

**Henrique Zimmermann Tomassi**  
Universidade Paulista (UNIP)  
[HZTomassi@gmail.com](mailto:HZTomassi@gmail.com)

**Cláudio Magalhães de Almeida**  
Universidade Estadual de Goiás (UEG)  
[claudio.magalhaes@ueg.br](mailto:claudio.magalhaes@ueg.br)



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE GOIÁS  
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO  
Endereço: BR-153 – Quadra Área  
75.132-903 – Anápolis – revista.prp@ueg.br

Coordenação:

GERÊNCIA DE PESQUISA

Coordenação de Projetos e Publicações

Artigo de Revisão

Recebido em: 14/06/2011

Avaliado em: 12/09/2011

Publicação: 11 de maio de 2012

## REVISÃO DA SUCESSÃO FOSSILÍFERA GLOBAL NA EXTINÇÃO EM MASSA DO LIMITE PERMIANO- TRIÁSSICO

## REVISÃO DA SUCESSÃO FOSSILÍFERA GLOBAL NA EXTINÇÃO EM MASSA DO LIMITE PERMIANO- TRIÁSSICO

### RESUMO

No final da Era Paleozóica as massas continentais estavam reunidas no Supercontinente Pangea. O paleoclima global do Eopermiano ao Eotriássico foi marcado pela transição de era glacial para clima interglacial pelo aumento da aridez, devido ao gigantesco tamanho do Pangea e a ocorrência de montanhas que o separavam do oceano. O Permiano-Triássico é o intervalo onde ocorre a transição de biota glacial para uma biota de clima “quente”, livre de períodos de glaciação. A diversidade das biotas marinhas e continentais diminuíram drasticamente, em mudanças que definiriam o panorama do Mesozóico. Globalmente, a extinção do final do Permiano marca o desaparecimento de 50% das famílias e 80-95% das espécies viventes. As causas mais divulgadas levam em conta mudanças climáticas, aumento da concentração de elementos químicos, intervalos de anoxia e impacto de meteoritos. É importante a exploração em busca de seções contínuas que registram a passagem Permiano-Triássico, que contenham o registro fossilífero completo da extinção em massa. Igualmente importante é a distribuição global destas seções, para que se possa avaliar como a extinção ocorreu em diversas partes do mundo e, assim, possibilitar a elaboração de um panorama global.

**Palavras-Chave:** Paleontologia; Causas para extinção; Tectônica de placas; Paleopaleoambiente; Pangea.

### ABSTRACT

At the end of the Palaeozoic Era the land masses were connected in the Pangea Supercontinent. The global palaeoclimate of the Early Permian was marked by an Early Triassic transition from glacial to interglacial climate by increasing aridity, caused by the huge size of Pangea and the occurrence of mountains that separated the Pangea of the ocean. The Permian-Triassic boundary is the range where the transition occurs from a glacial biota to a “hot” climate, without the glaciation periods. The diversity of marine and continental biotas decreased dramatically, and those changes defined the scenery of the Mesozoic. Overall, the end-Permian extinction marks the disappearance of 50% of families and 80-95% of living species. The more known causes take into account climate changes, increasing the concentration of chemical elements, intervals of anoxia and meteorite impacts. It is important the search for continuous sections that record the Permian-Triassic transition, in order to find complete fossil records for the mass extinction. Equally important is the global distribution of these sections, in order to make possible the evaluation of how the extinction occurred in various parts of the world and then enable the development of a global scenery.

**Keywords:** Palaeontology; Causes for extinction; tectonics Plates; Palaeoenvironment; Pangea.

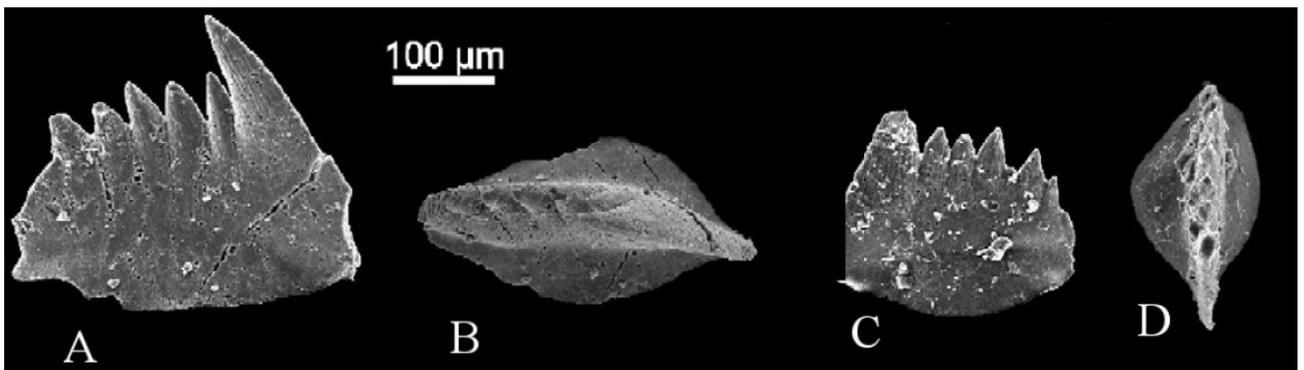
## 1. INTRODUÇÃO

Apesar da extinção em massa do limite Permiano-Triássico ser conhecida como a maior da Era Paleozóica, o progresso de seu entendimento tem sido lento, em comparação com os avanços obtidos na análise do limite Cretáceo-Paleógeno. Segundo Alvarez & O'Connor (2000), isto se deve a três fatores: (1) Enquanto os estudos do limite Cretáceo-Paleógeno podem ser realizados com base em amostras de rochas sedimentares marinhas extraídas por perfuração, a maior parte da crosta oceânica existente no limite Permiano-Triássico sofreu subducção e foi destruída pela tectônica de placas (com exceção de ofiolitos, que se apresentam bastante deformados e sua porção sedimentar mostra registro fossilífero pobre); (2) Seções marinhas completas do intervalo apenas ocorrem em poucas áreas (especialmente o sul da China), e, por isso, a correlação global é problemática, devido a problemas como a existência de faunas endêmicas e instabilidades taxonômicas; (3) Rochas sedimentares continentais do limite Permiano-Triássico são de difícil interpretação devido à probabilidade de episódios de não-deposição e devido à relativa raridade de fósseis continentais, menos adequados à correlação bioestratigráfica global.

Esta extinção em massa tem sido reconhecida há muito como associada a vulcanismo, ambientes anóxicos e a possíveis impactos de meteoritos (YIN et al., 2006). As reorganizações biológicas ocorridas neste intervalo são as mais impressionantes da Era Fanerozóica (ZHARKOV & CHUMAKOV, 2001), pois mudanças substanciais afetaram todos os subsistemas da biosfera e foram acompanhados por mudanças globais nas razões isotópicas de Sr, C, e S (BAUD et al., 1989). As mudanças da biosfera foram precedidas por grandes alterações paleogeográficas e paleoclimáticas, que, por sua vez, provocaram mudanças nos padrões de sedimentação e, conseqüentemente, nos *habitats* do Supercontinente Pangea e dos mares que o cercavam (ZHARKOV & CHUMAKOV, 2001).

Os dados geocronológicos do Paleozóico mostram imensa variação em quantidade e qualidade de informação (FORSTER & WARRINGTON, 1985). A maior parte das datações geocronológicas que definem as idades dos andares do Período Permiano é baseada em análises de sucessões marinhas da Ásia Central, dos Estados Unidos da América e da região dos Montes Urais (FORSTER & WARRINGTON, 1985). Os arcabouços cronoestratigráficos são baseados na ocorrência de diversos grupos fósseis, como amonóides, foraminíferos fusulinídeos, braquiópodes e, especialmente, conodontes (FORSTER & WARRINGTON 1985). A partir do estudo desses fósseis, a bioestratigrafia do Período Permiano possui hoje bases sólidas, com o estabelecimento de seções-tipo aceitas internacionalmente (ALVAREZ & O'CONNOR, 2000).

Datações recentes, com base no método U/Pb em zircões provenientes de Shangsi e Meishan (China), determinaram que o pulso principal de extinção em massa teria ocorrido em  $252,6 \pm 0,2$  Ma, sincrônico a extensa atividade vulcânica da Sibéria (MUNDIL et al., 2005). Mas os fósseis são importantes para marcar estas idades. Com relação às ocorrências fossilíferas, os conodontes possuem importância bioestratigráfica, não apenas para o Paleozóico Superior, mas o início do Período Triássico é internacionalmente marcado pelo aparecimento da espécie de conodonte *Hindeodus parvus* (KOZUR & PJATAKOVA, 1976) em conjunto com a linhagem filomorfo genética *Hindeodus typicalis* - *Hindeodus latidentatus praeparvus* - *Hindeodus parvus* - *Hindeodus postparvus* (NICOLL et al., 2002, OGG, 2004, METCALFE & et al., no prelo) (Fig. 1).



**Figura 1.** Conodonte *Hindeodus parvus*, marco bioestratigráfico do início do Período Triássico. **A:** vista lateral. **B:** vista superior. **C:** vista lateral. **D:** vista superior. Espécimens recuperados no Eotriássico da Hungria (HAAS et al., 2007).

### 1.1. Paleogeografia

No final da Era Paleozóica, as massas continentais estavam reunidas no Supercontinente Pangea. O planeta exibia assimetria longitudinal, ou seja, em um dos hemisférios concentravam-se os continentes e no outro havia apenas crosta oceânica, submersa pelo grande oceano Panthalassa. No Pangea ocorriam, além de mares epicontinentais, os mares Paleotethys e Neotethys (ZHARKOV & CHUMAKOV, 2001).

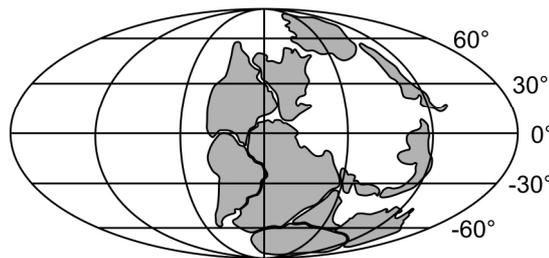
Os mapas paleogeográficos do Roadiano-Wordiano, Changhsingiano e Induano mostram pouca diferença na disposição das massas continentais. De maneira geral, o Supercontinente Pangea sofreu leve rotação no sentido anti-horário e pouco deslocamento no sentido norte (ZHARKOV & CHUMAKOV 2001) (Fig. 2). O Paleotethys, no intervalo, sofreu pequena redução de área, mas o Neotethys mostrou aumento de área através da produção de crosta oceânica. A área das plataformas carbonáticas, associadas a estes mares, sofreu significativa redução (ZHARKOV & CHUMAKOV 2001).

O soergimento foi a tendência global do Pangea no limite Permiano-Triássico. Faixas orogênicas promoviam o desenvolvimento de grandes sistemas de drenagem

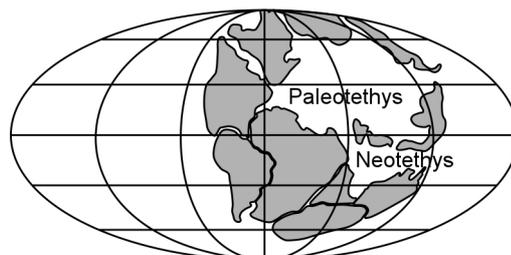
(ZHARKOV & CHUMAKOV, 2001). Evidências geológicas apontam para a redução gradual do nível do mar e a redução da área dos mares epicontinentais ao redor do globo. Esta redução relativa do nível do mar foi mais condicionada ao soergimento das massas continentais do que à redução absoluta da superfície das águas marinhas (ZHARKOV & CHUMAKOV, 2001). Posteriormente, os mares epicontinentais seriam substituídos por bacias dominadas por sistemas continentais: fluviais meandrantas e lacustres (ZHARKOV & CHUMAKOV, 2001).

ÉON	ERA	PERÍODO	ÉPOCA	IDADE	milhões de anos	
FANEROZÓICO	MESOZÓICO	TRIÁSSICO	SUPERIOR	Rhaetiano	199.6	
				Noriano	203.6	
				Carniano	216.5	
		MÉDIO	Ladiniano	~ 228.7		
			Anisiano	237.0		
		INFERIOR	Olenekiano	~ 245.9		
			Induano	~ 249.5		
		PALEOZÓICO	PERMIANO	LOPINGIANO	Changhsingiano	251.0
					Wuchiapingiano	253.8
	GUADALUPIANO			Capitaniano	260.4	
				Wordiano	265.8	
				Roadiano	268.0	
				Kunguriano	270.6	
	CISURALIANO		Artinskiano	275.6		
			Sakmariano	284.4		
			Asseliano	294.6		
				299.0		

Pangea no Roadiano (Permiano)



Pangea no Induano (Triássico)



**Figura 2.** Mapa paleogeográfico e paleoclimático no intervalo Roadiano-Induano. Tempo Geológico segundo ICS (2009).

## 1.2. Paleoclima e paleoambiente

O paleoclima global do Eopermiano à Idade Induana (Eotriássico) foi marcado pela transição da era glacial do Carbonífero ao clima interglacial do Triássico pelo do aumento da aridez devido ao gigantesco tamanho do Pangea e à ocorrência de montanhas que o separavam do oceano (CHUMAKOV & ZHARKOV, 2002, CHUMAKOV & ZHARKOV, 2003). Houve a expansão gradual de zonas áridas e semi-áridas e a redução do contraste de sedimentação entre zonas com climas diferentes. O Pangea apresentava, então, a distribuição espacial de faixas com sedimentação ária, semi-árida, úmida e glacial. A assimetria entre estas faixas foi mais importante na passagem Roadiano-Wordiano, caracterizada pela ocorrência de áreas com sedimentação glacial intermitente (ZHARKOV & CHUMAKOV, 2001).

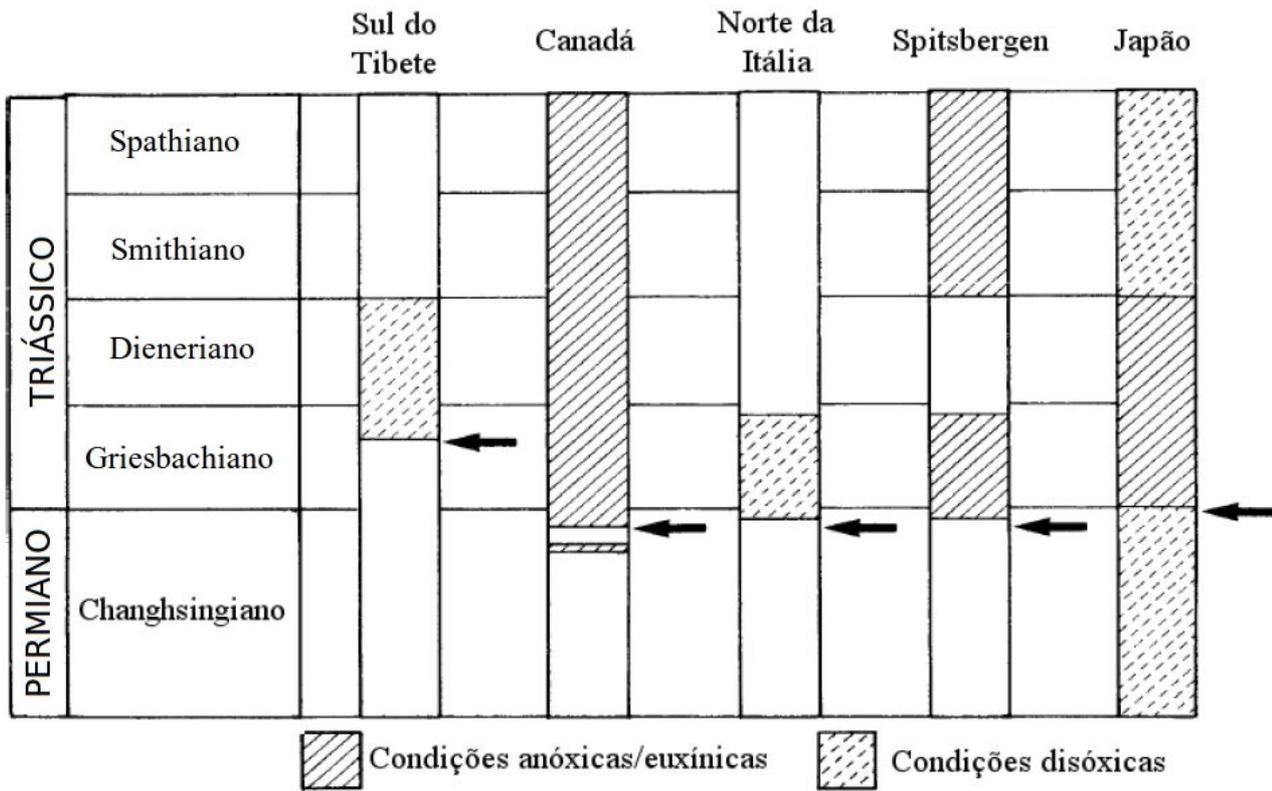
Na Idade Changhsingiana houve aumento na simetria do zoneamento climático e as margens da grande cadeia de montanhas equatorial foi ocupada por faixas áridas e semi-áridas (ZHARKOV & CHUMAKOV, 2001; CHUMAKOV & ZHARKOV, 2002). O cinturão semi-árido do sul, entre 30-40° e 50-60°S experimentou aumento de área e aproximou-se do polo, em clima caracterizado por monções e as porções continentais glaciais se restringiram aos pólos (CHUMAKOV & ZHARKOV, 2002). Este posicionamento assimétrico de cinturões climáticos pode ter sido consequência da assimetria observada na disposição dos blocos continentais e dos mares circumpolares (ZHARKOV & CHUMAKOV, 2001, CHUMAKOV & ZHARKOV, 2002).

Períodos de baixa concentração de oxigênio foram detectados em rochas marinhas de diversas regiões do globo (WIGNALL & TWITCHETT, 1999, SHUKLA et al., 2001, ENGOREN, 2004, CRASQUIN-SOLEAU & KERSHAW, 2005, HORI, 2005), sempre associados aos níveis de extinção (Fig. 3). Seções no Canadá revelam que o declínio da concentração de oxigênio na Idade Changhsingiana foi progressivo e gradual, estendendo-se pelo Triássico (WIGNALL & NEWTON, 2003). Outras evidências, como a presença de pequenas bioturbações e bivalves em plataformas carbonáticas do Triássico Inferior da China, são interpretadas como formadas em ambiente disóxico (WIGNALL & TWICHETT, 1999).

Estudos de detalhe nas montanhas Karavanke, na Eslovênia, publicados por DOLENEC (2006) propõem que o intervalo de transição entre os Sistemas Permiano e Triássico possua níveis de ambiente anóxico intercalados com níveis de ambiente oxidante. Nesta região afloram rochas carbonáticas cujos níveis mostram rápida variação de condições anóxicas-oxidantes (Fig. 4).

Além das condições anóxicas-disóxicas, um evento de aquecimento brusco ocorreu no limite Permiano-Triássico, quando o clima temperado-quente se instalou no Hemisfério Norte e o clima temperado se instalou no Hemisfério Sul (CHUMAKOV & ZHAROV, 2003). PONOMARENKO (2006) considera que o clima, no início da Idade Induana, evoluiu para

padrões azonais de disposição latitudinal, ou seja, um padrão completamente diferente do observado no Permiano.



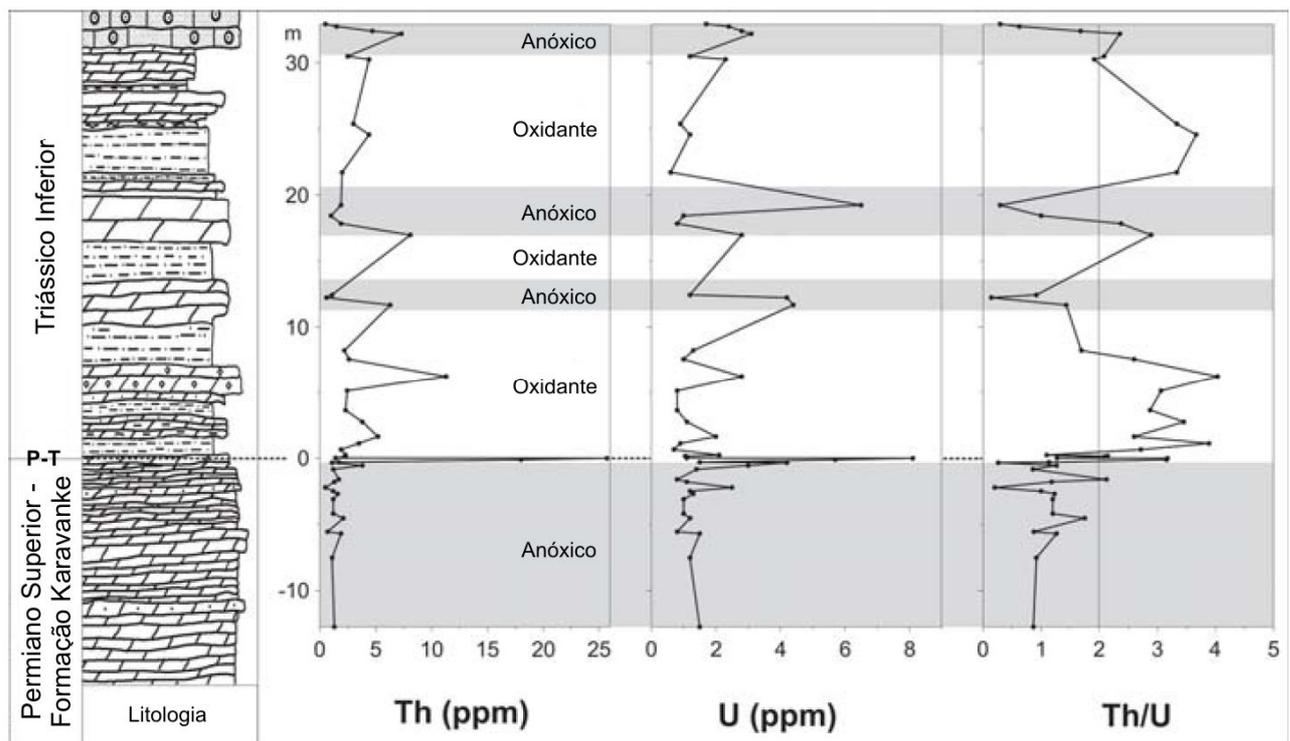
**Figura 3.** Comparação da oxigenação determinada em rochas marinhas do Tibete e Canadá (WIGNALL & NEWTON, 2003), Norte da Itália (WIGNALL & HALLAM, 1992; WIGNALL & TWITCHETT, 2002), Spitsbergen (WIGNALL et al., 1998) e Japão (ISOZAKI, 1994, 1997). As setas marcam o nível de extinção (modificado de WIGNALL & NEWTON, 2003).

Em termos de disponibilidade de elementos, análises recentes mostram o decréscimo abrupto da razão de  $\frac{34}{32}S / \frac{32}{34}S$  das águas marinhas, coincidente com o horizonte Permiano-Triássico. O isótopo de enxofre pode ter surgido pela inversão das massas de água de um oceano estratificado dominado por  $H_2S$ . O vulcanismo siberiano pode ter provocado a mistura das águas, que foi coincidente com a extinção em massa. Impactos de meteoritos também poderiam provocar a desestratificação do oceano (KAIHO et al., 2006) (Fig. 5).

Os dados apresentados mostram que as maiores mudanças paleogeográficas e paleoclimáticas do Pangea, no intervalo, foram a degradação de cinturões glaciais e o soerguimento gradual do Supercontinente (LEE, 1990), responsável pelo recuo dos mares epicontinentais. Esta evolução climática resultou em aquecimento global (ZHARKOV & CHUMAKOV, 2001).

Além da mudanças para clima mais quente, os padrões sedimentares na bacia Sverdrup indicam ambiente calmo com tempestades ocasionais para o Neopermiano (GATES et

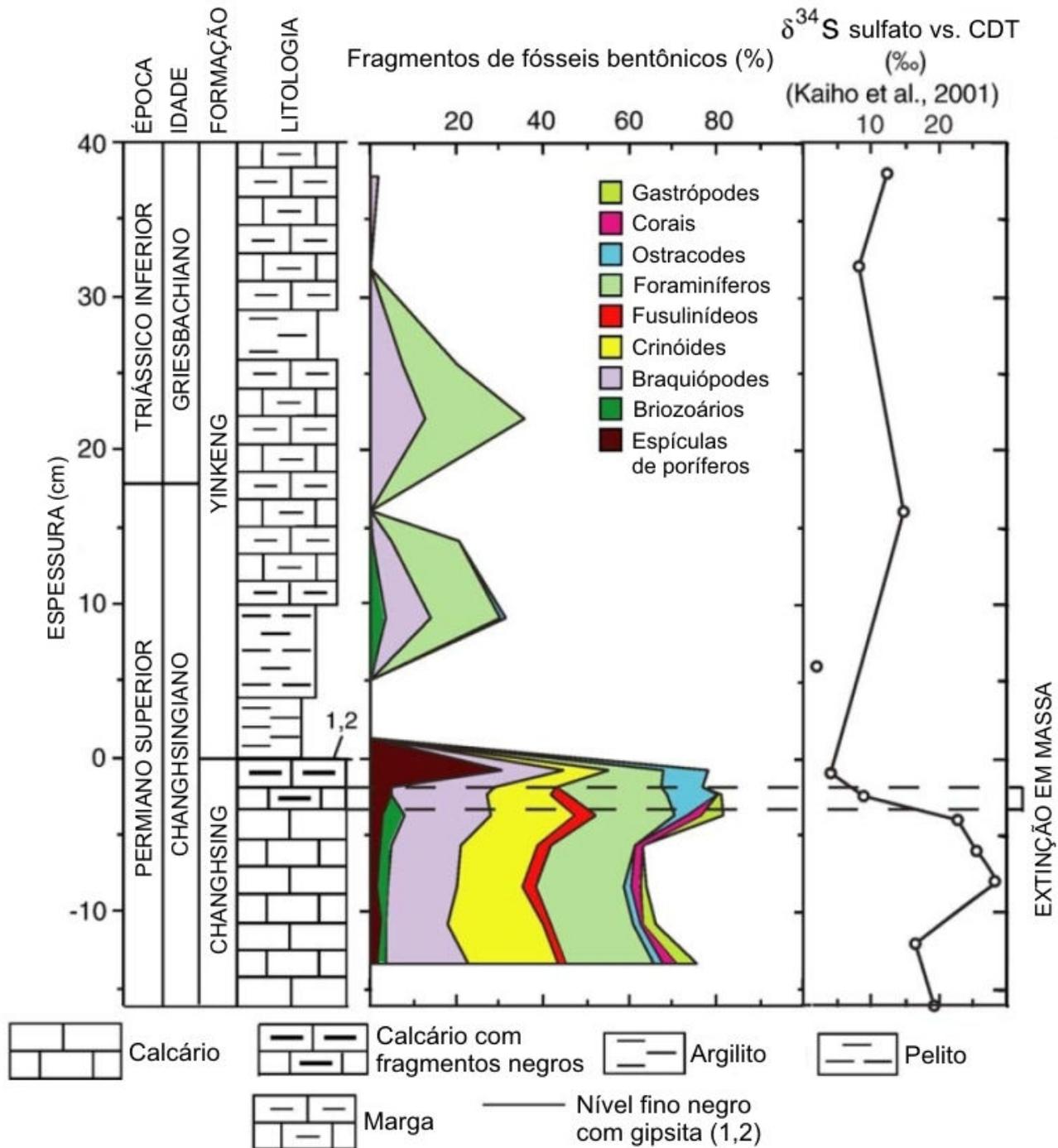
al., 2004), contexto que provavelmente se estendeu ao Induano, como indica a deposição de carbonatos da Formação Daye (China), com ondas de tempestade e estratificações cruzadas recobertas por camadas oolíticas (WIGNALL & TWICHETT, 1999). Estudos tafonômicos em moluscos bivalves da bacia do Paraná indicam sedimentação em ambiente predominantemente raso também dominado por eventos ocasionais de alta energia (SIMÕES & TORELLO, 2003). Sobrepondo-se a estas características, na Idade Changhsingiana foram encontradas evidências de precipitação de chuvas ácidas (FARABEGOLI et al., 2007), que podem ter sido formadas pela reação das águas meteóricas com gases atmosféricos, provavelmente provenientes de atividade vulcânica.



**Figura 4.** Litologia e variação da concentração de Th, U e Th/U, montanhas Karavanke, Eslovênia. As concentrações destes elementos e a razão Th/U indicam condições de oxidação do ambiente deposicional (DOLENEC, 2006).

### 1.3. Padrões de sedimentação

O contraste entre diferentes ambientes de sedimentação do Pangea, em termos latitudinais, diminuiu no Neopermiano. Nesta época sistemas de sedimentação de clima árido e semi-árido prevaleceram, multiplicando-se as bacias evaporíticas e aluviais-lacustres semi-áridas, que, ao final do Permiano, aumentaram de tamanho nas porções internas do Supercontinente Pangea (ZHARKOV & CHUMAKOV, 2001).

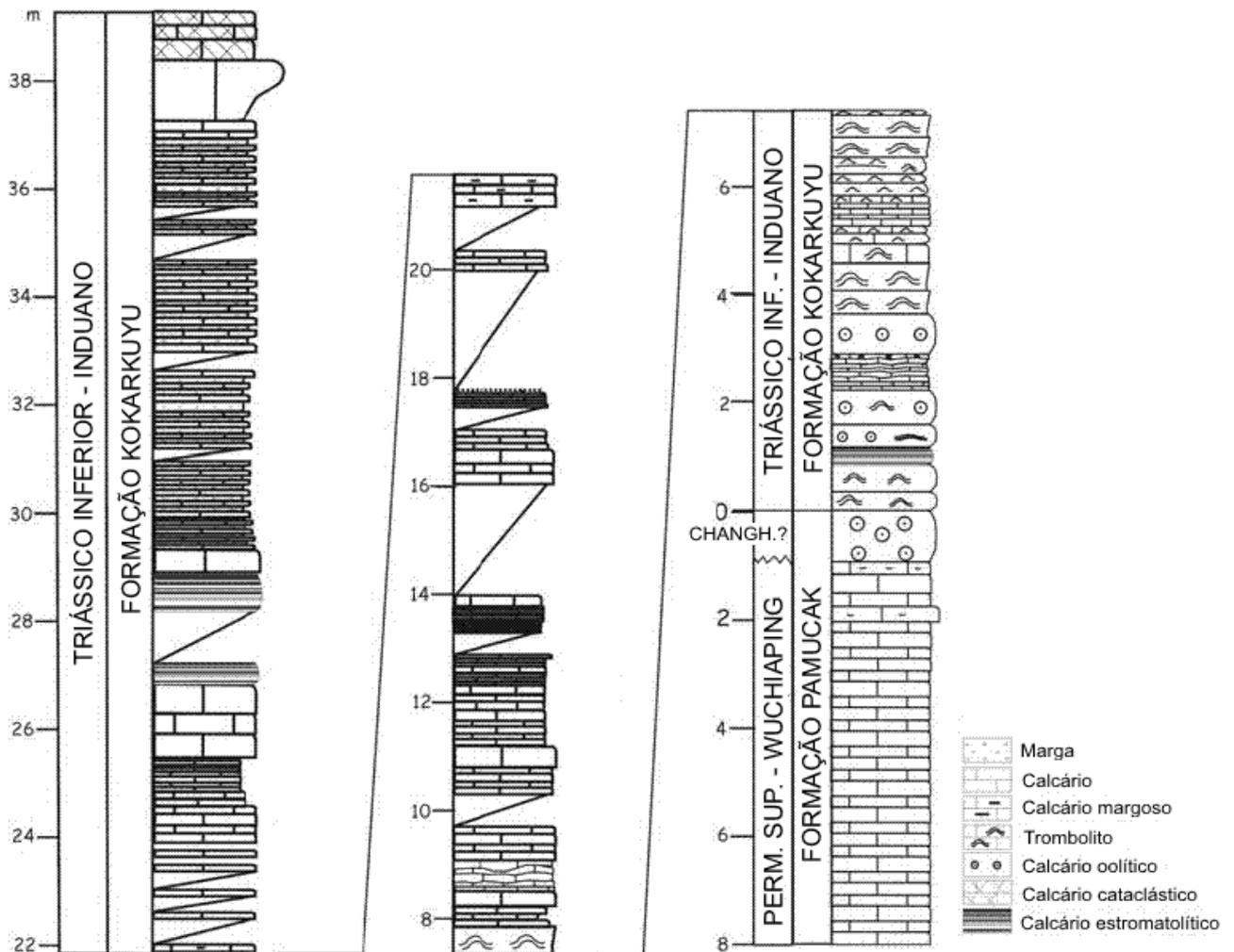


**Figura 5.** Litologia, distribuição estratigráfica de grupos fósseis e valores de  $\delta^{34}\text{S}$  no limite Permiano-Triássico em Meishan, China. Observe a variação brusca na razão isotópica coincidente com o intervalo de extinção (KAIHO et al., 2006).

Os padrões sedimentares dos sistemas deposicionais eram complexos. A sedimentação em clima árido ocorria em bacias continentais e costeiras com sedimentação aluvial, eólica, lacustre e em camadas de *sabkha* e gipsita. Paralelamente se formavam evaporitos e plataformas evaporito-carbonáticas (ZHARKOV & CHUMAKOV, 2001). Em clima úmido ocorriam basicamente dois tipos de sedimentação: bacias sedimentares continentais e

costeiras com deposição aluvial e aluvial-lacustre e bacias com deposição de matéria orgânica geradora de carvão mineral (ZHARKOV & CHUMAKOV, 2001). As áreas glaciais podem ser subdivididas em áreas de sedimentação continental ou marinha. Zonas de sedimentação de terrígenos, terrígenos associados a carbonatos e folhelhos negros (depositados em ambiente anóxico) ocorriam junto aos mares epicontinentais (ZHARKOV & CHUMAKOV, 2001).

A passagem Permiano-Eotriássico é caracterizada pelo aumento da área de plataformas carbonáticas e evaporito-carbonáticas (RABU *et al.*, 1990) e trato de sistema regressivo (CRASQUIN-SOLEAU *et al.*, 2004). Em ambientes marinhos a taxa deposicional de carbonatos era 1,5-2 vezes mais importante que o acúmulo de siliciclásticos, mas estimativas indicam que nos continentes a sedimentação terrígena era dez vezes mais volumosa que a marinha (Fig. 6; ZHARKOV & CHUMAKOV, 2001). Estes valores mostram que o escoamento superficial de águas meteóricas prevaleceu no Pangea (ZHARKOV & CHUMAKOV, 2001), em detrimento do influxo e recarga de aquíferos.



**Figura 6.** Topo da coluna de Çürük dağ (Turquia), mostrando a composição essencialmente carbonática abaixo do limite Permiano-Triássico e, acima deste, a contribuição de terrígenos (CRASQUIN-SOLEAU *et al.*, 2004).

Rochas biogênicas têm distribuição global no Neopermiano. É conhecida a formação de cherts (HENDERSON et al., 2001), cherts espiculíticos (GATES et al., 2004) e cherts formados por radiolários no Japão (KAKUWA 1996) e nas montanhas Oman (DE WEVER et al., 1990), além de coquinas na bacia do Paraná (SIMÕES & TORELLO, 2003). Curiosamente, níveis de cherts não ocorrem acima do limite Permiano-Triássico (ISHIGA et al., 1996).

As seções do intervalo Permiano-Triássico não apenas mostram contraste no padrão de

sedimentação, mas também variações de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ , detectadas por análise isotópica (WIGNALL

& NEWTON 2003, GRICE et al., 2006, FIO et al., 2006, FARABEGOLI et al., 2007, HAAS et al.,

2007). Os baixos valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  são interpretados como intervalos de baixa produtividade

orgânica (FIO et al., 2006). Os níveis triássicos mostram inicialmente menores valores e,

posteriormente, ocorre o aumento gradual na concentração de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ , provavelmente

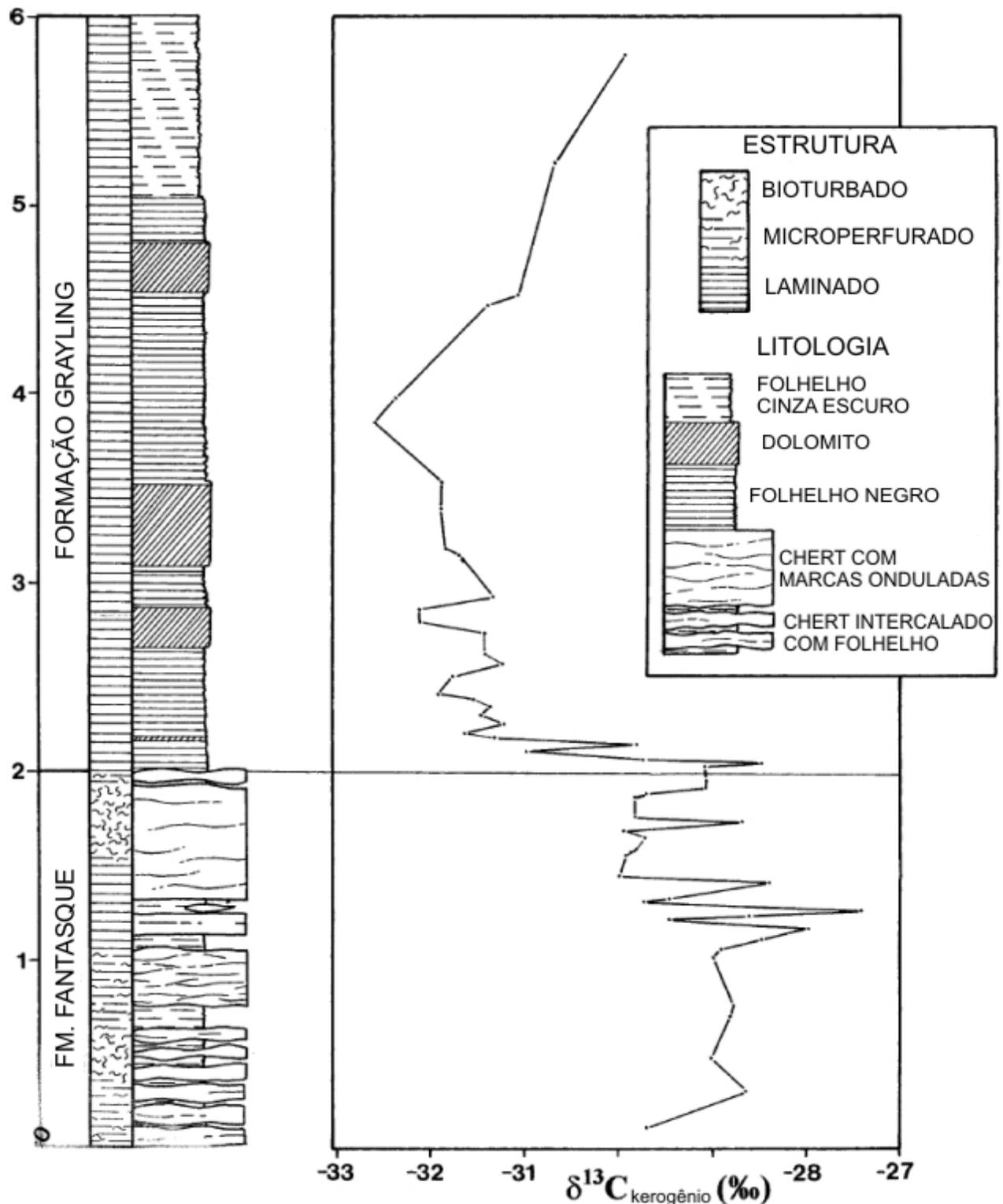
resultado da recuperação da biota no Triássico (Fig. 7).

No Eotriássico houve uma transgressão marinha, responsável pela deposição de carbonatos na porção equatorial do mar de Tethys (WIGNALL & TWITCHETT, 1999). A rápida litificação observada em rochas do Triássico Inferior pode ter sido ocasionada pelas condições anóxicas-disóxicas observadas no intervalo. Estas condições provocaram o aumento da alcalinidade das águas e resultaram na produção de bicarbonato ao mesmo tempo em que ocorria a degradação anaeróbica da matéria orgânica, produzindo a rápida litificação do fundo oceânico (WIGNALL & TWITCHETT, 1999).

## 2. Mudanças na biosfera

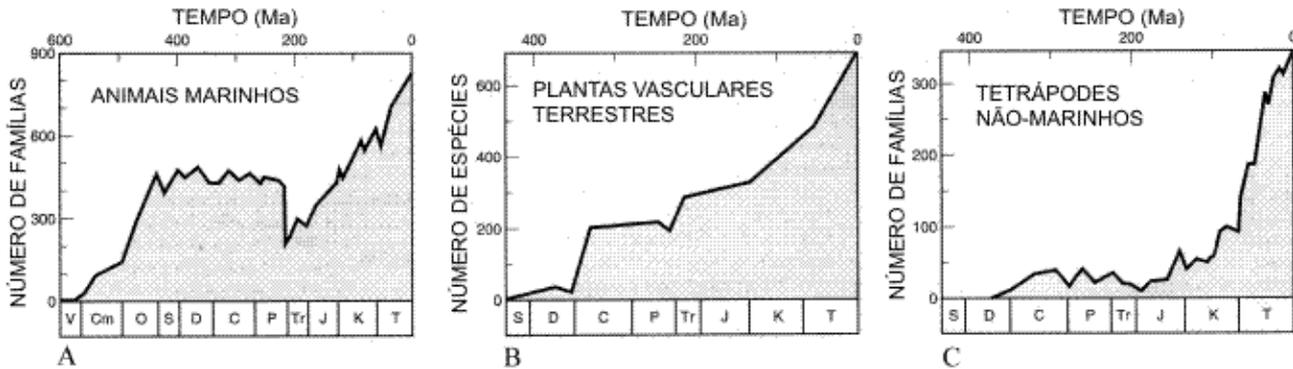
O Permiano-Triássico é o intervalo onde ocorre a transição de uma biota glacial para uma biota de clima “quente”, livre de períodos de glaciação (CHUMAKOV & ZHARKOV, 2002). A diversidade das biotas marinhas e continentais diminuíram drasticamente, em mudanças que definiriam o panorama do mundo mesozóico (PONOMARENKO, 2006). Em termos globais, a extinção do final do Período Permiano foi caracterizada pelo desaparecimento de 50% das famílias e 80-95% das espécies viventes (BENTON & HARPER, 1997). Segundo DE WEVER et al. (2006), ocorreram a extinção de fusulinídeos, corais rugosos e tabulados (ordens), duas ordens de briozoários, productídeos (ordem) e algumas ordens de braquiópodes

articulados, trilobitas (classe), euriperídeos (ordens), blastóides (sub-filo) e diversas subclasses de equinodermos (em sua maioria crinóides). Mudanças dramáticas também ocorreram nos continentes.



13  
**Figura 7.** Variações litológicas e de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  no limite Permiano-Triássico em Ursula Creek, Canadá. Dados de carbono isotópico de WANG et al. (1994 *apud*, WIGNALL & NEWTON, 2003) e litologia segundo WIGNALL & NEWTON (2003).

Grandes extinções afetaram os grupos de insetos, plantas e tetrápodes (BENTON & HARPER, 1997) (Fig. 8). Os grupos sobreviventes experimentaram queda abrupta de diversidade. Os conodontes, por exemplo, sofreram diminuição gradual do número de famílias e gêneros ao longo do Neopermiano (ORCHARD, 2007).

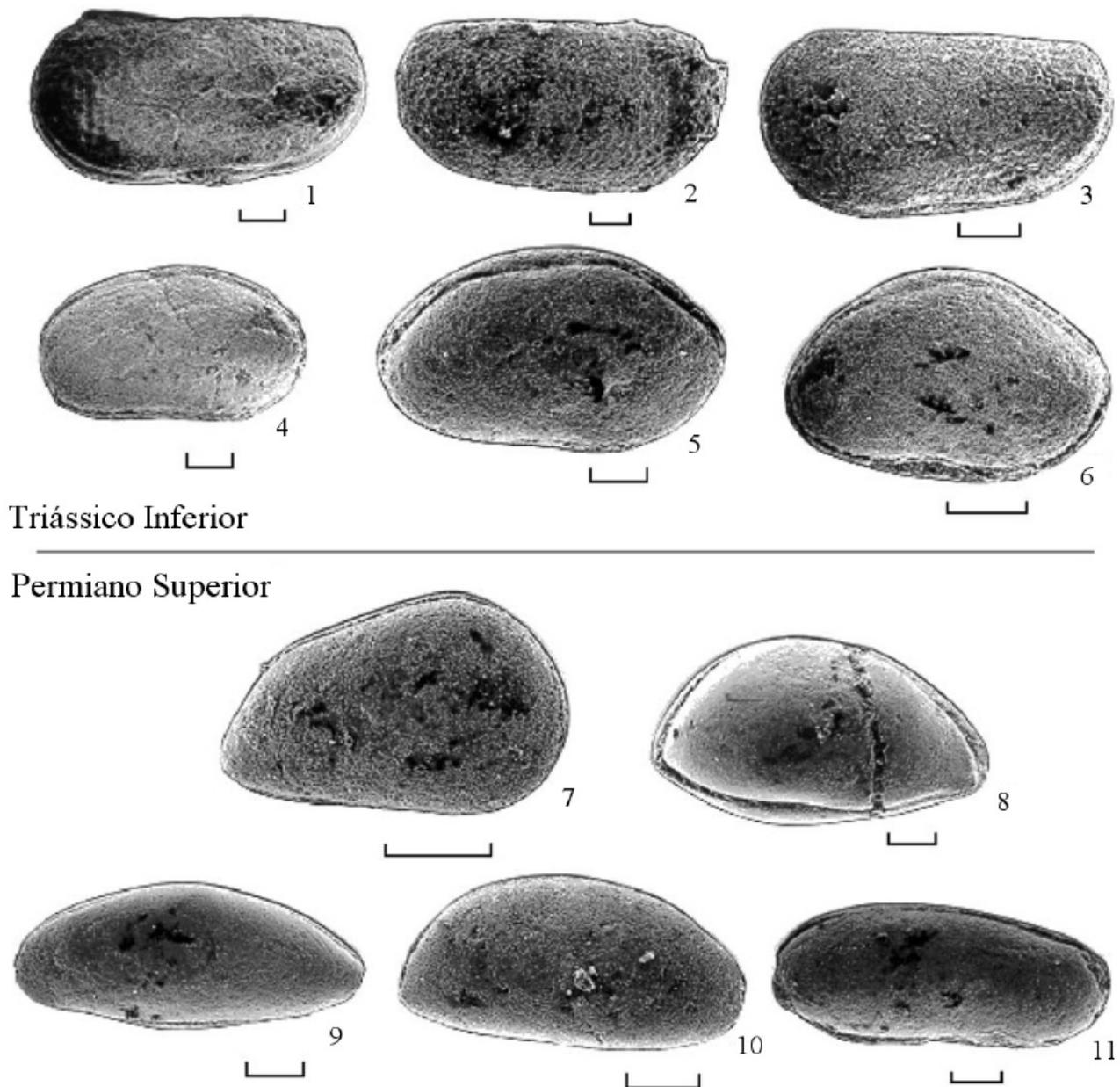


**Figura 8.** Diversificação de grupos de organismos pluricelulares no Fanerozóico. A: animais marinhos. B: Plantas vasculares terrestres. C: Tetrápodes límnicos. Observe a queda da diversidade no limite Permiano-Triássico, especialmente no número de famílias de animais marinhos (BENTON & HARPER, 1997).

Naturalmente imagina-se o contexto de catastrofismo para explicar os eventos de extinção em massa. De fato, volumes razoáveis de elementos fósseis apontam neste sentido (CHEN & KAIHO 2004, KAIHO et al., 2006), mas volumes maiores indicam que a diminuição da diversidade não foi tão brusca como se imaginava a princípio. As maiores reorganizações da biosfera ocorreram da segunda metade do Eopermiano à Idade Induana, do Período Triássico. A estabilidade das estruturas paleogeográficas sugere que as transformações sofridas pela biosfera foram provavelmente causadas por mudanças ambientais lentas e sucessivas, ao invés de eventos paleotectônicos e paleogeográficos drásticos (ZHARKOV & CHUMAKOV, 2001). O evento de extinção em massa provocou mudanças profundas na fauna de ostracodes marinhos, em termos globais. Os antigos grupos de ostracodes típicos do Paleozóico abriram espaço para ostracodes “modernos” (CRASQUIN-SOLEAU et al., 2007). A Família Darwinulidae, por exemplo, que no Permiano era constituída de cerca de 200 espécies, sofreu drasticamente no intervalo de extinção, pois a maioria destas espécies pereceu (DONINCK et al., 2003).

A partir do final do Século XX, estudos têm apontado mais uma forma de evolução da queda de diversidade, mostrando que a extinção em massa pode ter ocorrido não de forma abrupta ou gradual, mas em pulsos. Normalmente aceito como evento global (MACLEOD et al., 2000), estes pulsos podem não ser uniformes quanto à distribuição espacial no globo. Estudos em ostracodes coletados na Turquia (Fig. 9) mostram que, apesar da ocorrência de diferentes

espécies antes e após o limite Permiano-Triássico, nesta região, os grupos de ostracodes típicos do Paleozóico puderam sobreviver por mais tempo à extinção em massa (CRASQUIN-SOLEAU et al., 2002). Desta forma, demonstra-se que as mudanças na biosfera não foram homogêneas em escala global. WIGNALL & NEWTON (2003), baseando-se em secções descritas no Canadá e na Ásia, propõem o diacronismo da extinção em massa em pulsos separados por meio milhão de anos ou mais, e que a extinção em massa dos organismos do Panthalassa coincidiu com a migração de *taxa* equatoriais para o Neotethys.

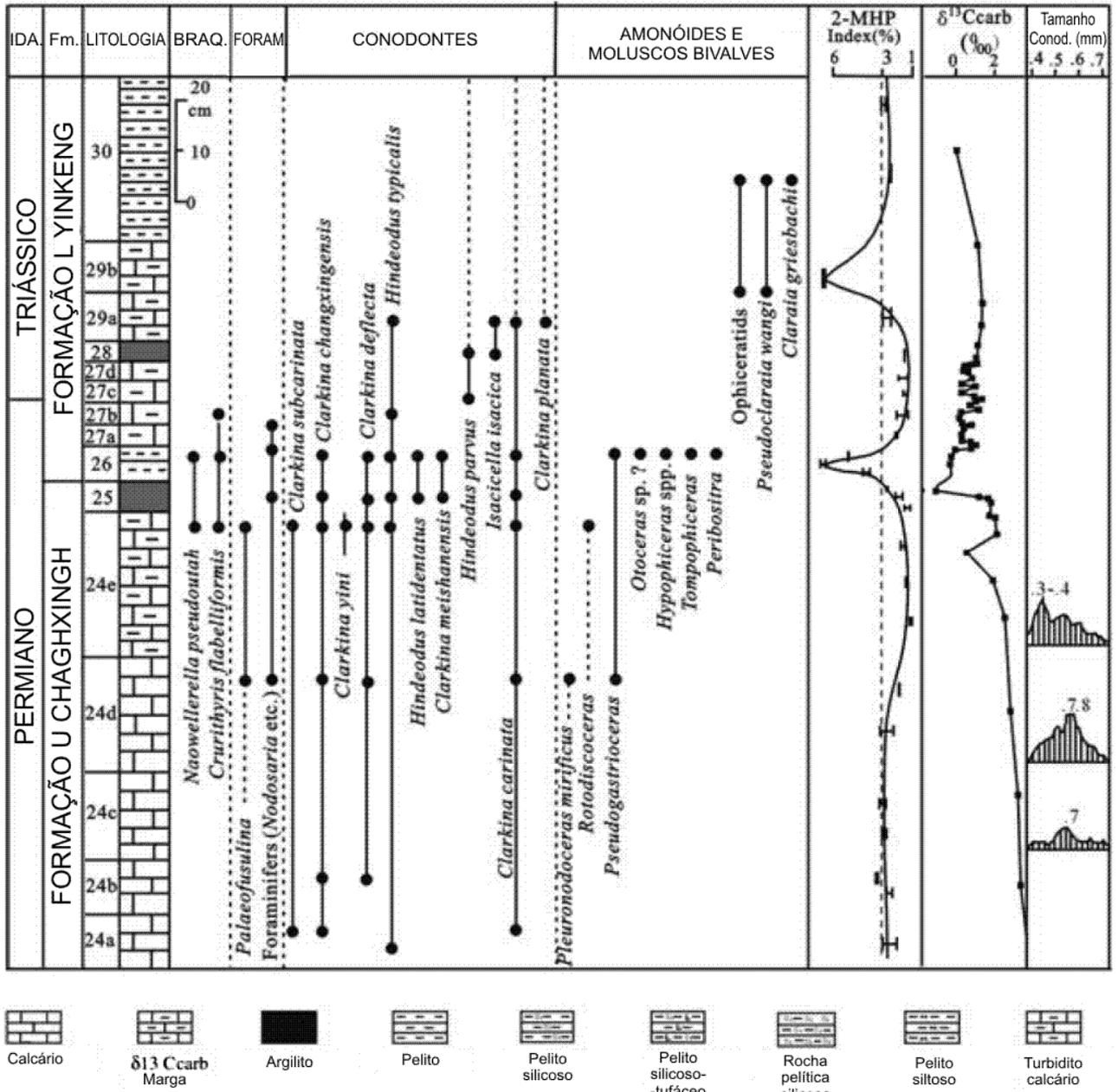


**Figura 9.** Espécies de ostracodes representativas do limite Permiano-Triássico de Çürük dağ (Turquia). Escala gráfica equivale a 100 µm. Espécies do Induano Inferior: 1-3. *Revyia?* sp. 1. 1. vista lateral esquerda. 2. Vista lateral direita. 3. Vista lateral esquerda. 4. *Bairdiocypris* sp. 1, vista lateral esquerda. 5. *Bairdia* sp. 1, vista lateral esquerda. 6. *Bairdia* sp. 2., vista lateral esquerda. Espécies do Permiano Superior 7. *Spinocypris* sp. 1, vista lateral direita. 8. *Acratia* sp. 1, vista lateral esquerda. 9. *Acratia* sp. 2, vista lateral esquerda. 10. *Acratia* sp. 3, vista lateral esquerda. 11. *Fabalitypris* sp., vista lateral esquerda (CRASQUIN-SOLEAU et al., 2002).

As populações de radiolários, assim como as de ostracodes, também mostram que a magnitude e a época de ocorrência da extinção em massa pode não ser uniforme ao redor do globo. A análise de *cherts* formados por radiolários na Nova Zelândia mostra que o nível de extinção em massa ocorreu com atraso nesta parte do globo, assim como o intervalo de condições anóxicas do oceano (HORI, 2005).

As evidências da última década do século passado apontavam para o desenvolvimento de evento de extinção em dois pulsos, o primeiro no intervalo Guadalupiano-Lopingiano e o segundo no intervalo Lopingiano-Induano, o que sugere a existência de longo intervalo de extinção em massa (ALVAREZ & O'CONNOR, 2000). Mas estudos de detalhamento mais recentes na China mostraram que a crise biológica começara alguns níveis antes do aparecimento do conodonte *Hindeodus parvus* (XIE et al., 2005, YIN et al., 2006). YIN et al., (2006) reportam a ocorrência de dois níveis importantes de extinção e um terceiro nível, brando (Figs. 10, 11 e 12). Em contrapartida, foram identificados três pulsos de extinção em rochas do norte da Itália (FARABEGOLI et al., 2007).

A determinação de dois ciclos de extinção foi reforçada por YIN et al., (2007), com o progresso de seus estudos nas bacias chinesas. Estes autores puderam determinar a correlação entre elementos como a distribuição estratigráfica de espécies fósseis, a paleogeografia, o vulcanismo, o ciclo de carbono, as variações do nível do mar, o paleoclima e eventos extraterrestres. Os dados apresentados corroboram o modelo apresentado por YIN et al. (2006), e os níveis de extinção em massa foram definidos como os picos de queda de diversidade biológica no intervalo. YIN et al., (2007) concluíram que o segundo nível de extinção teve maior magnitude porque coincidiu com o máximo regressivo e árido do intervalo (Fig. 13).



**Figura 10.** Distribuição estratigráfica de espécies fósseis em Meishan, China. Observe a ocorrência de três níveis de extinção, o primeiro ao final da camada 24e, o segundo ao final da camada 26 e o terceiro, de menor intensidade, ao final da camada 28. O índice 2-MHP reflete a abundância relativa de cianobactérias em relação às demais bactérias (curva adaptada de XIE et al., 2005 *apud*, YIN et al., 2006; distribuição estratigráfica, litologia e demais curvas de YIN et al., 2006).

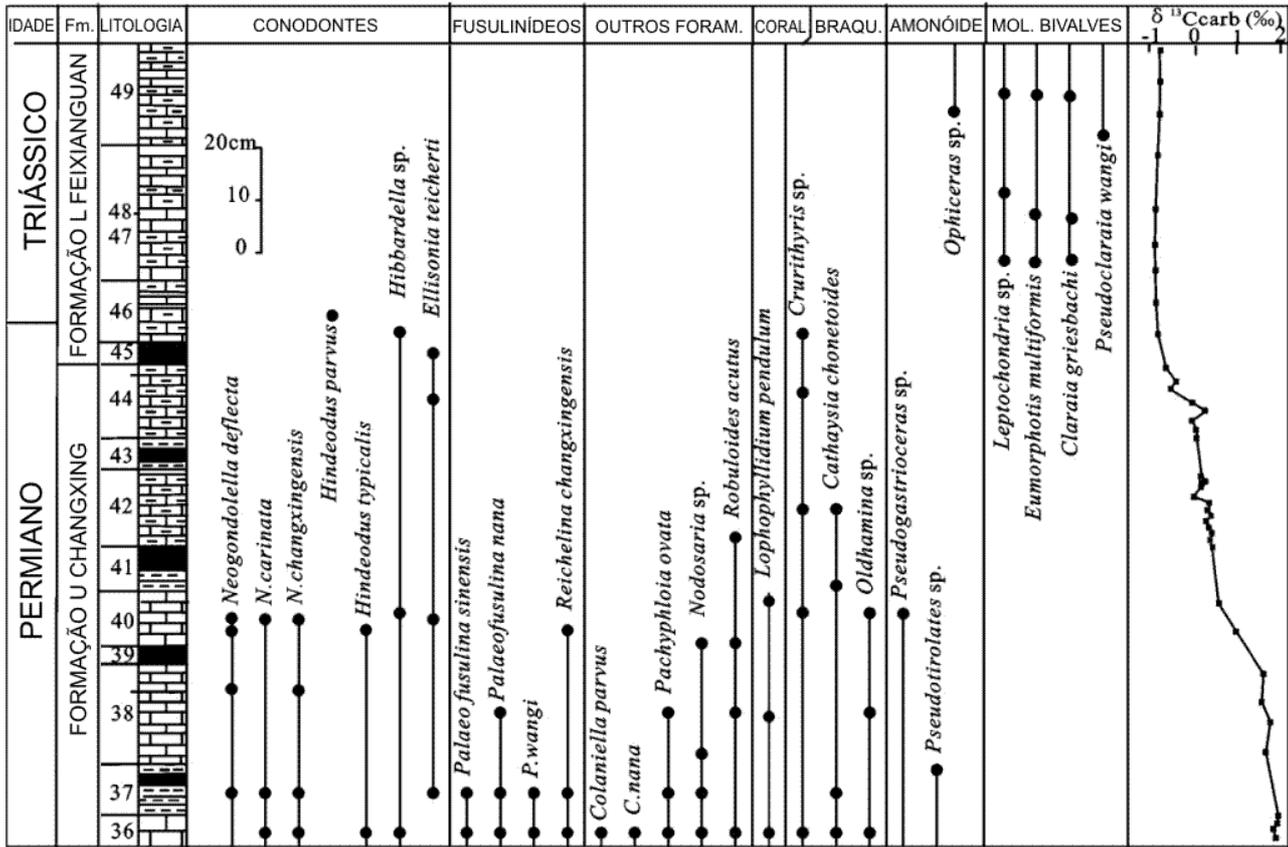


Figura 11. Distribuição estratigráfica de espécies fósseis em Liangfengya, China. As camadas 43 e 45 são vulcanogênicas (YIN et al., 2006).

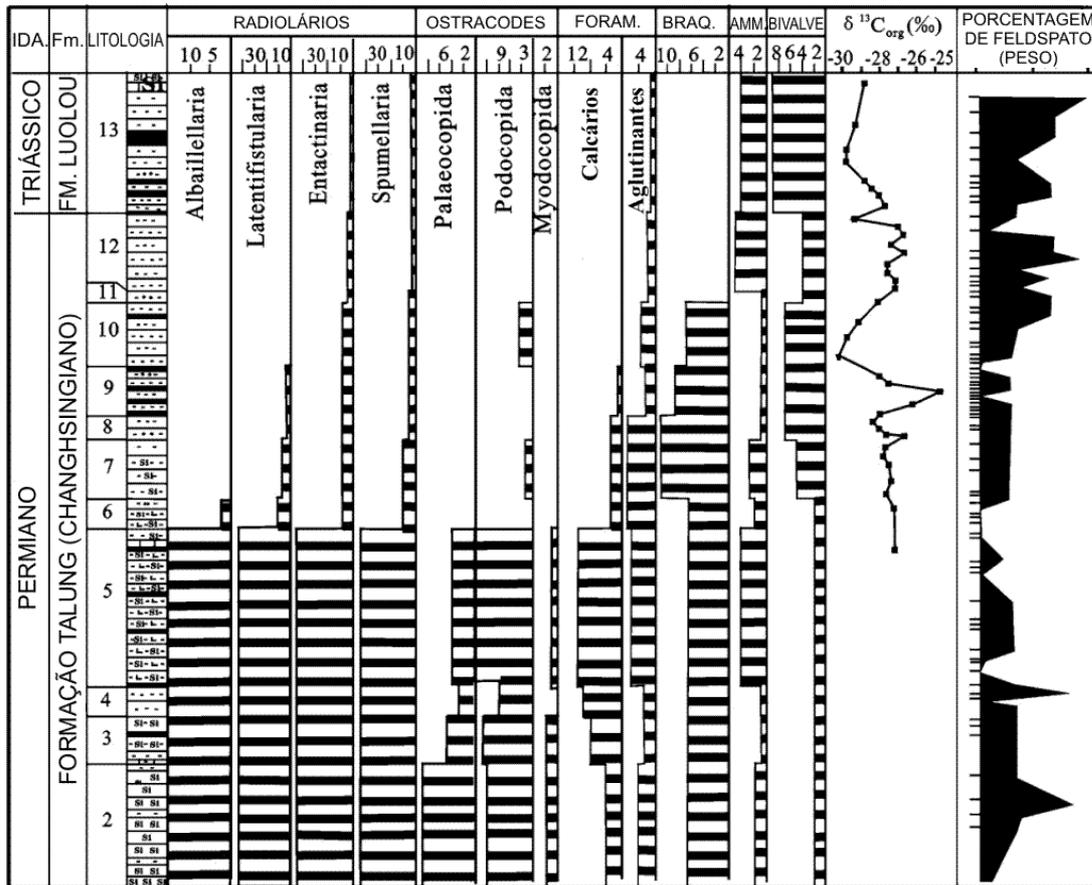


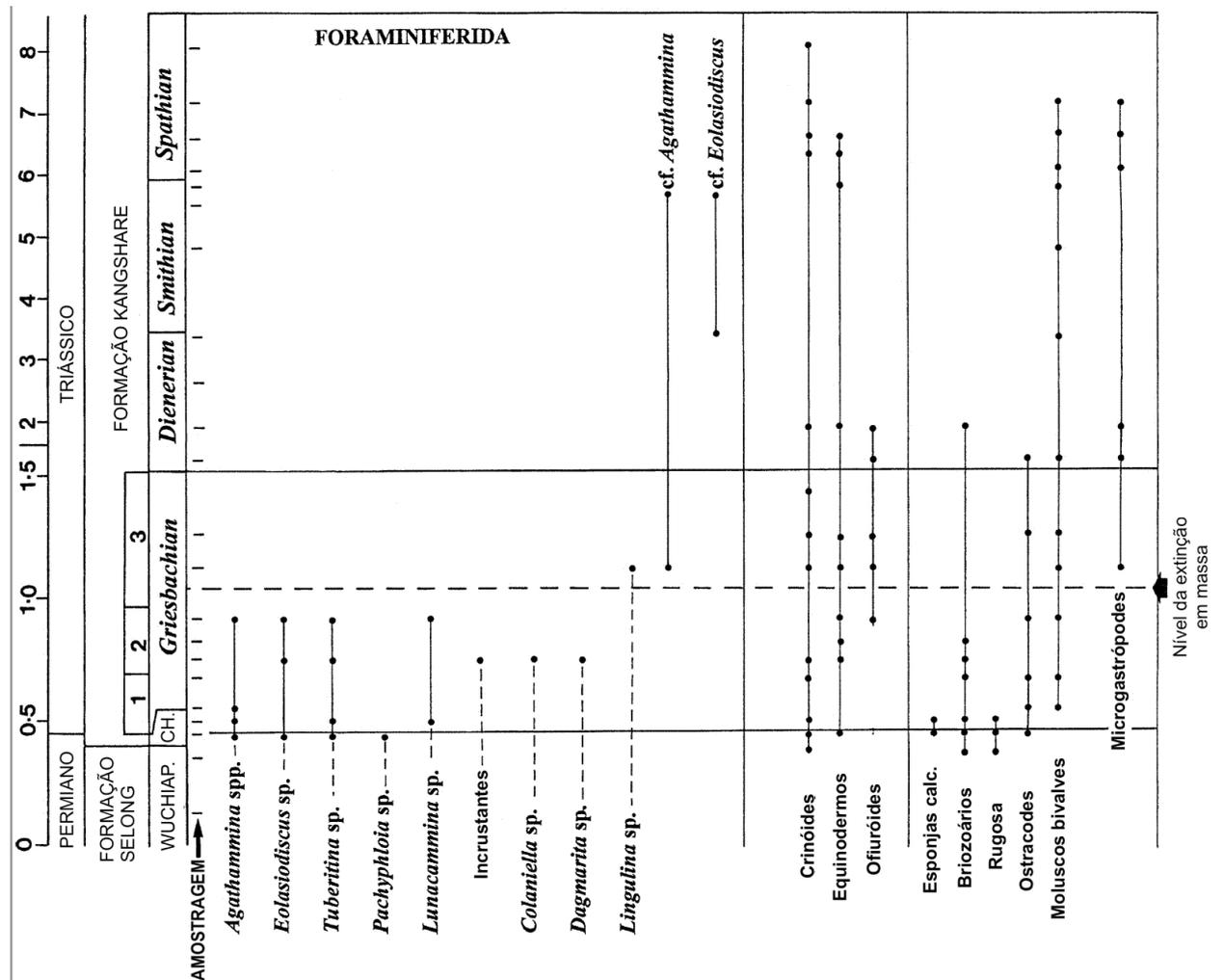
Figura 12. Distribuição estratigráfica de espécies fósseis em Dongpan, China. As barras horizontais representam a diversidade de espécies para cada gênero (YIN et al., 2006).





extinções, mas pelo aparecimento de faunas equatoriais em rochas formadas em águas profundas (foraminíferos, braquiópodes e esponjas), que sugerem o aquecimento das águas oceânicas e também mostram evidências de disoxia (WIGNALL & NEWTON, 2003) (Fig. 15).

Segundo TWITCHETT (2001) os organismos que, durante o intervalo da extinção, sofreram redução de suas populações e mantiveram o volume corporal inalterado tenderam a ser extintos. No entanto, aqueles que evoluíram para formas de menor tamanho corporal puderam manter suas populações em números constantes e sobreviver ao intervalo de extinção, além de conservarem sua presença no registro fóssilífero. Este tipo de adaptação garantiu a sobrevivência de alguns grupos de braquiópodes, pois a sua miniaturização foi responsável pelo aumento da população de indivíduos (HE et al., 2007).

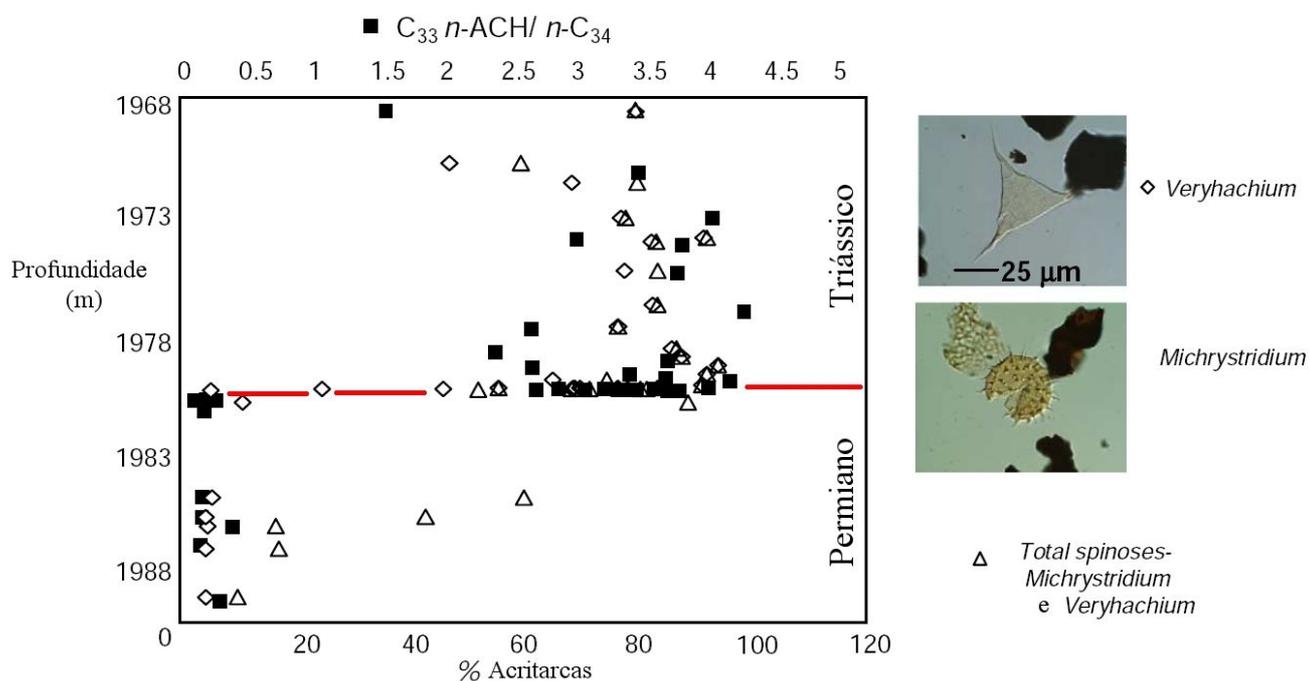


**Figura 15.** Distribuição estratigráfica de organismos selecionados (não inclui braquiópodes, amonóides e conodontes) da seção Selong, Tibete. Biozonas 1, 2 e 3 são *Otoceras latilobatum*, *Otoceras woodwardi* e *Ophiceras*, respectivamente (WIGNALL & NEWTON, 2003).

O efeito da extinção em massa também pode ser avaliado com base em icnofósseis. Bioturbações atribuídas a uma espécie de inseto foram observadas em igual abundância antes e após o evento de extinção, mostrando que a espécie em questão sobrevivera à passagem

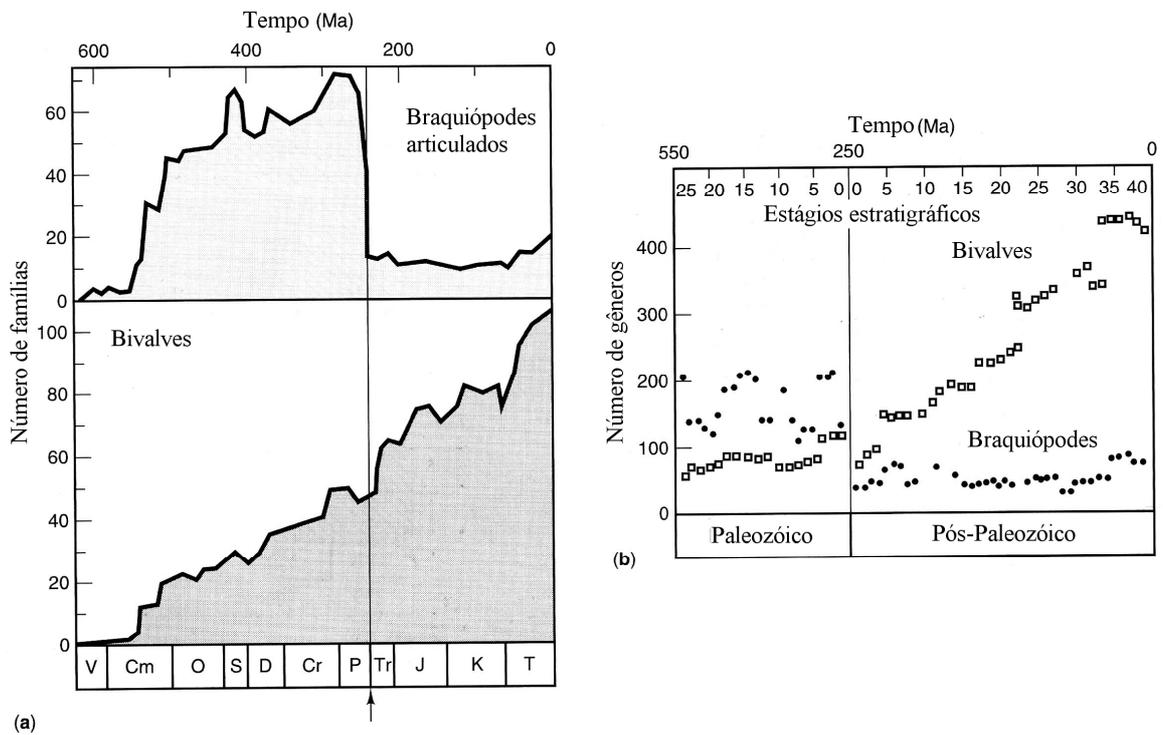
(MILLER, 2000). Outros estudos mostram que algumas populações de insetos alados aumentaram em diversidade e abundância na Idade Changhsingiana, como o grupo dos griloblatídeos, cujos números de famílias é o dobro em relação ao Chaghsingiano Inferior (ARISTOV, 2002). Após o evento de extinção, no Eotriássico, os insetos alados experimentaram ampla diversificação e expansão, como no caso dos chaulioditídetos, que se tornaram o grupo dominante do intervalo (ARISTOV, 2002). Fósseis-chave para a determinação da evolução de insetos do Neopermiano e Eotriássico foram descritos na Rússia e Sibéria (PONOMARENKO & SHCHERBAKOV, 2004; PONOMARENKO, 2004).

A correlação bioestratigráfica pode ser possível através do uso de biomarcadores (XIE et al., 2005). A zona de alta concentração de  $C_{33}$  *n*-alquiciclohexano é coincidente com o limite Permiano-Triássico, e sua identificação é importante para áreas onde os restos esclerotizados estão mal preservados. As qualidades únicas deste biomarcador são evidências da ecologia singular que prevaleceu nos mares do Eotriássico, durante a recuperação da crise do final do Permiano. Sua concentração é proporcional à abundância de dois gêneros de acritarcas (gêneros *Veryhachium* e *Michrystridium*) e, portanto, acredita-se que são estes organismos que o produziram (GRICE et al., 2005) (Fig. 16).



**Figura 16.** Abundância relativa de  $C_{33}$  *n*-alquiciclohexano em relação a  $C_{34}$  *n*-alcano em amostras do limite Permiano-Triássico, Austrália. O gráfico também mostra a abundância relativa de *Veryhachium* e *Michrystridium*. Observe o aumento da concentração do biomarcador em níveis de abundância de acritarcas. Valores de concentração de  $C_{33}$  *n*-alquiciclohexano extraídos de (THOMAS et al., 2004 *apud*, GRICE et al., 2005).

A extinção de boa parte dos braquiópodes articulados, dominantes nos mares do Paleozóico, deixou vago um nicho ecológico que seria ocupado por moluscos bivalves, até o Recente. É fato que moluscos bivalves e braquiópodes competiram durante o Paleozóico, mas na passagem Permiano-Triássico o grupo sésil sofreu severa diminuição de diversidade, que foi branda para o grupo vágil. Do Período Triássico em diante os braquiópodes articulados não conseguiram recuperar a diversidade atingida nos períodos pré-extinção (BENTON & HARPER, 1997) (Fig. 17).

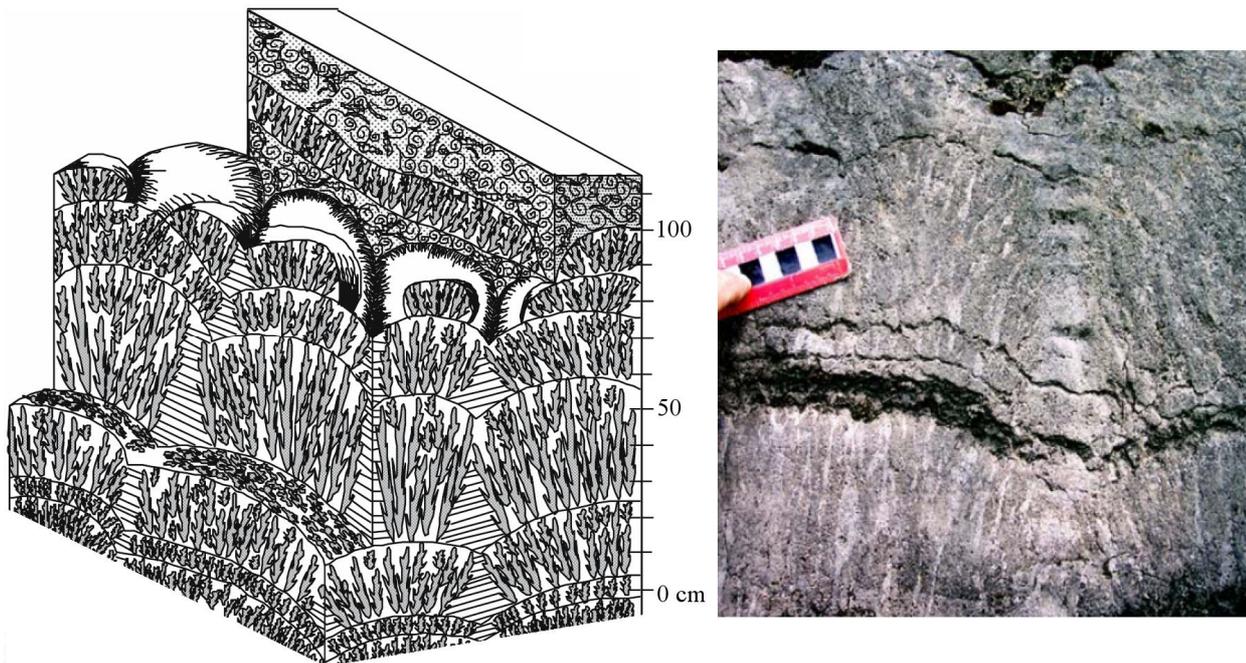


**Figura 17.** Variação da diversidade de braquiópodes articulados e moluscos bivalves durante o Fanerozóico. a) variação do número de famílias. b) variação do número de gêneros (BENTON & HARPER, 1997).

Nos continentes, a fauna de tetrápodes é o elemento mais importante para correlação global, pois formas semelhantes tiveram distribuição mundial no intervalo Permiano-Triássico. A passagem Paleozóico-Mesozóico é marcada pela substituição das antigas comunidades de tetrápodes (dominadas pelo grande herbívoro *Dicynodon*, ou formas semelhantes) por assemblagens cuja forma mais comum é o réptil *Lystrosaurus* (LOZOVSKY, 1998).

Recentemente foram descritos novos elementos para a correlação de seções que contêm o limite Permiano-Triássico. Os *microbialites* são estruturas formadas por atividade microbiológica e ocorrem em carbonatos de seções marinhas, a partir do intervalo de extinção em massa. Os organismos responsáveis por sua construção são oportunistas em condições de pouca oxigenação e supersaturação de íons de carbonatos. A maior parte de seus depósitos se encontram no sul da China, Turquia e Irã. A morfologia dos *microbialites* das porções iniciais do

Triássico diferem substancialmente daqueles formados posteriormente (KERSHAW et al., 2007) (Fig. 18).



**Figura 18.** Reconstrução esquemática de *microbialite* descrito em Dongwan, China (detalhes de sua estruturação estão simplificados por razões de clareza). À direita, fotografia de *microbialite* aflorante em Dongwan, China; escala em centímetros (KERSHAW et al., 2007).

A análise de dados publicados mostra que, para a maior parte dos grupos de animais, os registros fossilíferos imediatamente após a passagem para o Triássico são incompletos, quando comparados aos registros do Permiano Superior ou do Triássico Médio (TWITCHETT, 2001). O intervalo de má qualidade de preservação atravessa todo o Triássico Inferior e pode ter conseqüências na percepção da magnitude da extinção em massa do limite Permiano-Triássico (TWITCHETT, 2001). MARQUEZ et al., (2006) e DE WEVER et al., (2006) também reportam a falta de radiolários no Triássico Inferior, mas não definem se é devido à existência de um hiato para o intervalo, à má preservação dos microfósseis ou problemas na coleta de amostras.

Fósseis bem preservados de invertebrados do Eotriássico evidenciam a lenta recuperação da fauna após o evento de extinção em massa (PAYNE et al., 2003, NÜTZEL & SCHULBERT, 2005). Este panorama pode ser estendido para a maior parte dos grupos de organismos, inclusive os protistas planctônicos (WEVER et al., 2006), pois os ambientes neríticos encontravam-se devastados e a recuperação da biosfera foi bastante lenta (CRASQUIN-SOLEAU et al., 2007). Após o evento de extinção, por exemplo, paleocomunidades simples, cosmopolitas, generalistas oportunistas, caracterizadas por baixa

diversidade e complexidade dominaram durante todo o Eotriássico dos Estados Unidos da América (SCHUBERT & BOTTJER, 1995).

KAKUWA (1996) sugere que algum evento desconhecido durante o Eotriássico dificultou a recuperação da biosfera. A recuperação biológica provavelmente foi lenta devido às condições de anoxia-disoxia que estendeu-se pelo início do Período Triássico e às variações extremas de condições ambientais que se seguiram como, por exemplo, intenso vulcanismo. O ecossistema deste intervalo pode ser considerado imaturo, e teve dificuldades em responder às mudanças ambientais que ocorriam (TONG et al., 2007).

Por motivo desconhecidos, alguns grupos de organismos mostraram franca expansão neste intervalo. Os ostracodes, juntamente com alguns gêneros de foraminíferos e moluscos bivalves, recuperaram-se rapidamente da crise do limite Permiano-Triássico, tanto em diversidade quanto em número de indivíduos (CRASQUIN-SOLEAU & KERSHAW, 2005; CRASQUIN-SOLEAU et al., 2007). Registros de conodontes no norte da Itália mostram que este grupo evoluiu rapidamente, ocupando nichos marinhos em vacância e algumas espécies sofreram rápida extinção (FARABEGOLI et al., 2007). Segundo DE WEVER et al., (2006) o aspecto mais distinto da passagem Permiano-Triássico não é a diminuição da diversidade no intervalo da extinção em massa, mas sim a explosão de diversidade que se seguiu no Triássico, especialmente em nível de família, após a fase de recuperação da biosfera.

### 3. Causas da extinção em massa

Ao longo do Permiano, o mundo experimentou um grande ciclo regressivo, distúrbios magnéticos (HELLER et al., 1995), vulcanismo extenso e mudanças paleogeográficas. Estes processos, em combinação, podem ter induzido grandes mudanças nos ambientes marinho, terrestre e atmosférico (YIN et al., 2007).

Inicialmente imaginava-se que a extinção em massa do final do Período Permiano seria provocada pela queda de meteoritos (entre eles o que produziu o astroblema próximo ao Município de Araguainha, Estado do Mato Grosso). Grandes impactos de meteoritos ocorrem coincidentemente em intervalos de extinção em massa. E existem semelhanças entre os eventos de impacto do limite Permiano-Triássico e do limite Cretáceo-Paleógeno (VERMA et al., 2002; MUTTER et al., 2008). Pesquisas recentes defendem este modelo, (ver BASU et al., 2003; KAIHO et al., 2006).

Variações bruscas na concentração de enxofre também são apontadas, entre outras razões, como causa da extinção em massa (GRICE et al., 2006). Quedas de meteoritos, além dos estragos regionais, poderiam provocar a desestratificação das massas oceânicas, liberando, por exemplo, grandes concentrações de enxofre nas águas marinhas. Variações bruscas nas

concentrações isotópicas deste elemento foram identificadas na China (KAIHO et al., 2006). A concepção de extinção provocada por impacto de meteoritos vem sendo amplamente questionada, pois, além da escassez de elementos como o irídio no limite Permiano-Triássico (CLARK et al., 1986; MIYAMOTO et al., 1997; BASU et al., 2003; HAAS et al., 2007), os dados paleontológicos recentes têm mostrado que a extinção pode ter ocorrido de forma gradual e anterior ao impacto de meteoritos (YIN et al., 2006; YIN et al., 2007).

Outro contexto em que a desestratificação dos oceanos levaria à liberação de enxofre nos oceanos inclui a ação de vulcanismo. Grandes derrames de rochas vulcânicas na Sibéria poderiam ser o gatilho para a extinção em massa do limite Permiano-Triássico (VEEVERS & TEWARI, 1995). Segundo KAMO et al., (2003), a coincidência temporal do vulcanismo siberiano com o limite Permiano-Triássico e a extinção em massa é uma importante evidência que apontaria esta como a causa da extinção do final do Período Permiano. Estes autores mostram que a extrusão de 6500 m de seqüência vulcânica ocorreu em apenas 600 mil anos, liberando grandes quantidades de  $\text{CO}_2$  e  $\text{SO}_2$ , numa velocidade que, segundo os autores, devastaria a atmosfera e a biosfera.

Variações na concentração de outros elementos químicos também podem provocar desequilíbrio na biosfera. Estudos no intervalo Permiano-Triássico mostraram a ocorrência de altas concentrações de Na, Mg, Ca, Cl,  $\text{SO}_4$  e  $\text{HCO}_3$ , e decréscimo da concentração de P. As biotas dos mares epicontinentais poderiam ser afetadas gravemente pela entrada de águas subterrâneas anóxicas com estas características (ZHARKOV & CHUMAKOV, 2001).

Outro caminho para se desvendar as causas da crise é a análise do zoneamento climático e da dinâmica de suas modificações. O zoneamento é importante para o entendimento das reorganizações da biosfera, especialmente em intervalos de extinção em massa (CHUMAKOV & ZHARKOV, 2002). O aquecimento global ocorrido no limite Permiano-Triássico resultou em rápidas mudanças ecológicas (CHUMAKOV & ZHARKOV, 2003).

Os eventos de deposição marinha em ambiente anóxico também foram relacionados a outras extinções em massa. Estes estão preservados no intervalo Permiano-Triássico, mas não são considerados, até o momento, coevos (WIGNALL & TWITCHETT, 1999). Talvez o anacronismo de sua deposição indique que este evento não foi uniforme em escala global (HORI, 2005).

Certamente estes eventos de anoxia-disoxia têm impacto na fauna e na flora dos mares em que ocorrem, mas as concentrações de oxigênio e gás carbônico da época não seriam capazes de provocar extinções em vertebrados, que também sofreram com a crise do final do Período Permiano (ENGOREN, 2004). O monóxido de carbono pode ser produzido através de metano, em condições favoráveis de temperatura, pressão e presença de vapor d'água. Grandes

concentrações de monóxido de carbono seriam letais para os vertebrados (ENGOREN, 2004), e evidências de altas concentrações de metano foram descritas para a interface Permiano-Triássico (YIN, et al., 2007).

Em contrapartida às teorias que atribuem o início do desequilíbrio biológico aos oceanos, PONOMARENKO (2006) sugere que a crise pode ter se iniciado nos continentes durante o Lopingiano, de forma discreta, causada por processos da biosfera e, em menor importância, talvez até por influências externas.

#### 4. Conclusões

É importante a exploração em busca de seções que registram a passagem Permiano-Triássico, especialmente as que tenham o registro fóssilífero completo da extinção em massa. Igualmente importante é a distribuição global destas seções, para que se possa avaliar a intensidade e os grupos afetados pela extinção em diversas partes do mundo. Seções como a de Çürük dağ, abundantes em microfósseis, são elementos importantes para que se estude em detalhes a existência de pulsos de extinção, além da determinação de bases bioestratigráficas para a correlação global da passagem Permiano-Triássico. Mais seções devem ter seu conteúdo micropaleontológico estudado, a fim de se mapear o avanço da extinção em escala global.

A correlação entre seções de diferentes partes do mundo podem ser facilitadas com o uso de geoquímica, palinórfos e microfósseis silicosos/carbonáticos. A investigação de rochas do limite Permiano-Triássico no Hemisfério Sul é importante para a compreensão da evolução dos processos de extinção, pois a literatura científica sobre este intervalo é abundante para o Hemisfério Norte, mas escassa para o Hemisfério Sul. O Brasil tem posição de destaque neste panorama, pois possui extensas bacias sedimentares com potencial para estudo. Desta forma será possível a elaboração de um panorama global para dinâmica de mudanças paleoambientais e, conseqüentemente, estes estudos trarão contribuições para o entendimento das crises da biosfera do final do Permiano.

## REFERÊNCIAS

- ALVAREZ, W. A.; O'CONNOR, D. The Permian-Triassic event: progress and doubts. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON CATASTROPHIC EVENTS AND MASS EXTINCTIONS: **Impacts and beyond**. 2000, Viena: abstract, n. 3086 p. 9-12.
- ARISTOV, D. S. The Fauna of Grylloblattid Insects (Grylloblattida) from the End of the Late Permian to the First Half of the Triassic. **Paleontological Journal**, v. 38, p. 514–521, 2004.
- BASU, A. R., PETAEV, M. I., POREDA, R. J., JACOBSEN, S. B.; BECKER, L. Chondritic Meteorite Fragments Associated with the Permian-Triassic Boundary in Antarctica. **Science**, v. 302, p. 1388-1392, 2003.

- BAUD A., LAUSANNE, MAGARITZ, M.; HOLSER, W. T. Permian-Triassic of the Tethys: Carbon isotope studies. **Geologische Rundschau**, v. 78 n. 2, p. 649-677, 1989.
- BENTON, M. J.; HARPER, D. A. T. **Basic Palaeontology**. England, ADDISON WESLEY LONGMAN, ESSEX, 1997.
- CHEN, Z. Q.; KAIHO, K. New ophiuroids from the Permian-Triassic boundary beds of South China. **Palaeontology**, v. 47 n. 5, p. 1301-1312. 2004.
- CHUMAKOV, N, M.; ZHARKOV, M. A. Climate during Permian-Triassic Biosphere Reorganizations, Article 1: Climate of the Early Permian. **Stratigraphy and Geological Correlation**, v. 10, n. 6, p. 586-602. 2002.
- CHUMAKOV, N, M.; ZHARKOV, M. A. Climate during the Permian-Triassic Biosphere Reorganizations. Article 2. Climate of the Late Permian and Early Triassic: General Inferences. **Stratigraphy and Geological Correlation**, v. 11, n. 4, p. 361-375. 2003.
- CLARK, D. L., WANG C. Y., ORTH, C. J.; GILMORE, J. S. Conodont survival and low iridium abundances across the Permian-Triassic boundary in South-China. **Science**, v. 233 n. 4767, p. 984-986, 1986.
- CRASQUIN-SOLEAU, S., RICHOSZ, S., MARCOUX, J., ANGIOLINI, L., NICORA, A., BAUD, A. Les événements de la limite Permien-Trias : derniers survivants et/ou premiers re-colonisateurs parmi les ostracodes du Taurus (Sud-Ouest de la Turquie). **Comptes Rendus Geoscience**, v. 334, p. 489-495. 2002.
- CRASQUIN-SOLEAU, S., MARCOUX, J., ANGIOLINI, L., RICHOSZ, S., NICORA, A., BAUD, A. & BERTHO, Y. A new ostracode fauna from the Permian-Triassic boundary in Turkey (Taurus, Antalya Nappes) **Micropaleontology**, v. 50, n. 3, p. 281-295. 2004.
- CRASQUIN-SOLEAU, S.; KERSHAW, S. Ostracod fauna from the Permian-Triassic boundary interval of South China (Huaying Mountains, eastern Sichuan Province): palaeoenvironmental significance. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 217 p. 131-141, 2005.
- CRASQUIN-SOLEAU, S., VASLET, D.; LE NINDRE. Ostracods as markers of the Permian/Triassic boundary in the Khuff Formation of Saudi Arabia. **Palaeontology**, v. 48, n. 4, p.853-868. 2005.
- CRASQUIN-SOLEAU, S., GALFETTI, T., BUCHER, H., KERSHAW, S.; FENA, Q. Ostracod recovery in the aftermath of the Permian-Triassic crisis: Palaeozoic-Mesozoic turnover. **Hydrobiologia**, v. 585, p.13-27, 2007.
- DE WEVER, P. O'DOGHERTY, L.; GORIČAN, Š. The plankton turnover at the Permo-Triassic boundary, emphasis on radiolarians. **Eclogae Geologicae Helvetiae**, v. 99, n. p. 49-62. 2006.
- DE WEVER, P., BOURDILLON-DE GRISSAC, C.; BECHENNEC, F. Permian to Cretaceous radiolarian biostratigraphic data from the Hawasina Complex, Oman Mountains. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 49 p. 225-238, 1990.
- DOLENEC, M. The Permian Triassic Boundary in the Karavanke Mountains (Brsnina section, Slovenia): The Ratio of Th/U as a Possible Indicator of Changing Redox Conditions at the P/T Transition. **Materials and Geoenvironment**, v. 52 n. 2, p. 437-445, 2005.
- ENGOREN, M. Vertebrate extinction across Permian-Triassic boundary in Karoo Basin, South Africa: Discussion. **GSA Bulletin**; v. 116, n. 9/10, p. 1294-1296, 2004.
- FARABEGOLI, E., PERRI, M. C. & POSENATO, R. Environmental and biotic changes across the Permian-Triassic boundary in western Tethys: The Bulla parastratotype, Italy. **Global and Planetary Change**, v. 55 n.109-135, 2007.
- FIO, K., SPANGENBERG, J. E., SREMAC, J., VLAHOVIC, I., VELIC, I.; MRINJEK, E. Geochemical evidence for environmental changes at the Permian-Triassic transition. In: **GOLDSCHMIDT CONFERENCE. Abstracts**. 2006, Croatia., p. A174.

- FORSTER, S. C.; WARRINGTON, G. Geochronology of the Carboniferous, Permian and Triassic. **Geological Society, London, Memoirs**, v. 10, p. 99-113, 1985.
- GATES, L. M., JAMES, N. P. & BEAUCHAMP, B. 2004. A glass ramp: shallow-water Permian spiculitic chert sedimentation, Sverdrup Basin, Arctic Canada. *Sedimentary Geology* 168:125-147.
- GRICE, K., FENTON, S., BÖTTCHER, M. E., TWITCHETT, R. J., SUMMONS, R. E.; GROSJEAN, E. The biogeochemical cycling of sulfur, carbon and nitrogen across the Permian-Triassic (P-Tr) Hovea-3 borehole (Western Australia) and Schuchert Dal Section (Eastern Greenland). In: **GOLDSCHMIDT CONFERENCE. Abstracts**. 2006. p. A218.
- GRICEA, K., TWITCHETT, R. J., ALEXANDER, R., FOSTERD, C. B., LOOY, C. A potential biomarker for the Permian–Triassic ecological crisis. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 236, p315-321, 2005.
- HAAS, J., DEMÉNY, A., HIPS, K., ZAJZON, N., WEISZBURG, T. G., SUDAR, M. & PÁLFY, J. Biotic and environmental changes in the Permian–Triassic boundary interval recorded on a western Tethyan ramp in the Bükk Mountains, Hungary. **Global and Planetary Change**, v. 55 p. 136-154, 2007.
- HE, W., SHI, G. R., FENG, Q., CAMPI, M. J., GU, S., BU, J., PENG, Y.; MENG, Y. Brachiopod miniaturization and its possible causes during the Permian–Triassic crisis in deep water environments, South China. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**. v. 252, p. 145–163, 2007.
- HELLER, F., HAIHONG, C., DOBSON, J.; HAAG, M. Permian-Triassic magnetostratigraphy - new results from South China. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 89, p. 281-295, 1995.
- HENDERSON, C. M., DUNN, L.; FOSSENIER, K. Pennsylvanian to Permian Belloy Formation and Lower Triassic Montney Formation of the Western Canada Sedimentary basin: Sequence Biostratigraphy, Paleogeography and Tectonics. **Rock the Foundation, Canadian Society of Petroleum Geologists**, p.113-1 a 113-3. 2001.
- HORI, R. Oceanic Anoxic Event recorded in the Permian /Triassic boundary sequence of bedded chert from Arrow Rocks, Southern Hemisphere. In. **Joint Meeting of Japan Earth and Planetary Sciences (JEPS), Abstracts**, 2005, Tóquio: n. 2, p. 1-104.
- INTERNATIONAL COMMISSION ON STRATIGRAPHY. International Stratigraphic Chart. Disponível em: <<http://www.stratigraphy.org/column.php?id=Chart/Time%20Scale>>. Acesso em: 10 jun 2011, 2009.
- ISHIGA, H., ISHIDA, K., DOZEN, K.; MUSASHINO, M. Geochemical characteristics of pelagic chert sequences across the Permian-Triassic boundary in southwest Japan. **Island Arc**, v. 5, n. 2, p.180-189, 1996.
- JIN, Y. G., WANG, Y., WANG, W., SHANG, Q. H., CAO, C. Q.; ERWIN, D. H. Pattern of Marine Mass Extinction Near the Permian-Triassic Boundary in South China. **Science**, v. 289, p. 432-436, 2000.
- KAIHO, K., CHEN, Z.-Q., KAWAHATA, H., KAJIWARA, Y.; SATO, H. Close-up of the end-Permian mass extinction horizon recorded in the Meishan section, South China: Sedimentary, elemental, and biotic characterization and a negative shift of sulfate sulfur isotope ratio. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 239 p. 396-405, 2006.
- KAKUWA, Y. Correlation between the bedded chert sequence of southwest Japan and  $\delta^{13}\text{C}$  excursion of carbonate sequence, and its significance to the Permian-Triassic mass extinction. **Island Arc**, v. 5 n. 2 p. 194–202, 1996.
- KAMO, S. L., CZAMANSKE, G. K., AMELIN, Y., FEDORENKO, V. A., DAVIS, D. W. ; TROFIMOV, V. R. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251Ma. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 214, p. 75-91, 2003.
- KERSHAW, S., LI, Y., CRASQUIN-SOLEAU, S., FENG, Q., MU, X., COLLIN, P.-Y., REYNOLDS, A.; GUO, L. Earliest Triassic microbialites in the South China block and other areas: controls on their growth and distribution. **Facies**, v. 53, p. 409-425, 2007.

- LEE, C. W. A review of platform sedimentation in the Early and Late Permian of Oman, with particular reference to the Oman Mountains. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 49, p. 39-47, 1990.
- LOZOVSKY, V. R. The Permian–Triassic boundary in the continental series of Eurasia. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 143, p. 273-283, 1998.
- MACLEOD, K. G., SMITH, R. M. H., KOCH, P. L.; WARD, P. D. Timing of mammal-like reptile extinctions across the Permian-Triassic boundary in South Africa. **Geology**, v. 28 n. 3, p. 227-230, 2000.
- MARQUEZ, E. J., AITCHISON, J. A. & ZAMORAS, L. R. 2006. Upper Permian to Middle Jurassic radiolarian assemblages of Busuanga and surrounding islands, Palawan, Philippines. **Eclogae geol. Helv.**, 99(1):101-125.
- MILLER, M. F. 2000. Benthic aquatic ecosystems across the Permian-Triassic transition: record from biogenic structures in fluvial sandstones, central Transantarctic Mountains. **Journal of African Earth Sciences**, 31(1):157-164.
- MIYAMOTO, Y., SAKAMOTO, K.; & MINGQING, W. 1997. Neutron activation analysis of Permian-Triassic boundary layer samples at the Selong Site in China. **Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry**, 216(2):183-190.
- MUNDIL, R., LUDWIG, K. R., METCALFE, I.; RENNE, P. R. 2004. Age and Timing of the Permian Mass Extinctions: U/Pb Dating of Closed-System Zircons. **Science**, 305:1760-1763.
- MUTTER, R. J., TOMASSI, H. Z., & DO CARMO, D. A. In pursuit of causes for the greatest mass extinction: the Permo-Triassic Boundary in the Southern Hemisphere – part II. **Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich**, 153(3/4): 81-91. 2008.
- NICOLL, R. S., METCALFE, I. & CHEG-YUAN, W. 2002. New species of the conodont Genus *Hindeodus* and the conodont biostratigraphy of the Permian-Triassic boundary interval. **Journal of Asian Earth Sciences**, 20:609-631.
- NÜTZEL, A.; SCHULBERT, C. 2005. Facies of two important Early Triassic gastropod lagerstätten: implications for diversity patterns in the aftermath of the end-Permian mass extinction. **Facies**, 51:480-500.
- OGG, J. G. The Triassic Period. In: F. M. GRADSTEIN, J. G. OGG; A. G. SMITH (Eds.) **A Geologic Time Scale 2004**. Cambridge: Cambridge University Press, 2004. Cap. 17, p. 271-306.
- ORCHARD, M. J. Conodont diversity and evolution through the latest Permian and Early Triassic upheavals. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**. v. 252 p. 93–117, 2007.
- PAYNE, J. L., LEHRMANN, D., WEI, J.; KNOLL, A. H. Early Triassic Recovery from the End-Permian Extinction on the Great Bank of Guizhou, Guizhou Province, China. In: American Association of Petroleum Geologists, **Annual Convention**, 2003, Salt Lake City: Abstracts, n. 1, p. 1-9.
- PONOMARENKO, A. G.; SHCHERBAKOV, D. E. 2004. New Lacewings (Neuroptera) from the Terminal Permian and Basal Triassic of Siberia. **Paleontological Journal**, v. 38, n. 2, p. 197-203.
- PONOMARENKO, A. G. Beetles (Insecta, Coleoptera) of the Late Permian and Early Triassic. **Paleontological Journal**, v. 38, n. 2, p. 185-196, 2004.
- PONOMARENKO, A. G. Changes in terrestrial biota before the Permian-Triassic ecological crisis. **Paleontological Journal**, v. 40, n. 4, p. 468-474, 2006.
- RABU, D., LE METOUR, J., BECHENNEC, T. F., BEURRIER, M., VILLEY, M.; DE GRISSAC, C. B.-J. Sedimentary aspects of the Eo-Alpine cycle on the northeast edge of the Arabian Platform (Oman Mountains). **Geological Society of London, Special Publications**, v. 49, p. 49-68, 1990.

- SCHUBERT, J. K.; BOTTJER, D. J. Aftermath of the Permian-Triassic mass extinction event: Paleocology of Lower Triassic carbonates in the western USA. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 116, p. 1-39, 1995.
- SHUKLA, A. D., BHANDARI, N. & SHUKLA, P. N. 2001. Permian-Triassic transitional environment in Spiti Valley, Himalayas, India. INTERNATIONAL CONFERENCE ON CATASTROPHIC EVENTS AND MASS EXTINCTIONS. **Impacts and Beyond**, 2000, Vienna: abstract n.3030. p. 3-12.
- SIMÕES, M. G.; TORELLO, F. F. Modelo de tafofácies para os moluscos bivalves do Grupo Passa Dois (formações Serra Alta, Teresina e Corumbataí), Permiano Superior, bacia do Paraná, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 33, n. 4, p. 371-380, 2003.
- TONG, J., ZHANG, S., ZUO, J.; XIONG, X. Events during Early Triassic recovery from the end-Permian extinction. **Global and Planetary Change**, v. 55 p. 66-80, 2007.
- TWITCHETT, R. J. Incompleteness of the Permian-Triassic fossil record: a consequence of productivity decline?. **Geological Journal**, v. 36, n.3-4, p. 341-353, 2001.
- VAJDA, V.; MCLOUGHLIN, S. Extinction and recovery patterns of the vegetation across the Cretaceous–Palaeogene boundary — a tool for unraveling the causes of the end-Permian mass-extinction. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 144, p. 99–112, 2007.
- VAN DONINCK, K., SCHO, I., MAES, F., DE BRUYN, L.; MARTENS, K. Ecological strategies in the ancient asexual animal group Darwinulidae (Crustacea, Ostracoda). **Biology**, v. 48, p. 1285-1294, 2003.
- VEEVERS, J. J.; TEWARI, R. C. Permian-Carboniferous and Permian-Triassic magmatism in the rift zone bordering the Tethyan margin of southern Pangea. **Geology**, v. 23, n. 5, p. 467-470, 1995.
- VERMA, H. C., UPADHYAY, C., TRIPATHI, R. P., SHUKLA, A. D.; BHANDARI, N. Evidence of Impact at the Permian/Triassic Boundary from Mössbauer Spectroscopy. **Hyperfine Interactions**, v. 141-142 p. 357-360, 2002.
- WIGNALL, P. B.; NEWTON, R. Contrasting Deep-water Records from the Upper Permian and Lower Triassic of South Tibet and British Columbia: Evidence for a Diachronous Mass Extinction. **Palaios**, v.18 p. 153–167, 2003.
- WIGNALL, P. B.; TWITCHETT, R. J. Unusual intraclastic limestones in Lower Triassic carbonates and their bearing on the aftermath of the end-Permian mass extinction. **Sedimentology**, v. 46 p. 303-316, 1999
- XIE, S., PANCOST, R. D., YIN, H., WANG, H.; EVERSLED, R. P. Two episodes of microbial change coupled with Permo/Triassic faunal mass extinction. **Nature**, v. 434 p. 494-497, 2005.
- YIN, H., FENG, Q., BAUD, A., XIE, S., BENTON, M. J., LAI, X.; BOTTJER, D. J. The prelude of the end-Permian mass extinction predates a postulated bolide impact. **International Journal of Earth Sciences**, v. 96, n. 5, p. 903-909, 2006.
- YIN, H., FENG, Q., LAI, X., BAUD, A.; TONG, J. The protracted Permo-Triassic crisis and multi-episode extinction around the Permian–Triassic boundary. **Global and Planetary Change**, v. 55 p. 1-20, 2007.
- ZHARKOV, M. A.; CHUMAKOV, N. M. Paleogeography and Sedimentation Settings during Permian-Triassic Reorganizations in Biosphere. **Stratigraphy and Geological Correlation**. v. 9, n. 4. p. 340-363, 2001.

## Autores

---

### *Henrique Zimmermann Tomassi*

**A**tualmente é professor universitário lecionando Geologia e Paleontologia na Universidade Universidade Paulista (UNIP) e trabalha como assistente de curadoria do Museu de Geociências da Universidade de Brasília (UnB). Concluiu seu mestrado em paleontologia paleontologia (2009), estudando a fauna de ostracodes do Permiano da bacia do Paraná, pela Universidade de Brasília. Possui graduação em Geologia pela Universidade de Brasília (2006). Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Paleontologia Estratigráfica, atuando principalmente nos temas de paleontologia de ostracodes, extinção em massa do limite Permiano-Triássico na bacia do Paraná. Tem trabalhos sobre o ostracodes do Cretáceo das bacias Sanfranciscana e de Santos. É membro da Sociedade Brasileira de Paleontologia (SBP). Para ver amostras de sua produção, acesse <http://sites.google.com/site/HZTomassi>

---

### *Cláudio Magalhães de Almeida*

**P**ossui graduação em Biologia pela Pontifícia Universidade Católica de Goiás (2000), mestrado mestrado e doutorado em Geologia pela Universidade de Brasília/UnB. Atualmente é docente de ensino superior da Universidade Estadual de Goiás/UEG e pesquisador colaborador do IG/UnB. Tem experiência em taxionomia de ostracodes fosseis, atuando principalmente nos seguintes temas: bioestratigrafia e paleoecologia. Também possui experiência em curadoria de microfosséis carbonaticos.