rodriguez-Alonso, G. Alonso Gavilán (Eds.). *Pré-Conference Field Guide, Neoproterozoic-Cambrian transect of Sierra Morena and Montes Toledo, Spain*, XIII Reunion de Geología del Oeste Peninsular, Universidade de Salamanca, pp.22-49
- Paris, F., Robardet, M. (1994) - Silurian of the Médio-North-Armorican Domain, In: J.D.Keppie (Ed.), *Pre-Mesozoic Geology in France and related areas*. Springer-Verlag, Berlin, pp.146-147

- Paris, F., Robardet, M. (1990) - Early Paleozoic palaeobiogeography of the Variscan regions. *Tectonophysics*, 177, pp.193-213
- Perejon, A., Moreno-Eiris, E., Linan, E., Sequeiros, L. (1996) – The Cambrian of the Sierra de Córdoba (ossa Morena Zone, Sierra Morena). In: E. Linan, J.A. Gamez Vintaned, R. Gonzalo (eds). *Field trip guide and abstracts. Cambrian Field Conference, Spain*, pp.45-56, ISBN 84-89513-40-6
- Perdigão, J.C. (1967) – Estudos geológicos na pedreira do Mestre André (Barrancos). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 52, pp.55-64
- Perdigão, J., Oliveira, J.T., Ribeiro, A. (1982) - Notícia Explicativa da Folha 44-B - Barrancos - Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000. *Serviços Geológicos de Portugal*, 5p.
- Pereira, E., Romão, J.M.C., Conde, L. (1998) - Geologia da transversal de Tomar-Mação Sutura entre a Zona Centro-Ibérica (ZCI) e Zona de Ossa-Morena (ZOM). In: Livro guia das excursões do V Congresso Nacional de Geologia, J.T. Oliveira, E. Pereira (Eds.), pp.159-188
- Pereira, M. F. (1999) - Caracterização da estrutura dos domínios setentrionais da Zona de Ossa Morena e seu limite com a Zona Centro-Ibérica, no Nordeste Alentejano, Dissertação de Doutoramento não publicada, Universidade de Évora, 115p.
- Pereira, M. F., Silva, J.B. (2002) - Neoproterozoic-Paleozoic tectonic evolution of the Coimbra-Cordoba shear zone and related areas of the Ossa-Morena and Central-Iberian zones (Northeast Alentejo, Portugal). *Comunicações Instituto Geológico e Mineiro*, t.89, pp.47-62.
- Pereira, M. F., Silva, J.B. (2001) - The Northeast Alentejo Neoproterozoic-Lower cambrian succession (Portugal): implications for regional correlations in the Ossa morena Zone (Iberian Massif). *Geogaceta*, 30, pp. 106-111.
- Pereira, M.F., Chichorro, M., Williams, I.S., Silva, J.B. (2008) - Zircon U-Pb geochronology of paragneisses and biotite granites from the SW Iberian Massif (Portugal): evidence for a paleogeographic link between the Ossa-Morena Ediacaran basins and the West African craton, In: J.P. Liégeois, E. Nasser, eds., *The boundaries of the West African Craton*, Geological Society of London Special Publication, 297, pp.385-408
- Pereira, M.F., Chichorro, M., Linnemann, U., Eguiluz, L., Silva, J.B. (2006) - Inherited arc signature in Ediacaran and Early Cambrian basins of the Ossa-Morena Zone (Iberian Massif, Portugal): paleogeographic link with European and North African Cadomian correlatives. *Precambrian Research*, 144, pp.297-315.
- Pereira, Z., Piçarra, J.M., Oliveira, J.T. (1998) – Palinomorfos do Devónico inferior da região de Barrancos (Zona de ossa-Morena). *Actas V Congresso Nacional de Geologia, Comunicações do Instituto geológico e Mineiro*, 84, pp.A18-21
- Piçarra, J.M. (2000) – Estudo estratigráfico do sector de Estremoz-Barrancos, Zona de Ossa Morena, Portugal, Dissertação de Doutoramento não publicada, Universidade de Évora, vol.II, 173p.
- Quesada, C., Apalategui, O., Eguiluz, L., Liñan, E., Palácios, T. (1990) – Ossa-Morena Zone. *Precambrian*. In: R. D. Dallmeyer, E. Martinez (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer Verla, Berlin, Heidelberg, pp. 252-258.
- Robardet, M., Gutiérrez-Marco, J.C. (2004) – The Ordovician, Silurian and Devonian sedimentary rocks of the Ossa-Morena Zone (SW Iberian Peninsula, Spain). *Journal of Iberian Geology*, 30, pp.73-92
- Robardet, M., Piçarra, J.M., Storch, P., Gutierrez-Marco, J.C., Sarmiento, G.N. (1998) – Ordovician and Silurian stratigraphy and faunas (graptolites and conodonts) in the Ossa-Morena Zone of the SW Iberian Peninsula (Portugal and Spain). *Temas Geológico-Mineros ITGE*, 23, pp.289-318
- Robardet, M., Gutierrez-Marco, J.C. (1990) - Sedimentary and Faunal Domains in the Iberian Peninsula during Lower Paleozoic Times. In: Dallmeyer, R.D., Martinez Garcia, E. (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer Verlag, Berlin, pp. 383– 395.
- Rodríguez-Alonso, M.D., Peinado, M., Lopez-Plaza, M., Franco, P., Carnicero, A., Gonzalo, J.C., (2004) – Neoproterozoic-Cambrian synsedimentary magmatism in the Central Iberian Zone (Spain): geology, petrology and geodynamic significance. *International Journal of Earth sciences*, 93, pp. 897-920.
- Romão, J. (2001) – Litoestratigrafia do Grupo das Beiras no bordo SW da Zona Centro-Ibérica, na região de Envendos-Barragem do Fratel (Portugal central). *Comunicações Instituto Geológico e Mineiro*, t.88, pp.5-18
- Romão, J. (2000) - Estudo tectonoestratigráfico de um segmento do bordo SW da Zona Centro-Ibérica e as suas relações com a Zona de Ossa Morena. 322p. (Instituto Geológico e Mineiro).
- Sá, A. (2005) – Bioestratigrafia do Ordovícico do nordeste de Portugal. Dissertação de Doutoramento não publicada, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Minho, 517p.
- San José, M.A., Rábano, I., Herranz, P., Gutierrez-Marco, J.L. (1992) – El Paleozoico inferior de la Zona Centro-Ibérica meridional. In: Gutiérrez-Marco, J.C., Saavedra, J., Rábano, I. (eds). *Paleozoico inferior de Ibero-America*, Universidade da Extremadura, pp. 359-375
- San José, M. A., Pieren, A. P., Garcia-Hidalgo, J. F., Vlas, L., Herranz, P., Pelaez, J. R., Perejon, A. (1990) – Central Iberian Zone, Autochthonous sequences, Ante-Ordovician Stratigraphy. In: R. D. Dallmeyer & E. Martinez (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 147-159.
- Sánchez-García, T., Quesada, C., Dunning, G.R., Perejon, A., Bellido, F., Moreno-Eiris, M. (2007) – New geochronological and geochemical data of the Loma del Aire unit, Ossa-Morena Zone, Spain. In: Arenas, R., Martinez-Catalan, J.R., Abati, J., Sanchez-Martinez, S. (Eds.). *IGCP497- Galicia Meeting 2007: Field trip guide & Conference abstracts*, Publicaciones del IGME, Madrid, pp.164-165
- Sanchez Garcia, T., Bellido, F., Quesada, C. (2003) – Geodynamic setting and geochemical signatures of Cambrian-Ordovician rift-related igneous rocks (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Tectonophysics* 365, pp. 233-255.
- Sdzuy, K. (1971) – Acerca de la correlacion del Cambrico inferior de la Peninsula Ibérica. I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geologia Económica, Seccion 1 Geologia, 2, pp.769-782
- Silva, J.B., Pereira, M.F. (2004) - Transcurrent Continental Tectonics model for the Ossa-Morena Zone Neoproterozoic-Paleozoic evolution, SW Iberian Massif, Portugal. *International Journal of Earth Sciences, (Geologische Rundschau)*, 93, pp.886–896
- Silva, A.F., Romão, J., Sequeira, A., Oliveira, J.T. (1995) – A sucessão litoestratigráfica ante-ordovícica na Zona Centro-Ibérica (ZCI), em Portugal: Ensaio da interpretação com base nos dados actuais. XIII Reunion de Geologia del Oeste Peinsular, Universidad de Salamanca, pp.71-72

- Solá, A.R., Pereira, M.F., Williams, I.S., Ribeiro, M.L., Neiva, A.M.R., Montero, B., Bea, F., Zinger, T., (2008) - New insights from U-Pb zircon dating of Early Ordovician magmatism on the northern Gondwana margin: The Urra Formation (SW Iberian Massif, Portugal). *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2008.01.011
- Sousa, M.B. (1982) - Litoestratigrafia e estrutura do “Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico” – Grupo do Douro. Memórias e Nota do Museu e Laboratórios de Mineralogia e Geologia, Universidade de Coimbra, 223p.
- Sousa, M.B., Sequeira, A.J.D. (1987-1989) – Carta Geológica de Portugal na escala 1/50000. Notícia explicativa da folha 10-D (Alijó), Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 59p.
- Teixeira, C. (1981) - Geologia de Portugal. Precâmbrico-Paleozóico. Lisboa, Fundação Calouste Gulbenkian. 629p.
- Teixeira, C. (1952) - La faune cambrienne de Vila Boi mau Portugal. *Boletim Sociedade Geológica de Portugal*, v.10, fasc.1-3, pp.169-188
- Teixeira, C., Gonçalves, F. (1980) - Introdução à Geologia de Portugal. Instituto Nacional de Investigação Científica, 475p.
- Vidal, G., Palácios, T., Gámez-Vintaned, J.A., Díez Balda, M.A., Grant, S.W.F. (1994) – Neoproterozoic-early Cambrian geology and paleontology of Ibéria. *Geological Magazine*, 131(6), pp.729-765
- Young, T.P. (1988) – The lithostratigraphy of the upper Ordovician of central Portugal. *Journal of the geological society of London*, 145, pp.377-392