



HAL
open science

Paléobiodiversité des ostracodes à la limite Permien moyen - Permien supérieur

Sindbad Zazzali

► **To cite this version:**

Sindbad Zazzali. Paléobiodiversité des ostracodes à la limite Permien moyen - Permien supérieur. Paléontologie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2016. Français. NNT : 2016PA066111 . tel-01391472

HAL Id: tel-01391472

<https://theses.hal.science/tel-01391472>

Submitted on 3 Nov 2016

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université Pierre et Marie Curie

École doctorale Géosciences, ressources naturelles et environnement (ED 398)

Centre de recherche sur la paléobiodiversité et les paléoenvironnements (CR2P) UMR7207

Paléobiodiversité des ostracodes à la limite Permien moyen - Permien supérieur

Par Sindbad ZAZZALI

Thèse de doctorat de Micropaléontologie

Dirigée par Sylvie CRASQUIN

Présentée et soutenue publiquement le 7 avril 2016

Devant un jury composé de :

Catherine CRONIER (Maitre de Conférences, Université Lille 1, Lille) Rapporteur

David J. HORNE (Professeur, Queen Mary University, Londres) Rapporteur

Gaël CLEMENT (Professeur, Muséum National d'Histoire naturelle, Paris) Examineur

Ewa OLEMPKA (Chercheur, Académie des Sciences de Pologne, Varsovie) Examinatrice

Loïc VILLIER (Professeur, Université Pierre et Marie Curie, Paris) Examineur

Sylvie CRASQUIN (CNRS, Université Pierre et Marie Curie, Paris) Directrice de thèse

Remerciements

En premier lieu, je souhaite remercier Mme Catherine Crônier (Université Lille 1) et M. David J. Horne (Queen Mary University) d'avoir accepté d'être rapporteur de mon travail, ainsi que M. Gaël Clément (Muséum National d'Histoire naturelle), Mme Ewa Olempska (Académie des Sciences de Pologne) et M. Loïc Villier (Université Pierre et Marie Curie) d'avoir accepté de faire partie de mon jury de thèse.

J'adresse mes remerciements à Sylvie Crasquin, pour m'avoir accueilli au sein du laboratoire et m'avoir permis de réaliser ce travail de thèse.

Un grand merci également :

- ❖ à Loïc Villier pour l'aide précieuse qu'il m'a apporté lors ce travail et le temps qu'il m'a si généreusement consacré.
- ❖ à Delphine (et sa tribu : Nicolas et Paul), Isabelle K., Isabelle R., Jérémie, Joane, Laurent, Marie-Béatrice, Raquel et Slah, pour leur aide et leurs conseils tout au long de ma thèse, de la préparation des T.D. de L1 à l'ultime phase de rédaction de mon manuscrit.
- ❖ à tous mes autres collègues : Bérengère, Carine, Dominique, Edwige, Elise, Elsa, Éric, Fatima, Franck, Johann, Marc, Oana, Romain, Sylvain, Sylvia, Valentin, Valery et Xiao pour l'ambiance chaleureuse qui a régné dans le laboratoire.
- ❖ à Alexandre Lethiers pour sa disponibilité et son efficacité dans la réalisation des nombreuses illustrations produites durant ces trois années et notamment celles présentes dans ce manuscrit.
- ❖ à Martine Fordant pour son aide dans la préparation de mon matériel d'étude.
- ❖ à Isabelle Bauwe pour sa bonne humeur et son efficacité dans la gestion des salles de TD et de soutenance.
- ❖ à Yann Espona pour son aide dans la résolution des soucis informatiques ayant jalonné ces trois années.
- ❖ à Anisong Chitnarin et Yuan Aihua pour leur aide lors des phases d'identification.
- ❖ à l'école doctorale GRNE (ED398) pour le financement de ma bourse de thèse.
- ❖ au « Chinese 111 program » du Ministère Chinois de l'Éducation pour le financement de la mission de terrain réalisée en Chine du Sud en novembre 2012.
- ❖ à mes amis : Arthur et Antonin, Ayoub, Duc Tri, Florian et Rébecca, Louis, Jérémie et Fanny, Marion, Mayya, Rémi et Clara, Vincent et Judith, Aïsha, Aude, Nina, Quentin, Rémi, Tiphaine et Léonard, Jonathan, Peter, Pauline, Johan et Stanley, Zoraïde, Clément et Lili, Gérard et Nathalie, Valentine, Maryse, Maud, Cécile, Mehdi, Amin, Yanis, Aïda et Anouar, Giovanni, Jessica, Luca, Chiara et Clélia, Benoit et Fanny, Alicia et Pierre, Alexis, Cécile, Kheira, Masner, Marie, Cédric, Etienne, Hugo, Christophe, Léo et tous les autres bénévoles de la CRF du 19^{ème}.

Une pensée pour ma famille, mes parents, mon frère, ma sœur (et Ghana). Merci pour votre confiance et l'intérêt que vous avez toujours porté à chacun de mes projets.

Je remercie enfin Anaëlle, maintenant Dr. Soulebeau, pour son amour, son dévouement et pour le soutien sans faille qu'elle m'a apporté durant ces trois années. Merci d'avoir toujours cru en moi.

Résumé

Les ostracodes, microcrustacés (Arthropoda), sont relativement abondants dans les archives paléontologiques. Sensibles aux variations paléoenvironnementales, la composition des assemblages et leur diversité sont d'excellents marqueurs des changements qui affectent le benthos marin, néritique. Leur diversité est connue pour être fortement affectée par la crise biologique marquant la limite Permien-Trias, mais leur histoire à la fin du Permien moyen reste peu documentée.

Près de 10 Ma avant la limite Permien-Trias, à la fin du Permien moyen, un important épisode d'extinction intervient, préfigurant le déclin de la biodiversité à la fin du Paléozoïque.

L'étude systématique des échantillons prélevés le long des coupes de Chaotian (province du Sichuan, Chine) et de Penglaitan (province du Guangxi, Chine) a permis l'identification de 115 espèces d'ostracodes, dont 7 nouvelles. Le travail réalisé sur ces coupes constitue la toute première étude des événements de la fin du Permien moyen et du début du Permien supérieur s'appuyant sur l'observation des assemblages d'ostracodes.

L'état de conservation des carapaces d'ostracode, étudié lors de ce travail, enregistre les effets de la fin d'un épisode de régression et le début d'un épisode de transgression au sommet du Permien moyen à Penglaitan. Les résultats s'avèrent en accord avec les données lithologiques et paléontologiques présentées dans la littérature, un modèle de reconstitution paléoenvironnementale basé sur les données de préservation des ostracodes est proposé.

Une analyse critique de la qualité du jeu de données a permis d'évaluer l'influence des biais d'échantillonnage sur la représentativité du matériel fossile dans les études sur la paléobiodiversité et la paléoécologie. Les biais peuvent être corrigés par un traitement méthodologique approprié qui rend valide la comparaison des données de biodiversité. La richesse générique et spécifique décroît sensiblement au cours du Capitanien. Le passage du Permien moyen au Permien supérieur enregistre une augmentation de la richesse spécifique, malgré une faible diversité générique. L'ordre des Palaeocopida apparaît ici affecté par une baisse de diversité générique et spécifique au Wuchiapingien inférieur. Si ces résultats ne permettent pas pour l'instant de caractériser un événement global de renouvellement des communautés d'ostracodes, l'étude de matériel fossile provenant d'autres régions du monde permettra de définir l'ampleur des phénomènes observés.

Abstract

Ostracods, microcrustaceans (Arthropoda), are quite abundant in the fossil record. Highly dependent to palaeoenvironmental conditions, their diversity and the assemblages' composition are good indicators of changes affecting neritic marine benthos. Ostracods are known to be deeply affected by the Permian-Triassic crisis, but their history is poorly documented for the end of Middle Permian.

About 10 My before the Permian-Triassic boundary, the end of Middle Permian is characterized by a major extinction episode, which could be the first step of end-Palaeozoic biodiversity drop.

Systematic study carried out on Chaotian section (Sichuan Province, P.R. China) and the Penglaitan section (Guangxi Province, P.R. China) samples allowed the identification of 115 species, including seven new species. The work carried out on these two sections provides the first study of end-Middle Permian extinction event, based on the observation of ostracod assemblages.

Study of carapace preservation at Penglaitan section, highlighted the end of a regression phase and the beginning of a transgression phase at the top of Middle Permian. These results are relevant with lithologic and palaeontological data from literature. Thus, a palaeoenvironmental reconstruction model has been proposed, based on ostracod preservation data.

An estimation of sampling bias consequences on fossil dataset representativeness in palaeobiodiversity and palaeoecology studies was realised. These biases could be corrected by an appropriate methodology allowing comparisons of biodiversity datum.

Biodiversity data reveals a decrease of generic and specific richness during Capitanian. Specific richness increased passing the Middle-Upper Permian boundary. Palaeocopida order seems here affected by a generic and specific richness decline at basal Wuchiapingian. If these results do not allow for the time being to characterize a global ostracod turnover, further studies on material from other regions in the world will allow defining the extent of the observed phenomena.

Sommaire

INTRODUCTION	11
I. Contexte de l'étude	14
A. La limite Permien moyen-Permien supérieur	14
B. Contexte paléogéographique et paléoclimatique	16
C. La crise biologique de la fin du Permien moyen	21
D. Causes potentielles de la crise Permien moyen - Permien supérieur	27
II. Cadre du projet	31
PARTIE I. Cadre et matériel d'étude	33
Chapitre I. Cadre géologique de l'étude	35
I. La coupe de Chaotian	35
A. Contexte géologique	36
B. Études antérieures	37
II. La coupe de Penglaitan (GSSP)	46
A. Contexte géologique	47
B. Études antérieures	50
C. Évolution des assemblages paléontologiques	56
Chapitre II. Matériel et méthodes	59
I. Les ostracodes	59
A. Reproduction, ontogénie et dimorphisme	60
B. Écologie et paléoécologie :	61
C. Outils de description	65
D. Les ostracodes au Paléozoïque	68
II. Méthodes d'extraction et d'étude du matériel fossile	70
A. Dégagement du matériel fossile : traitement chimique des échantillons	70
B. Isolement et étude du matériel fossile	71
III. Matériel étudié	72
A. Chaotian	72
B. Penglaitan	74
PARTIE II. Systématique	77
Chapitre III. Systématique des ostracodes	79
I. Species list	81
II. Abbreviations	84
III. Systematic palaeontology	84

IV. Stratigraphic distribution of ostracods at the GLB	178
A. Chaotian section	178
B. Penglaitan section	180
V. Plates	182
PARTIE III. Comment considérer les biais des archives paléontologiques dans la reconstitution des paléoenvironnements et de l'histoire de la biodiversité des ostracodes ? Analyse critique des données de la coupe de Penglaitan (GSSP)	231
Chapitre IV. Processus taphonomiques, indicateurs des paléoenvironnements	233
Introduction	233
I. Impact des processus taphonomiques sur les archives paléontologiques	234
A. Signatures des processus taphonomiques	234
B. Taphonomie des ostracodes : une synthèse	239
II. Taphonomie comparative des ostracodes de la coupe de Penglaitan	242
A. Paramètres étudiés	242
B. Méthodes utilisées	246
C. Résultats	247
III. Discussion	259
A. Évolution des conditions paléoenvironnementales	259
B. Apports des données taphonomiques	266
Conclusion	270
Chapitre V. Dépendance des données de biodiversité aux paramètres d'échantillonnage	271
Introduction	271
I. Matériel et méthodes	272
A. Biais taxonomiques et estimations de la biodiversité	272
B. Indices utilisés et méthodes d'analyses des données	273
C. Modèle d'interprétation des indices de diversité	278
II. Résultats	283
A. Indices de diversité	283
B. Recommandations pour les futurs protocoles d'échantillonnages	291
C. Réduire la résolution taxonomique et temporelle pour donner plus de sens aux interprétations des signaux de paléobiodiversité	292
Conclusion	299
Chapitre VI. Paléobiodiversité des ostracodes de la coupe de Penglaitan	301
Introduction	301
I. Données de biodiversité	301
II. Interprétations	302

III. Discussion	303
Conclusion	304
PARTIE IV. Les ostracodes face à la crise de la fin du Permien moyen	307
Chapitre VII. Histoire de la paléobiodiversité des ostracodes à la GLB	309
Introduction	309
I. Paléobiodiversité à la GLB	309
A. Matériel et méthode	309
B. Résultats	313
C. Discussion	317
II. Disparitions locales ou extinctions globales	318
A. Distribution des genres	318
B. Diversité au sein des ordres d'ostracodes	321
Conclusion	325
CONCLUSION ET PERSPECTIVES	327
BIBLIOGRAPHIE	333
ANNEXES	359

INTRODUCTION

Introduction

Au Phanérozoïque, l'histoire de la biodiversité a été ponctuée de nombreuses crises biologiques d'échelles et d'ampleurs variables, amenant à des modifications plus ou moins importantes de la biosphère (Alroy *et al.* 2008). Parmi ces événements ont pu être recensées cinq crises majeures ayant eu des répercussions à l'échelle globale. Le plus important de ces cataclysmes définit la limite entre l'ère Paléozoïque et l'ère Mésozoïque, datée à $252,17 \pm 0,06$ Millions d'années (limite Permien-Trias ou PTB, International Chronostratigraphic chart 2015). Cet épisode de crise, étudié à partir de données fossiles essentiellement d'origine marine, est caractérisé par la disparition de plus de 50% des familles et 90% des espèces marines (Sepkoski 1984 ; Lethiers, 1998 ; Payne & Clapham 2012). Si les causes de cet événement d'extinction de masse sont encore discutées, l'hypothèse d'une combinaison de plusieurs événements géologiques et facteurs environnementaux semble aujourd'hui faire consensus. L'importante régression marine enregistrée au Permien supérieur (Haq & Schutter 2008) suivie d'un événement global d'anoxie des eaux (Bond & Wignall 2010) et l'intense activité volcanique des Trapps de Sibérie (Svensen *et al.* 2009), seraient ainsi à l'origine de la transition entre les faunes typiques du Paléozoïque et les faunes dites « modernes », au niveau de la PTB.

Comme de nombreux groupes, les ostracodes sont affectés par les événements de la PTB, présentant des taux d'extinctions spécifiques variant de 74 à 100% suivant les régions et le contexte paléoenvironnemental (Crasquin & Forel 2014). Les ostracodes survivent cependant à la crise. Leur diversité est néanmoins caractérisée par une abondance très variable et une richesse faible au Trias inférieur. Les derniers représentants des faunes typiques du Paléozoïque sont retrouvés à la base du Trias moyen (Forel & Crasquin 2011). La récupération des faunes d'ostracodes débute au sommet du Trias inférieur (Crasquin & Forel 2014) mais la diversité ne retrouve les niveaux de la fin du Paléozoïque qu'au Trias supérieur (Forel 2015).

Depuis le milieu des années 1990, divers travaux, basés sur l'étude de plusieurs groupes, notamment marins, ont mis en évidence d'importantes modifications faunistiques aux abords de la limite Permien moyen – Permien supérieur (« Guadalupian-Lopingian boundary », GLB). Cet épisode d'extinction, précédant celui de la PTB de plusieurs millions d'années, pourrait marquer la première étape du déclin de la biodiversité observé à la fin du Phanérozoïque (Yin *et al.* 2007).

I. Contexte de l'étude

A. La limite Permien moyen-Permien supérieur

Le Permien (Figure 1) constitue la dernière période de l'ère Paléozoïque. La limite inférieure du Permien fut initialement proposée par Ruzhenzev (1954), sur la base de l'apparition de plusieurs familles d'ammonoïdés, en Russie. La stratigraphie du Permien a été entièrement redéfinie avec la définition de stratotypes de limites entre les étages (« global stratotype section and point », GSSP). Les GSSP des différentes limites d'époques et étages du Permien sont tous définis par l'apparition (FAD, « first appearance datum ») d'espèces de conodontes. La base du Permien, telle qu'entendue aujourd'hui, est ainsi défini par la FAD du conodonte *Streptognathodus isolatus* Chernykh, Ritter & Wardlaw, 1996 au niveau de la coupe Aidaralash, au nord du Kazakhstan (Davydov *et al.* 1998), et est datée à $298,9 \pm 0,15$ Millions d'années (Ma ; International Chronostratigraphic chart 2015).

Le Permien moyen est nommé Guadalupien en référence aux montagnes Guadalupe (à l'ouest du Texas, États-Unis). Le GSSP définissant la base du Guadalupien et du Roadien, ratifié en 2001, est localisé au sein de la coupe de Stratotype Canyon (Texas, États-Unis ; Glenister *et al.* 1999). Le Permien moyen est subdivisé en trois étages distincts dont les GSSP sont tous situés au sein du Guadalupe Natural Park (Texas, États-Unis) : le Roadien, le Wordien et le Capitanien, dans l'ordre stratigraphique. La base du Capitanien, ratifiée en 2001, est définie par la FAD du conodonte *Jinogondolella postserrata* (Behnken, 1975) au niveau de la coupe de Nipple Hill (Guadalupe Natural Park, Texas, États-Unis, Glenister *et al.* 1999) et datée à $265,1 \pm 0,4$ Ma (International Chronostratigraphic chart 2015).

Système	Série		Étage
Permien	Supérieur	Lopingien	Changhsingien
			Wuchiapingien
	Moyen	Guadalupien	Capitanien
			Wordien
			Roadien
	Inférieur	Cisuralien	Kungurien
			Artinskien
			Sakmarien
			Assélien

GLB
 (259,8±0,4 Ma)

Figure 1 : Subdivisions du Permien moyen et supérieur. GLB : Limite Permien moyen-Permien supérieur (« Guadalupian-Lopingian boundary »)

Le Permien supérieur, nommé Lopingien (Huang 1932) est subdivisé en deux étages : le Wuchiapingien et le Changhsingien dans l'ordre stratigraphique. La limite Permien moyen-Permien supérieur, ou limite Guadalupien-Lopingien (GLB), marque donc le passage du Capitanien au Wuchiapingien (Figure 1). Elle est définie par la FAD du conodonte *Clarkina postbitteri postbitteri* Mei & Wardlaw, 1994 (in Jin *et al.* 2006, Figure 2) au niveau de la coupe de Penglaitan (GSSP, province du Guangxi, Chine du Sud, Figure 3) et datée à $259,8 \pm 0,4$ Ma (International Chronostratigraphic chart 2015). Les conodontes sont donc utilisés comme les marqueurs biostratigraphiques principaux pour la datation des formations sédimentaires permienues et *a fortiori* aux alentours de la GLB. Ainsi, le Capitanien et le Wuchiapingien sont chacun divisés en 7 zones à conodontes (Figure 2). Le groupe des fusulines est aussi communément utilisé, bien que ne permettant pas une résolution temporelle aussi fine.

		CONODONT ZONES		FUSULINID ZONES		
PERMIAN	Lopingian	Wuchiapingian	<i>Clarkina orientalis</i>	<i>Palaeofusulina</i> spp.	Heshan Formation	
			<i>C. transcaucasia</i>			
			<i>C. guangyuanensis</i>			
			<i>C. leveni</i>			
			<i>C. asymmetrica</i>			
			<i>C. dukouensis</i>			
			<i>C. postbitteri postbitteri</i>			
	Guadalupian	Capitanian	<i>C. postbitteri hongshuiensis</i>	<i>Codonofusiella</i> <i>kueichowensis</i>		Lajin Limestone
			<i>Jinogondolella granti</i>	<i>Lantschichites minima</i>		
			<i>J. xuanhanensis</i>	<i>Metadoliolina</i> - <i>Yabeina gubleri</i>		Maokou Formation
			<i>J. prexuanhanensis</i>			
			<i>J. altudaensis</i>			
			<i>J. shannoni</i>			
			<i>J. postserrata</i>			

Figure 2 : Charte stratigraphique de l'intervalle Permien moyen–Permien supérieur présentant les zones à conodontes et fusulines ainsi que les formations sédimentaires correspondantes au niveau du GSSP (Penglaitan, Chine du Sud). C. : *Clarkina*, J. : *Jinogondolella*. D'après Wignall *et al.* (2009a).

Si des formations sédimentaires capitaniennes et/ou wuchiapingiennes sont retrouvées dans diverses localités à travers le monde (États-Unis, Japon, Iran, Grèce, Pakistan, Australie, Chine), très peu d'affleurements présentent un enregistrement continu de la transition Permien moyen-Permien supérieur. Les coupes géologiques les plus complètes, les plus nombreuses, et les mieux étudiées enregistrant la GLB se trouvent en Chine du Sud. Le travail sur les faunes d'ostracodes réalisé durant cette thèse s'appuie donc sur l'étude de deux coupes provenant de cette région, la coupe de Chaotian (province du Sichuan, Chine) et la coupe de Penglaitan (GSSP, province du Guangxi, Chine).

B. Contexte paléogéographique et paléoclimatique

1. Paléogéographie

Plusieurs modèles de reconstitution paléogéographique sont encore aujourd'hui débattus (Pangée A, Wegener 1912 ; Pangée B, Irving 1977). L'intégration, depuis le milieu des années 1980, de données concernant la formation de l'actuel continent asiatique a grandement contribué à l'évolution de ces modèles pour la reconstitution de la partie Est de la Pangée (Metcalf 1994, 1998). Le modèle de Pangée décrit par Scotese & Langford (1995) pour le Permien, dérivé du modèle de Pangée A de Wegener et récemment modifié (Golonka *et al.* 2002 ; Berra & Anglioni 2014) est aujourd'hui largement utilisé. Les sites étudiés dans de ce travail se situaient sur le bloc de Chine du Sud. La position et l'orientation du Bloc de Chine du Sud n'évoluant que peu au cours du Permien, la reconstitution du Permien supérieur (Figure 3) illustre relativement bien les conditions associées à la GLB (Isozaki *et al.* 2008 ; Saitoh *et al.* 2013a, 2014).

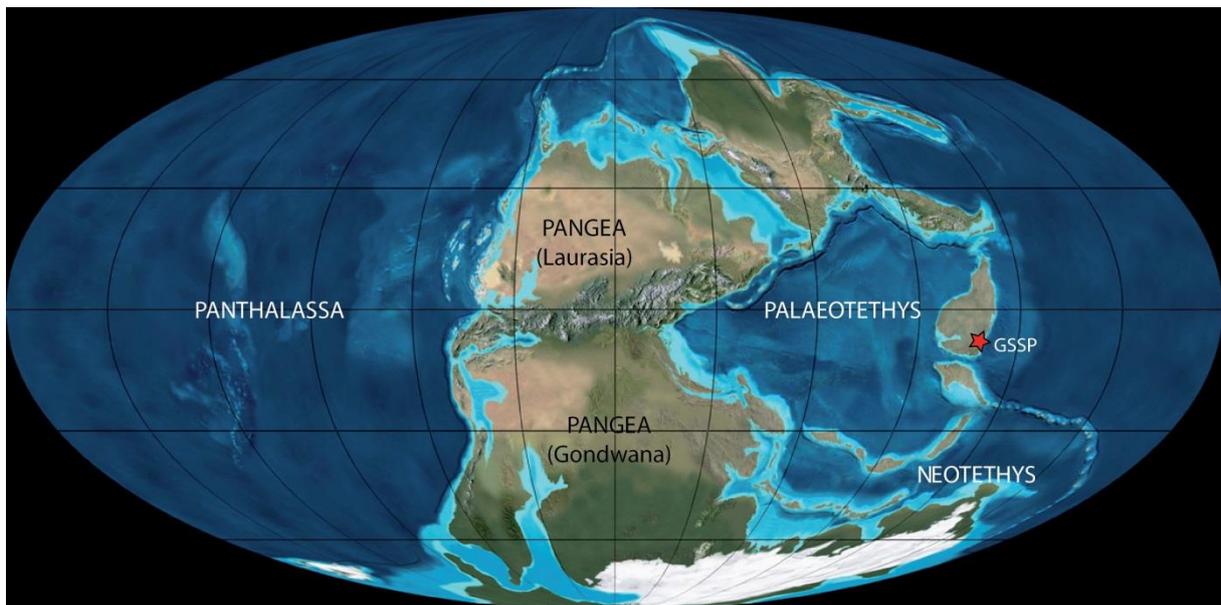


Figure 3 : Carte palinspastique du Permien supérieur. GSSP : coupe de Penglaitan (Chine du Sud).

Image modifiée d'après <http://cpgeosystems.com/280moll.jpg>.

À la fin du Permien, l'ensemble des masses continentales est réuni en un unique supercontinent, la Pangée (Scotese & Langford 1995). Ce supercontinent est entouré par un immense océan, la Panthalassa (Figure 3). La partie nord de la Pangée (Laurasia) est constituée de l'actuelle Amérique du Nord, du Groenland, de l'Europe et de la Sibérie. La

partie sud (Gondwana) regroupe l'actuelle Amérique du sud, l'Afrique, l'Inde, l'Australie et l'Antarctique. La démarcation entre Laurasia et Gondwana est matérialisée par la présence de l'océan Paléo-Téthys, délimité à l'est par plusieurs blocs continentaux en position insulaire : celui de Chine du Nord, de Chine de Sud, du Japon ou encore d'Indochine. Au sud, cet océan est délimité par le bloc Cimmérien, constitué de plusieurs unités correspondant à l'actuel nord et centre de l'Iran, la Turquie, l'Afghanistan, la Malaisie et le Tibet. L'ouverture de l'océan Néo-Téthys au sud de bloc Cimmérien, initiée à la fin du Carbonifère (Scotese & Langford 1995), induit la fermeture progressive de la Paléo-Téthys.

2. Paléoenvironnement

a. Climat

La transition entre le Carbonifère et le Permien est marquée par une alternance importante de phases glaciaires et interglaciaires (Fielding *et al.* 2008). Le climat au cours du Permien s'inscrit cependant dans une tendance globale au réchauffement (Veizer *et al.* 2000). Ainsi, les derniers indices de la présence de calottes glaciaires ont été retrouvés au sein de formations sédimentaires datées du Capitanien en Australie (Fielding *et al.* 2008). La terre serait donc exempte de calottes glaciaires continentales au Permien supérieur (Lethiers 1998). Veizer *et al.* (2000) décrivent néanmoins, à plus court terme, une importante excursion positive du $\delta^{18}\text{O}$ (Figure 4), dans la seconde moitié du Permien, qui pourrait être interprétée comme le signe d'un refroidissement temporaire du climat.

Les travaux menés par Isozaki *et al.* (2007a, b, 2009, 2011) ont mis en évidence une importante excursion du $\delta^{13}\text{C}$ au cours du Capitanien (Figure 5). Cette excursion positive, tout d'abord uniquement identifiée à Kamura au Japon dans des sédiments marins déposés au niveau de paléo-atolls panthalassiques, a par la suite été reconnue en Croatie (montagne de Velebit), dans des sédiments marins déposés sur la marge occidentale de la Paléo-Téthys (Isozaki *et al.* 2011).

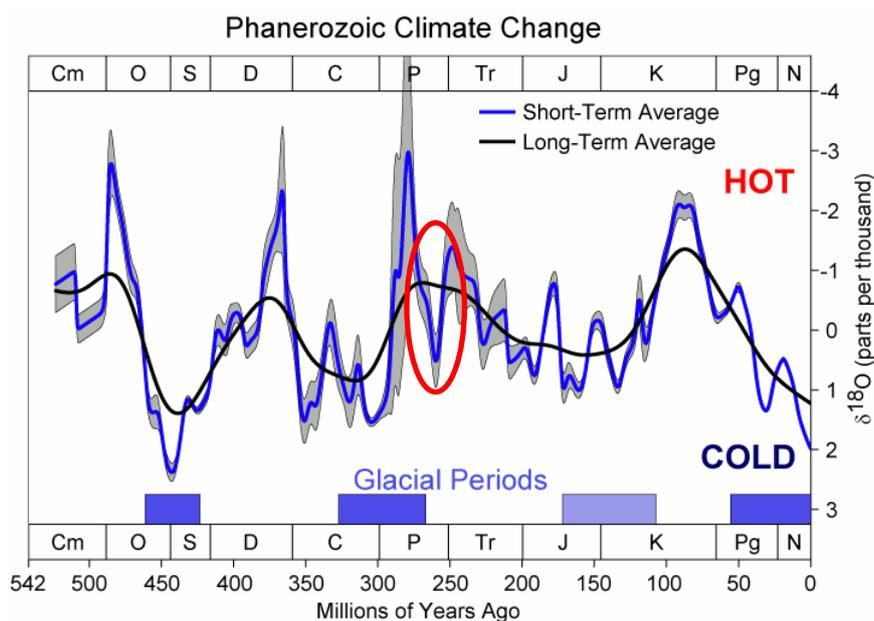


Figure 4: Diagramme représentant les variations du $\delta^{18}\text{O}$ au cours du Phanérozoïque (Image issue de <http://www.globalwarmingart.com> ; simplifiée d'après Veizer *et al.* 2000).

Cet événement, caractérisé par des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ supérieures à 5‰, a pu être mis en corrélation avec d'autres valeurs élevées, bien que sporadiques, du $\delta^{13}\text{C}$, enregistrées dans des sédiments marins notamment au Texas (Korte *et al.* 2005), au Groenland (Scholle *et al.* 1991 in Isozaki *et al.* 2011) et au Spitzberg (Mii *et al.* 1997). Ce phénomène d'excursion positive a été interprété comme la résultante d'une augmentation de la production primaire au Capitanien (Isozaki *et al.* 2007a, b). Une telle explosion de la productivité primaire, dont certains indices ont été mis en évidence au Capitanien supérieur en Chine du Sud (Ma *et al.* 2008), n'aurait pu se mettre en place qu'à la suite d'un épisode de refroidissement du climat, ce dernier ayant engendré une intensification des courants océaniques et ainsi une augmentation des flux de nutriments (Isozaki *et al.* 2007a, b, 2011). Isozaki *et al.* interprètent donc l'évolution des valeurs mesurées du $\delta^{13}\text{C}$ comme indirectement révélatrice d'un événement de refroidissement climatique, qu'ils nomment « Kamura cooling event ». La large répartition paléogéographique des sites enregistrant ces anomalies du $\delta^{13}\text{C}$ démontre, d'après les auteurs, la nature globale du « Kamura cooling event ». Le Capitanien correspondant à un intervalle d'environ 5 Ma (265,8 Ma-260,4 Ma, Isozaki *et al.* 2007c), la durée de la phase de refroidissement est évaluée entre 3 et 4 Ma.

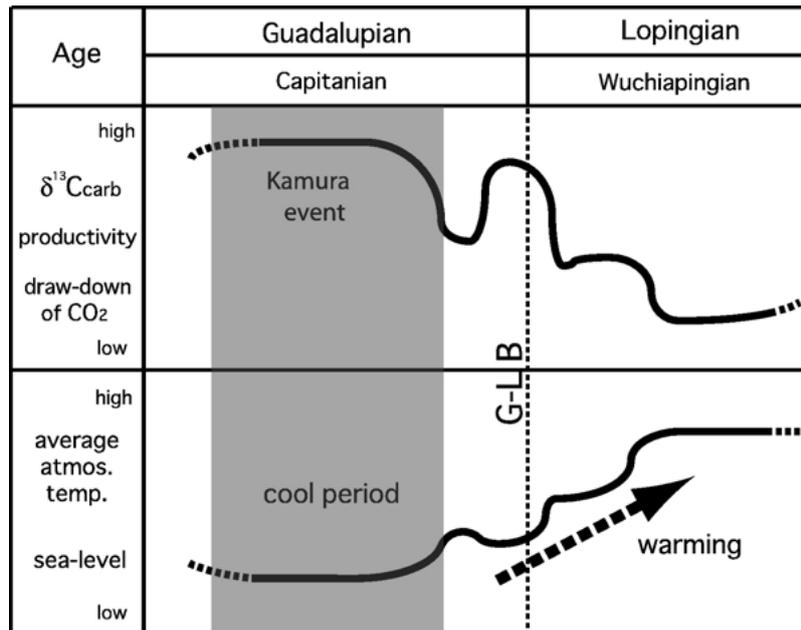


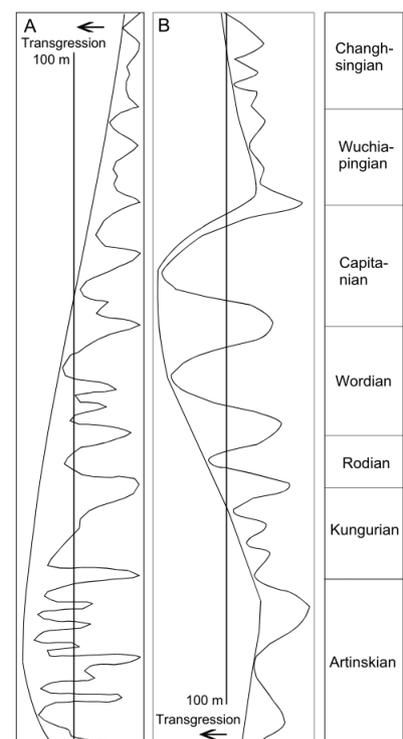
Figure 5 : Schéma illustrant des variations du $\delta^{13}\text{C}$ au Capitanien et au Wuchiapingien. Extrait d'Isozaki *et al.* (2007b).

b. Niveau marin

À l'échelle globale, le Permien semble caractérisé par une nette tendance à la baisse du niveau eustatique (Figure 6A, Ross & Ross 1995 ; Haq & Schutter 2008). Le Capitanien supérieur enregistre l'un des plus bas niveaux du Permien, et même du Paléozoïque (Hallam & Wignall 1999 ; Haq & Schutter 2008 ; Kofukuda *et al.* 2014).

Toutefois en Chine du Sud, le Guadalupien correspond à une phase intense de transgression (Figure 6B, Chen *et al.* 1998). Le Capitanien supérieur est cependant marqué par une baisse importante du niveau marin suivie d'une nouvelle phase de transgression au niveau de la GLB (Chen *et al.* 1998, 2009 ; Isozaki *et al.* 2008 ; Jin *et al.* 2006 ; Mei *et al.* 1998 ; Qiu *et al.* 2014 ; Wang & Jin 2000 ; Wignall *et al.* 2009a).

Figure 6 : Évolution du niveau marin au Permien. A : courbe du niveau marin global de Ross & Ross (1995), B : courbe du niveau marin en Chine du Sud de Chen *et al.* (1998). D'après de Mertmann (2003).



c. *Volcanisme*

Au Capitanien, un important complexe volcanique intracontinental se met en place au niveau du bloc de Chine du Sud, représenté aujourd'hui par la province magmatique basaltique d'Emeishan située au sud-ouest de la Chine (Figure 7), au sein des provinces du Guizhou, du Sichuan et du Yunnan.

La superficie actuelle de la partie centrale de cette formation est relativement modeste ($0,25 \times 10^6 \text{ km}^2$, Zhu *et al.* 2003 ; Ali *et al.* 2005). Cependant, diverses occurrences parcellaires de basaltes liées à l'activité d'Emeishan, en périphérie de cette zone centrale, suggèrent une superficie plus importante, d'environ $0,5 \times 10^6 \text{ km}^2$ (Courtilot & Rennes 2003). Associée à une épaisseur moyenne d'environ 700 m (pouvant varier de quelques centaines de mètres à près de 5km), cette formation volcanique laisse supposer un volume préservé d'environ $0,3 \times 10^6 \text{ km}^3$ de basalte (Xu *et al.* 2001).

Depuis le Permien moyen, ce complexe volcanique a subi d'importantes phases d'érosion et de nombreuses modifications structurelles dues aux événements tectoniques ayant rythmé la formation de l'actuel continent asiatique. Les hypothèses de reconstitution présentent une grande incertitude mais les estimations hautes l'évaluent entre $1 \times 10^6 \text{ km}^3$ (Wignall 2001 ; Courtilot & Rennes 2003) et près de $9 \times 10^6 \text{ km}^3$ (pour une épaisseur pouvant atteindre 8 km, Zhu *et al.* 2003). Les datations absolues effectuées sur les roches volcaniques d'Emeishan et les différents affleurements de Chine du Sud (Thomas *et al.* 1998 ; Ali *et al.* 2002 ; He *et al.* 2003, 2007 ; Zhang *et al.* 2008 ; Wignall *et al.* 2009b) ont permis d'estimer la période d'activité volcanique entre 259 et 262 ± 3 Ma. Le début de l'activité volcanique correspondrait alors au milieu du Capitanien (zones à *J. altudaensis*-*J. granti*, Sun *et al.* 2010). La fin de l'épisode volcanique est moins bien circonscrite. En effet, si certains auteurs suggèrent que les éléments d'origine volcanique retrouvés au sommet du Capitanien sont issus de l'érosion des roches volcaniques de la région d'Emeishan, impliquant la fin de l'épisode volcanique avant la GLB (Chaotian, He *et al.* 2003, 2007 ; Penglaitan, Zhong *et al.* 2013), d'autres auteurs semblent retrouver des traces de matériel d'origine éruptive (cendres) à la base du Wuchiapingien et suggèrent une pérennité du volcanisme dans le Permien supérieur (à Penglaitan, Wignall *et al.* 2009a).

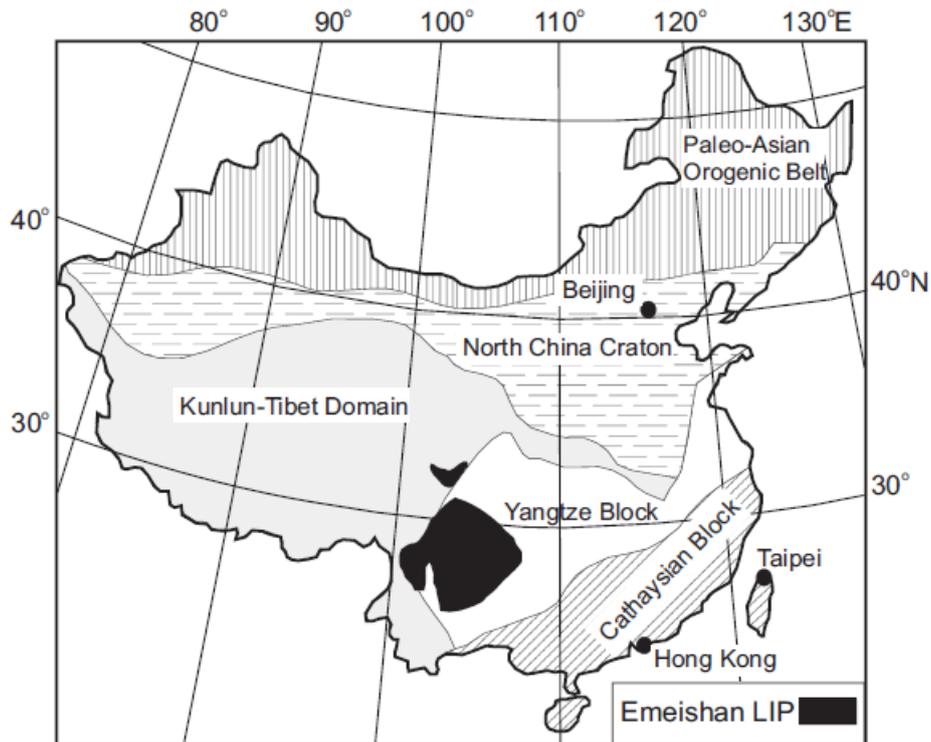


Figure 7 : Localisation (en noir) de la région volcanique d'Emeishan en Chine. LIP : « large igneous province ». Extrait de Shellnutt (2014).

C. La crise biologique de la fin du Permien moyen

En 1994, les travaux de Stanley & Yang et Jin *et al.*, réalisés sur plusieurs groupes marins fossiles (fusulines, coraux, bivalves...), ont présenté des résultats suggérant d'importants renouvellements des faunes au niveau de la limite Permien moyen – Permien supérieur. Stanley & Yang (1994) estiment ainsi qu'en milieu marin, près de 58% des genres et 71% des espèces présentes au Guadalupien se seraient éteints à la fin du Permien moyen, comparant l'intensité de cette crise à celle marquant la limite Crétacé-Paléogène.

Depuis la publication de ces travaux, plusieurs équipes de recherche se sont intéressées à la GLB. Différentes études (Knoll *et al.* 1996 ; Shen & Shi 2002 ; Jin *et al.* 2006 ; Ota & Isozaki 2006 ; Lai *et al.* 2008 ...) ont ainsi suggéré que la GLB aurait été marquée par une importante crise biologique. Les différents taxons étudiés ne présentent cependant pas les mêmes rythmes d'extinction (Qiu *et al.* 2014).

Cette potentielle crise biologique, précédant d'environ 10 Ma la crise Permien-Trias, est considérée par certains auteurs comme la première étape du déclin de la biodiversité à la fin du Permien. Yin *et al.* (2007) associent ainsi cet épisode guadalupien à celui de la limite Permien – Trias pour définir un événement long et pluriphase pour la fin du Paléozoïque.

D'autres auteurs privilégient en revanche l'hypothèse d'un déclin progressif de la diversité du Wordien (Guadalupien moyen) au Trias inférieur (Yang *et al.* 2000 ; Clapham *et al.* 2009 ; Groves & Wang 2013).

Les divers groupes étudiés présentant des réponses très variées aux événements de la fin du Permien moyen, le choix a ici été fait de présenter les taxons semblant les plus affectés.

1. Conodontes

Les deux principaux genres de conodontes retrouvés au Guadalupien en zone équatoriale sont *Sweetognathus* et *Jinogondolella*. Si *Sweetognathus* est connu au Permien inférieur, le genre *Jinogondolella* apparaît à la base du Guadalupien et devient largement dominant (Jin *et al.* 1998). Au sommet du Capitanien, ces deux genres disparaissent au profit des genres *Iranognathus* et *Clarkina*. Ce dernier devient dominant au Wuchiapingien (Mei *et al.* 1998, 1999). Aux plus hautes latitudes, les faunes de conodontes sont dominées par les genres *Pseudoclarkina* et *Merrillina* au Guadalupien comme au Lopingien (Wardlaw & Mei 1999 ; Mei *et al.* 2002). Les faunes de conodontes semblent donc subir un renouvellement important au niveau de la GLB dans les milieux de basses latitudes uniquement (Mei *et al.* 1999).

Si le renouvellement des faunes de conodontes marque la fin du Capitanien, les modifications taxonomiques observées au sein d'autres groupes marins suggèrent une phase d'extinction ayant débuté bien avant la GLB et s'étalant sur une durée relativement importante au cours du Guadalupien.

2. Fusulines

Le groupe des foraminifères est également sujet à d'importantes modifications fauniques au Permien moyen, présentant cependant d'importantes disparités paléogéographiques, notamment caractérisées par une forte diminution de l'endémisme, (Bond & Wignall 2009).

Au sein des foraminifères, les fusulines subissent les plus importantes baisses de biodiversité à l'échelle globale (Stanley & Yang 1994 ; Leven 2003 ; Bond & Wignall 2009 ; Groves & Wang 2013). Apparues au Carbonifère, les fusulines sont largement dominées au Guadalupien par les Schwagerinidae, Neoschwagerinidae et Verbeekinidae. Ces familles sont caractérisées notamment par la présence de genres à tests de très grande taille (pluri-centimétrique, Ota & Isozaki 2006 ; Groves *et al.* 2012 ; Groves & Wang 2013). La taille et la

complexité de ces tests ont été interprétées comme des signes d'un mode de vie symbiotique (Ross, 1972 ; Vachard *et al.* 2004 ; Yang *et al.* 2004 ; Ota & Isozaki 2006). L'association à des endosymbiotes photosynthétiques aurait favorisé la minéralisation de leurs squelettes de grandes tailles. Ces formes géantes de fusulines, et les familles auxquelles elles appartiennent, ne sont plus retrouvées après la GLB (Leven 2003 ; Groves & Wang 2013 ; Colpaert *et al.* 2015). Si ces taxons disparaissent au cours du Guadalupien, ils ne présentent pas tous les mêmes rythmes et intensités d'extinction (Groves & Wang 2013 ; Yang *et al.* 2004). Ainsi, si le déclin des Schwagerinidae semble débiter dès la fin du Roadien, celui des Neoschwagerinidae et Verbeekinidae, plus brutal, commence à la base du Capitanien, toutes trois disparaissant à la fin du Capitanien. En Chine du Sud, les derniers spécimens de grandes fusulines (*Lepidolina*, Verbeekinidae) ont été retrouvés dans la zone à *J. granti*, avant-dernière zone à conodontes du Capitanien (Jin *et al.* 2006).

Les familles de fusulines de petites tailles communément retrouvées au Guadalupien sont également affectées par des événements d'extinction, mais seulement au sommet du Capitanien. La plupart d'entre elles sont néanmoins retrouvées au Lopingien, où certains genres jusque-là minoritaires (*Codonofusiella*, *Reichelina*) deviennent dominants (Ota & Isozaki 2006 ; Groves & Wang 2013). Le groupe des fusulines s'éteint définitivement au niveau de la PTB (Erwin 1998).

3. Brachiopodes et mollusques bivalves

Les événements de la fin du Permien ont depuis longtemps été associés à un déclin des faunes de brachiopodes, dominantes au Paléozoïque, au profit des faunes de mollusques bivalves, ces dernières devenant dominantes à partir du Mésozoïque (Gould & Calloway 1980 ; Sepkoski 1981). Cependant, plusieurs travaux ont mis en évidence d'importants bouleversements de ces faunes au Permien moyen. Ainsi, Shen & Shi (1996) observent une disparition de 87% des espèces de brachiopodes au Capitanien supérieur en Chine du Sud. À Penglaitan (GSSP), Shen & Shi (2009) observent de plus que le sommet du Permien moyen est déjà dominé par des espèces de brachiopodes caractéristiques du Permien supérieur. La base de Lopingien est caractérisée en Chine du Sud par la dominance de taxons opportunistes suivie de l'apparition de nouveaux groupes de brachiopodes (Chen *et al.* 2005). Les travaux de Clapham & Bottjer (2007) mettent en lumière, entre le Permien moyen et supérieur du Nevada (États-Unis), la transition de faunes largement dominées par les brachiopodes, typiques du Paléozoïque, vers des faunes majoritairement composées de formes modernes de

mollusques. Ainsi, l'abondance relative des mollusques, estimée à environ 1% au Guadalupien, atteint près de 65% (17% de bivalves et 48% de gastéropodes) au Permien supérieur en milieu de plateforme distale (« offshore »), ces derniers étant jusque-là majoritairement restreints à des milieux plus proximaux (« Inner shelf » et « Nearshore »). Bond *et al.* (2015) identifient un taux d'extinction similaire à ceux observés par Shen & Shi (1996) au milieu du Capitanien du Spitzberg et du Groenland, au sein des faunes de brachiopodes. Jusque-là minoritaires, les faunes de mollusques bivalves se diversifient et deviennent dominantes. La taille des brachiopodes semble par ailleurs décroître au cours de l'intervalle Guadalupien-Lopingien, amenant à une dominance de spécimens de petite taille au niveau de la PTB (Payne 2005).

D'importants bouleversements des faunes de brachiopodes et de mollusques sont donc observés à travers le monde, toutefois avec des timings et des intensités sensiblement différents selon les localités étudiées (Shen & Shi 2002). Ainsi, si le déclin des brachiopodes au profit des bivalves est clairement marqué en Iran, Chine et États-Unis, aucune modification n'est observée au Pakistan. Dans plusieurs cas, l'intensité apparente des renouvellements de faunes pourrait avoir été en partie surestimée du fait de biais taphonomiques et méthodologiques (Clapham 2015).

Si les faunes de mollusques semblent profiter du déclin des brachiopodes à la fin du Permien, leur diversité subit néanmoins d'importantes modifications au Permien moyen.

Certains groupes comme les formes géantes de bivalves de la famille des Alatoconchidae, semblent disparaître définitivement au cours du Capitanien (Isozaki 2006 ; Aljinović *et al.* 2008 ; Isozaki & Aljinović 2009). Ces formes géantes ont été retrouvées du Permien inférieur au Capitanien supérieur (Isozaki & Aljinović 2009), dans différentes localités correspondant aux marges sud de la Paléo-Téthys (Tunisie, Croatie, Oman, Iran, Afghanistan, Thaïlande, Malaisie, Philippines) ou encore à des paléootolls panthalassiques (Japon). Elles n'ont cependant jamais été observées en Chine. De par leur taille et la structure de leurs coquilles, ces taxons ont été présentés comme potentiellement en symbiose avec des organismes photosynthétiques. L'extinction de ces bivalves apparaît comme contemporaine des extinctions de fusulines géantes, avec lesquelles elles cohabitaient (Isozaki 2006), suggérant des affinités environnementales similaires (environnement peu profond, eaux chaudes). Les formes géantes de bivalves semblent de plus caractérisées par une diminution progressive de la taille des coquilles entre le Permien inférieur et moyen (Isozaki 2006).

4. Coraux

Le passage du Paléozoïque au Mésozoïque est caractérisé par un important renouvellement des faunes de coraux. La diversité de ces derniers décroît en effet tout au long du Permien, amenant à la disparition définitive des deux taxons dominant du Paléozoïque, les tabulés et les rugueux, au niveau de la PTB (Erwin 1998 ; Wang & Sugiyama 2000). Ce déclin de la diversité, plus ou moins précoce et brutal selon les taxons, semble néanmoins s'intensifier au cours du Capitanien.

Ainsi, Wang & Sugiyama (2000) estiment qu'en Chine du Sud, région où les coraux sont particulièrement abondants et diversifiés au Permien moyen, près de 75,6% familles, 77,8% genres et 82% des espèces disparaissent au sommet du Capitanien.

Les coraux tabulés, relativement abondants au Permien inférieur, deviennent largement minoritaires au Wordien-Capitanien. 99% des espèces retrouvées à cette période en Chine du Sud s'éteignent au niveau de la GLB (Wang & Sugiyama 2000). Aux hautes latitudes, les spécimens les plus récents retrouvés sont datés de la fin du Wordien/début du Capitanien (Spitzberg ; Chwieduk 2007).

Au sein des coraux rugueux, la famille des Waagenophyllidae est largement dominante au Permien. Les coraux coloniaux appartenant à cette famille disparaissent cependant au cours du Permien moyen, les derniers représentants étant retrouvés au Capitanien notamment en Chine du Sud (Ezaki 1994 ; Wang & Sugiyama 2001 ; Jin *et al.* 2006) et à l'est de la Russie (Kossovaya & Kropatcheva 2013). Le passage du Capitanien au Wuchiapingien est ainsi marqué par une importante réduction du nombre d'occurrences des récifs, notamment coralliens, et par une diminution importante de leur aire de répartition (Weidlich 2002). L'essentiel des Waagenophyllidae retrouvés au Wuchiapingien est alors constitué de formes solitaires fasciculées (Kossovaya & Kropatcheva 2013) dominant les assemblages de coraux. Le déclin des familles de coraux solitaires de grande taille semble se dérouler brutalement au sommet du Permien inférieur. Ces taxons à la diversité fortement réduite au Permien moyen et supérieur, s'éteignent au niveau de la GLB, à l'exception d'une famille (Cyathopsidae) qui n'est plus représentée que par une seule espèce au Wuchiapingien (Wang & Sugiyama 2000). Les familles de coraux solitaires de petite taille sans dissépinement (cloisonnements entre les septes) se diversifient fortement à la fin du Wordien/début du Capitanien. La plupart des espèces capitanienues disparaissent cependant au niveau de la GLB (Wang & Sugiyama 2000).

5. Ammonoïdés

Le groupe des ammonoïdés constitue l'un des plus durement touchés par les événements d'extinction de la fin du Permien (Zhou *et al.* 1996 ; Yang & Wang 2000 ; Brayard *et al.* 2009). Si la crise Permien-Trias est caractérisée par une chute brutale de la diversité des ammonoïdés, leur déclin semble avoir débuté bien avant la fin du Permien supérieur. Ainsi, bien que présentant une diversité relativement élevée au Guadalupien (Yang & Wang 2000), les ammonoïdés enregistrent un déclin progressif débutant au Roadien-Wordien (Clapham 2009 ; Villier & Korn 2004). Le Capitanien caractérisé par une diversité générique nettement plus faible que le Wordien (Villier & Korn 2004), présente des taux très élevés d'extinctions au niveau générique (Stanley & Yang 1994 ; Knoll *et al.* 1996 ; Yang & Wang 2000). La diversité générique réaugmente au Permien supérieur pour finalement chuter au niveau de la PTB (Villier & Korn 2004 ; Brayard *et al.* 2009).

En Chine du Sud, les derniers représentants de taxons guadalupiens sont retrouvés à la limite entre Capitanien et Wuchiapingien au sein de la zone à conodonte *C. postbitteri postbitteri* (Jin *et al.* 1994, 1998, 2006 ; Ehiro & Shen 2008). Les premières formes typiques du Lopingien apparaissent au niveau des zones à conodontes *C. dukouensis-asymmetrica* (Jin *et al.* 1994, 2006).

La fin du Permien moyen est de plus caractérisée par une forte sélectivité des extinctions, ces dernières affectant préférentiellement certaines morphologies d'ammonoïdés (Yang & Wang 2000 ; Villier & Korn 2004 ; Brayard *et al.* 2009). La baisse de diversité observée au Permien moyen, associée à une baisse globale du taux d'apparitions de nouveaux taxons, serait ici liée à des changements environnementaux progressifs ayant contribué à la disparition des taxons dominants (Brayard *et al.* 2009 ; Clapham 2009).

6. Autres taxons

D'autres groupes enregistrent les événements de crises intervenant à la fin du Permien moyen. Ainsi, en milieux marins, les bryozoaires (Stanley & Yang 1994 ; Knoll *et al.* 1996), les stromatolithes (Shen & Xu 2005), les cnidaires (Clapham 2009), les échinodermes (Knoll *et al.* 1996) ou encore les algues calcaires (Bond *et al.* 2010b) présentent d'importantes modifications fauniques au niveau de la GLB. Des bouleversements ont également affecté certains groupes terrestres de végétaux et tétrapodes (Lucas 2001 ; Retallack *et al.* 2006 ; Bond *et al.* 2010b). Aucun groupe de Crustacés n'a en revanche fait l'objet d'études détaillées couvrant la fin du Permien moyen et la base du Permien supérieur.

D. Causes potentielles de la crise Permien moyen - Permien supérieur

Les divers changements environnementaux évoqués précédemment ont été présentés par de nombreux auteurs comme des causes potentielles de la crise biologique affectant les faunes à la fin du Permien moyen. Aujourd'hui encore débattues, aucune des théories suggérées n'a pour l'instant acquis le statut de véritable consensus.

Les importants changements de niveau marin auraient pu jouer un rôle déterminant dans le déclenchement des événements de la fin du Permien moyen.

La phase de régression du Capitanien supérieur, amenant à l'un des plus bas niveaux marins du Paléozoïque, aurait occasionné une diminution drastique des habitats de nombreux taxons néritiques et par la même occasion du provincialisme/endémisme (Jin *et al.* 1994 ; Knoll *et al.* 1996 ; Wang & Sugiyama 2001 ; Shen & Shi 2002 ; Yang *et al.* 2004 ; Clapham *et al.* 2009).

La phase de transgression brutale au niveau de la GLB, occasionnant de nouveaux bouleversements des habitats néritiques, pourrait avoir été accompagnée de phénomènes d'upwelling d'eaux appauvries en oxygène. Ceux-ci, modifiant brutalement la composition chimique des eaux, auraient pu favoriser des extinctions à la fin du Permien moyen (Clapham *et al.* 2009 ; Wignall *et al.* 2009a ; Saitoh *et al.* 2013a, b ; Qiu *et al.* 2014 ; Bond *et al.* 2015).

Le « Kamura cooling event » est présenté comme l'un des mécanismes pouvant être impliqués dans les épisodes d'extinctions identifiés au Capitanien à l'échelle globale. Cependant, les fortes valeurs de $\delta^{13}\text{C}$, marqueurs indirects et hypothétiques de cet épisode de refroidissement du climat, retrouvées à l'est (Japon, Isozaki *et al.* 2007a) et à l'ouest (Croatie, Isozaki *et al.* 2011) de la Paléo-Téthys ainsi qu'au nord (Spitzberg et Groenland, Scholle *et al.* 1991 in Isozaki *et al.* 2011 ; Mii *et al.* 1997) et à l'ouest (Texas, États-Unis, Korte *et al.* 2005) de la Pangée, ne sont pas mesurées dans une grande partie des sites étudiés à travers le monde. Ainsi, ces valeurs n'ont que très rarement été relevées dans les coupes de Chine du Sud. De plus, si certaines observations laissent suggérer une intensification de la productivité primaire dans certaines localités, aucune preuve d'une explosion de cette dernière à l'échelle mondiale n'a pour l'instant été rapportée. La nature globale de ce refroidissement reste sujette à débat.

D'importantes modifications des communautés affectent certains taxons tropicaux en conséquence potentielle d'une période de refroidissement. Le refroidissement du climat, couplé à une réduction des milieux de plateforme peu profonde pourrait notamment avoir

affecté les organismes symbiotiques photosynthétiques impliquant la disparition des fusulines géantes (Ota & Isozaki 2006) et des bivalves géants (Isozaki & Aljinović 2009 ; Isozaki *et al.* 2011). Néanmoins, il est à noter que d'importants bouleversements sont également relevés au sein des faunes boréales (Bond *et al.* 2015). Aucune trace de phénomène migratoire des régions boréales vers les régions tropicales n'ayant cependant été identifiée à cette période, le refroidissement du climat sur une longue période ne semble donc pas pouvoir à lui seul expliquer les événements d'extinctions de la fin du Permien moyen. Si les causes de ce refroidissement sont encore discutées, elles pourraient être en partie liées à l'activité du complexe volcanique d'Emeishan. Ainsi, les rejets de particules dans l'atmosphère auraient pu engendrer une diminution à court terme de la température (Wignall *et al.* 2009b ; Isozaki *et al.* 2009).

La fin du « Kamura cooling event », caractérisée par une baisse importante des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$, marquerait le début d'une phase de réchauffement. La déstabilisation de clathrates de méthane sous l'effet de l'importante phase de régression du Capitanien a été suggérée comme cause potentielle de ce réchauffement du climat (Wignall 2001 ; Retallack & Jahren 2008 ; Ganino & Arndt 2009). Cependant, la décroissance progressive des valeurs isotopiques semble en contradiction avec le phénomène de relargage massif de méthane, affectant généralement les taux ^{13}C de façon brutale (Bond *et al.* 2010a). Le volcanisme d'Emeishan, contemporain du « Kamura cooling event » aurait lui en revanche pu jouer un rôle, tout du moins à une échelle locale, dans ce phénomène de réchauffement. Les rejets de gaz à effet de serre (CH_4 , CO_2 , H_2O ...) auraient en effet pu induire, à moyen-long terme, un réchauffement du climat et donc un retour au climat chaud caractéristique de la fin du Paléozoïque (Wignall 2001 ; Isozaki *et al.* 2009). L'injection dans l'atmosphère de ces gaz, caractérisés par un faible $\delta^{13}\text{C}$, sur une période de temps relativement longue, pourrait expliquer la baisse progressive du $\delta^{13}\text{C}$ observée (Wignall 2001 ; Wignall *et al.* 2009b).

Au Phanérozoïque, de nombreux autres événements de crises biologiques semblent contemporains de l'activité de complexes volcaniques de taille variable (Figure 8, Courtillot & Rennes 2003). L'impact d'une forte activité volcanique sur le climat et la biosphère a été mis en évidence dans plusieurs périodes de crises biologiques majeures (Wignall 2001), notamment à la fin du Permien (Trapps de Sibérie), ou encore à la fin du Crétacé (Trapps du Deccan).

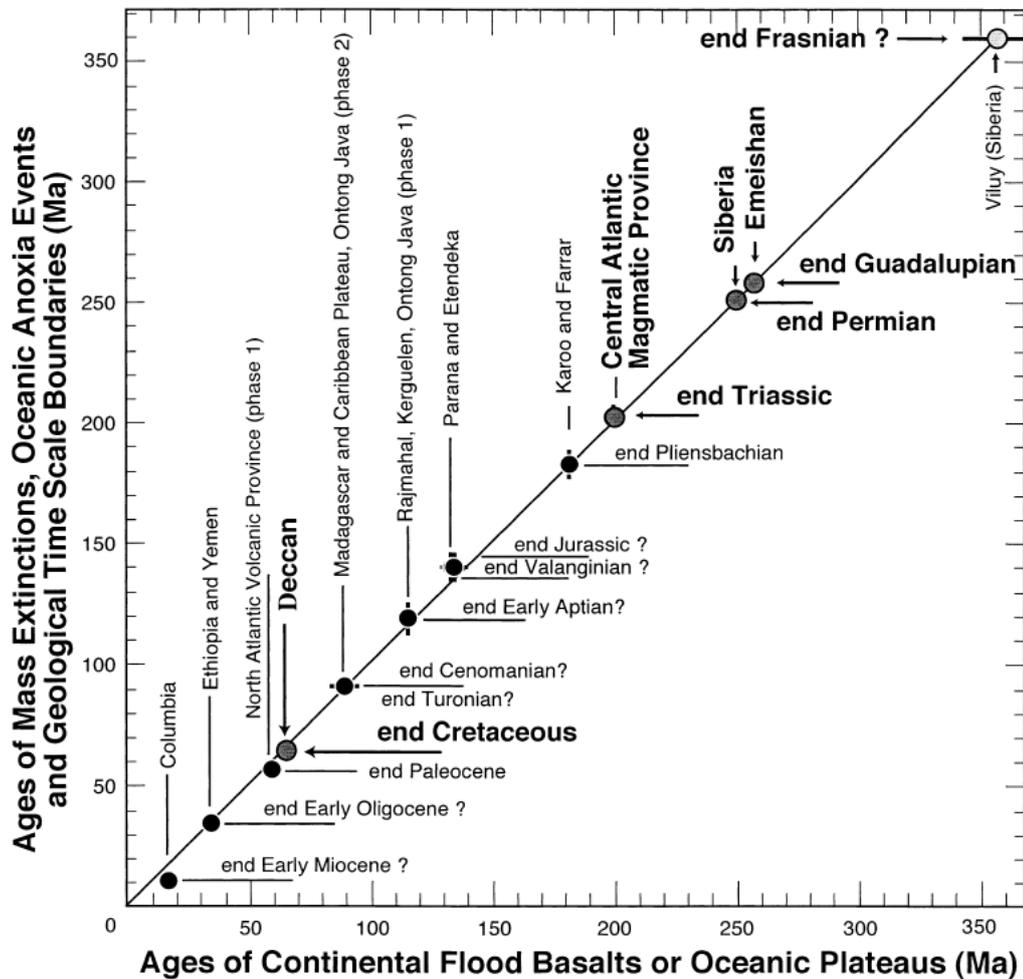


Figure 8 : Corrélation entre l'âge des principales provinces volcaniques et l'âge des principales crises biologiques et événements anoxiques. Extrait de Courtillot & Rennes 2003.

Cependant, le lien de causalité entre volcanisme et crises biologiques n'est pas reconnu pour toutes les périodes d'extinction. Ainsi, au Permien moyen, un certain nombre de taxons semble disparaître dès la base du Capitanien, avant le début du volcanisme d'Emeishan. De plus, la taille du complexe volcanique d'Emeishan, dont les estimations sont sujettes à controverse, paraît dans sa conformation actuelle ($0,25-0,5 \times 10^6 \text{ km}^2$ pour $0,3 \times 10^6 \text{ km}^3$) relativement modeste face notamment aux Trapps de Sibérie ($0,34-1,5 \times 10^6 \text{ km}^2$ pour $1,5 \times 10^6 \text{ km}^3$, dans leur conformation actuelle, Wignall 2001, Courtillot & Rennes 2003, Figure 9).

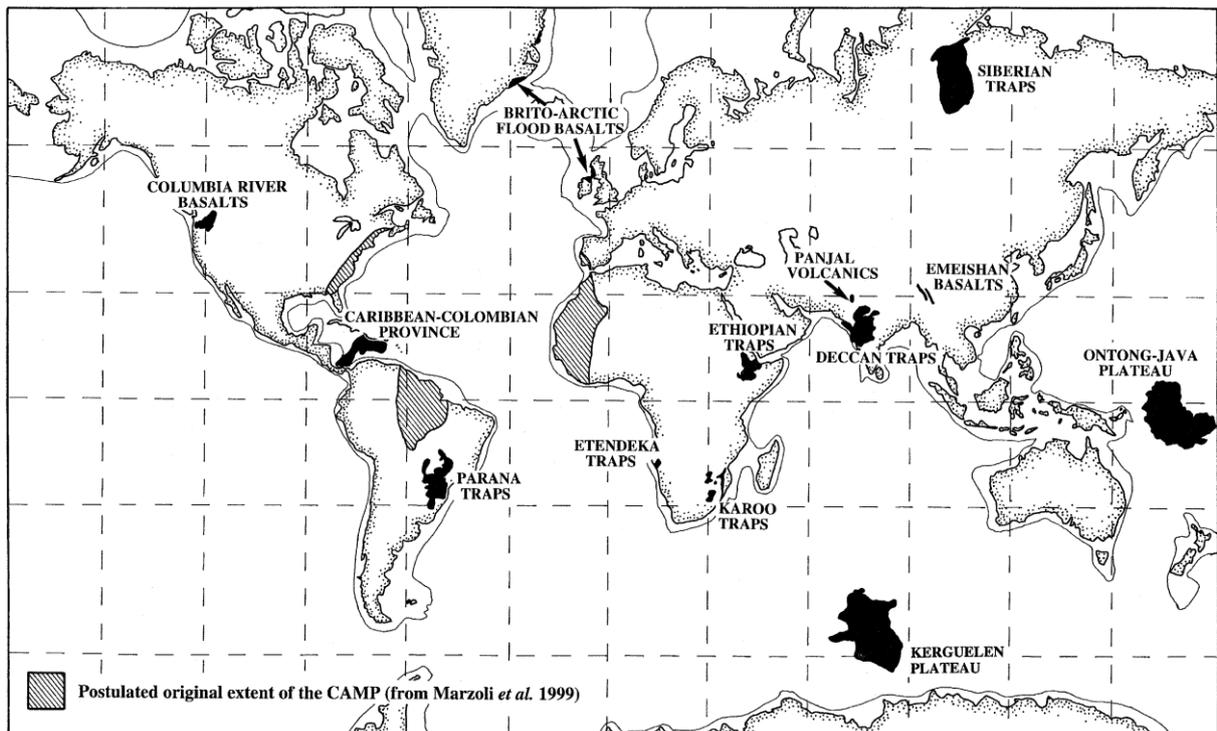


Figure 9 : Répartition géographique actuelle des principales provinces volcaniques. Extrait de Wignall 2001.

Pour certains auteurs (Shellnutt 2014), la taille du complexe volcanique d’Emeishan ne semble ainsi pas suffisante pour occasionner un bouleversement du climat à une échelle globale. L’activité volcanique à Emeishan étant néanmoins contemporaine d’une partie des événements d’extinctions enregistrés à cette période (Bond *et al.* 2010a, b), notamment en Chine du Sud, elle pourrait avoir joué un rôle à une échelle plus locale.

II. Cadre du projet

Les ostracodes, classe très diversifiée au sein des Crustacés (Embranchement Arthropoda), n'ont pas fait l'objet d'études détaillées dans l'intervalle de temps bordant la GLB. Ces microfossiles, potentiellement abondants dans les sédiments, sont caractérisés par une très large répartition stratigraphique, de l'Ordovicien à l'actuel. Ils présentent de plus une large répartition paléogéographique au Permien. Les ostracodes constituent donc de bons cas d'étude dans l'optique d'aborder les événements de crises affectant les faunes à la fin du Permien moyen.

Le travail réalisé durant cette thèse constitue la toute première étude des ostracodes à la limite Permien moyen - Permien supérieur. Cette analyse exploratoire a pour objectifs principaux 1) de décrire la composition des faunes d'ostracodes, encore peu documentée au cours de cette période et 2) d'étudier le comportement de ces organismes dans le contexte de crise biologique caractérisant la GLB.

À cette fin, les affleurements de Chine du Sud, présentant les successions sédimentaires parmi les plus complètes ayant enregistré la transition du Permien moyen au Permien supérieur, constituent un cadre d'étude pertinent. Les coupes de Chaotian (Sichuan Province, Chine) et de Penglaitan (GSSP, Guangxi Province, Chine) ont ainsi été échantillonnées et étudiées. Ce travail s'articule donc autour de trois axes principaux :

- le premier axe consiste en une étude systématique des ostracodes présents à Chaotian et Penglaitan afin de présenter les faunes d'ostracodes à la GLB.
- le second axe consiste en une étude critique de la qualité du registre fossile visant à caractériser des variations paléoenvironnementales et optimiser la lecture des données de biodiversité.
- le troisième axe consiste en une étude de l'impact de la crise biologique marquant la fin du Permien moyen sur les ostracodes au regard des données systématiques obtenues.

Dans la première partie, un premier chapitre est consacré à la présentation des coupes géologiques étudiées. Dans un second chapitre, le groupe des ostracodes, les méthodes d'extraction et d'étude des spécimens fossiles ainsi que de la quantité de matériel analysée sont présentés.

La seconde partie présente la systématique des spécimens d'ostracodes identifiés dans les coupes de Chaotian et Penglaitan. L'identification des différents taxons présents dans les

localités d'étude illustre pour la première fois la composition des communautés d'ostracodes à cette période révélant ainsi la diversité des faunes d'ostracodes au niveau de la GLB.

Dans la troisième partie, un premier chapitre est consacré à l'étude de l'état de conservation des spécimens récoltés le long de la coupe de Penglaitan dans l'optique de caractériser des variations du contexte paléoenvironnemental. Un second chapitre présente une étude critique de la qualité du jeu de données constitué à Penglaitan. L'impact de l'hétérogénéité d'échantillonnage sur la représentativité des données de biodiversité est évalué à l'aide de différentes mesures et indices. Des suggestions sont faites afin d'optimiser le cadre méthodologique, dans le but de palier aux différents biais mis en évidence. Enfin, un troisième chapitre présente, à la lumière des informations acquises dans les précédents chapitres, une étude des variations de biodiversité des ostracodes à Penglaitan.

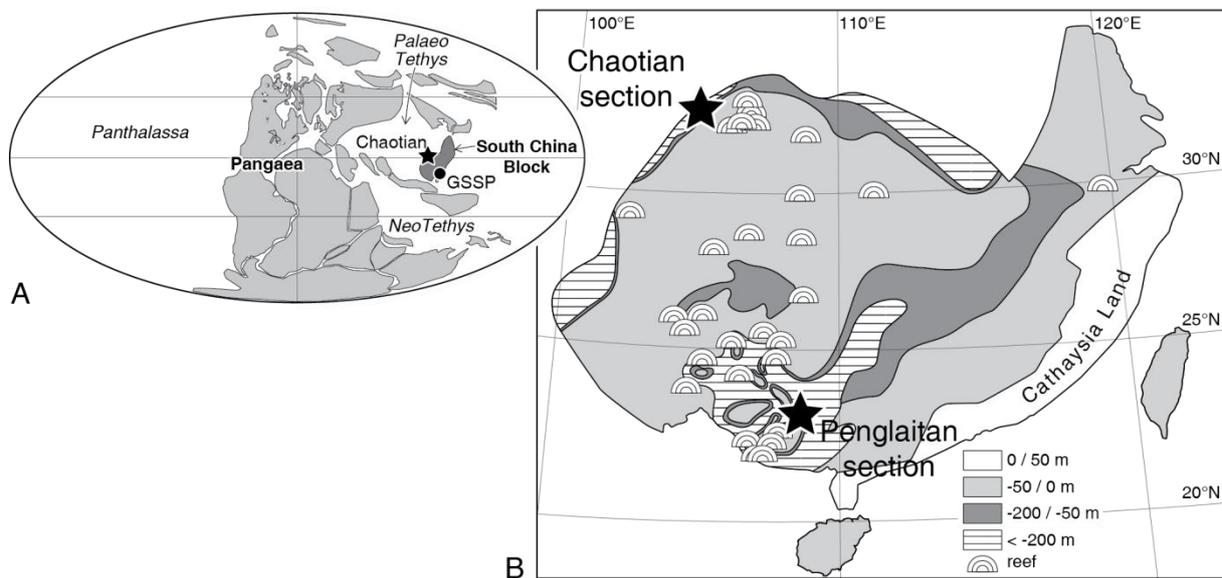
Dans la quatrième partie, le dernier chapitre de ce travail s'appuie sur les données de biodiversité acquises à Chaotian et Penglaitan dans le but de discuter du comportement des faunes d'ostracodes au niveau de la GLB, au regard du contexte de crise biologique, semblant les caractériser.

Enfin, une conclusion synthétise les résultats obtenus et présente les perspectives d'enrichissement du jeu de données et d'optimisation des outils de lecture de la biodiversité et des variations paléoenvironnementales, qui pourront contribuer à une meilleure appréhension du groupe des ostracodes lors des événements intervenant à la limite Permien moyen - Permien supérieur.

PARTIE I. Cadre et matériel d'étude

Chapitre I. Cadre géologique de l'étude

Le travail réalisé durant cette thèse porte sur l'étude de deux coupes géologiques : la coupe de Chaotian (province du Sichuan, Chine) et la coupe de Penglaitan (GSSP, province du Guangxi, Chine), localisées au Sud de la Chine. Cette région, aujourd'hui incluse au sein du continent asiatique, constitue au Permien un bloc continental isolé, le bloc de Chine du Sud. Ce dernier alors situé en position équatoriale, à l'Est de la Pangée, présentait une orientation antihoraire à 90° par rapport à l'actuel (Figure 10A, B). Essentiellement immergé et recouvert de sédiments déposés au niveau de plateformes carbonatées plus ou moins profondes (Figure 10B), il est baigné à l'ouest par la Paléo-Téthys, et à l'Est par la Panthalassa (Metcalf 1994,1998 ; Scotese & Langford 1995).



I. La coupe de Chaotian

La coupe de Chaotian (30°23'71''N-106°49'61''E) est située au nord-est de la province du Sichuan (Figure 11), le long de la rivière Jialingjiang. Elle présente, sur environ 300 m d'affleurement, des sédiments marins datés du Wordien au Trias inférieur (Isozaki *et al.* 2008, Lai *et al.* 2008), déposés sur la marge Paléo-Téthysienne du bloc de Chine du Sud (Figure 10), au niveau de la plateforme du Yangtze. Les échantillons analysés ici proviennent de la

coupe dite de la "pagode" (« Pagoda Section »), située sur la rive ouest de la rivière Jialingjiang.

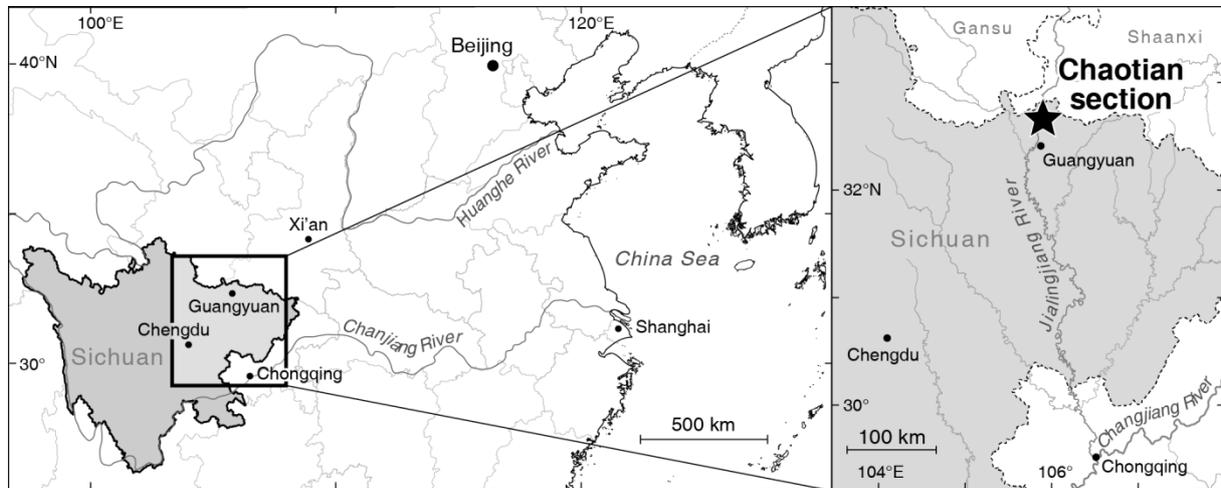


Figure 11 : Localisation de la coupe de Chaotian, Sichuan, Chine (modifiée d'après Isozaki *et al.* 2007c).

A. Contexte géologique

La coupe de Chaotian (Figure 12) présente à l'affleurement plusieurs formations sédimentaires. Le Guadalupien y est ainsi représenté par la formation Maokou, le Lopingien par les formations Wujiaping (Wuchiapingien) et Dalong (Changhsingien), et le Trias basal par la formation Feixianguan. Ce travail portant sur les événements entourant la GLB, seules les formations Maokou et Wujiaping ont été étudiées.

La formation Maokou peut être divisée en deux unités d'épaisseurs et de lithologies différentes.

L'unité inférieure, Unité I (Lai *et al.* 2008), également nommée « Main Limestone » (Isozaki *et al.* 2008) ou plus récemment « Limestone Unit » (Saitoh *et al.* 2013a), est essentiellement constituée de bancs calcaires massifs. Elle a été subdivisée en trois sous-unités, L1 à L3, datées du Wordien au Capitanien inférieur (Figure 12). L'identification de *Jinogondolella postserrata* (Isozaki *et al.* 2008 ; Lai *et al.* 2008) et de *Lepidolina gubleri* (Isozaki *et al.*, 2008) au sein de l'Unité I à Penglaitan (sous-unité L3), a permis de la dater du Capitanien inférieur. L'Unité I est recouverte par des bancs de dolomites (70 cm) marquant la base de l'Unité II.

L'unité supérieure, Unité II (Lai *et al.* 2008), également nommée « Uppermost Limestone » (Isozaki *et al.* 2008) ou plus récemment « Mudstone Unit » (Saitoh *et al.* 2013a), est constituée d'une alternance de mudstones et de cherts au sein desquels s'intercalent quelques rares bancs calcaires, sur environ 11 m d'épaisseur. Elle est subdivisée en deux sous-unités, M1 (8 m) et M2 (3 m) (Saitoh *et al.* 2013a). La sous-unité inférieure, M1, plus riche en carbonates, est datée du Capitanien inférieur/moyen par les conodontes *Jinogondolella postserrata* et *Jinogondolella shannoni* (Isozaki *et al.* 2008 ; Lai *et al.* 2008). Les zones à conodontes correspondant à la partie supérieure du Capitanien moyen et au Capitanien supérieur sont absentes en M2 (Figure 12). Il semble donc que le Capitanien supérieur ne soit pas enregistré à Chaotian.

Le sommet de l'Unité II est recouvert d'une couche de sédiments d'origine volcanique d'environ 2 m d'épaisseur appelée « Wangpo Bed » (Isozaki *et al.* 2008), dont l'origine est encore sujette à débat mais dont la datation est communément admise et estimée à 260 ± 4 Ma (He *et al.* 2007).

Cette couche volcanique est recouverte d'un niveau de mudstones d'environ 70 cm d'épaisseur, que je nommerai ici « Black Level », marquant la base du Permien supérieur, dont l'origine est également sujette à débat. Le faciès change drastiquement à partir de cet horizon. La formation Wujiaping est ainsi constituée de calcaires massifs riches en petits foraminifères, algues calcaires, ostracodes et brachiopodes (Isozaki *et al.* 2008 ; Lai *et al.* 2008 ; Saitoh *et al.* 2013a, Figure 12). La datation de la formation Wujiaping au Wuchiapingien inférieur est basée sur la présence de petites fusulines : *Codonofusiella* et *Reichelina* (Isozaki *et al.* 2008 ; Saitoh *et al.* 2013a).

B. Études antérieures

La coupe de Chaotian a fait l'objet d'un certain nombre d'études publiées entre 2004 et 2014 par Isozaki *et al.* (2004, 2007c, 2008), He *et al.* (2007, 2010), Lai *et al.* (2008), Saitoh *et al.* (2013a, b) et Deconinck *et al.* (2014). Les résultats publiés sur la coupe de Chaotian combinent les informations tirées de deux affleurements distincts et situés sur les rives Est et Ouest de la rivière Jialingjiang.

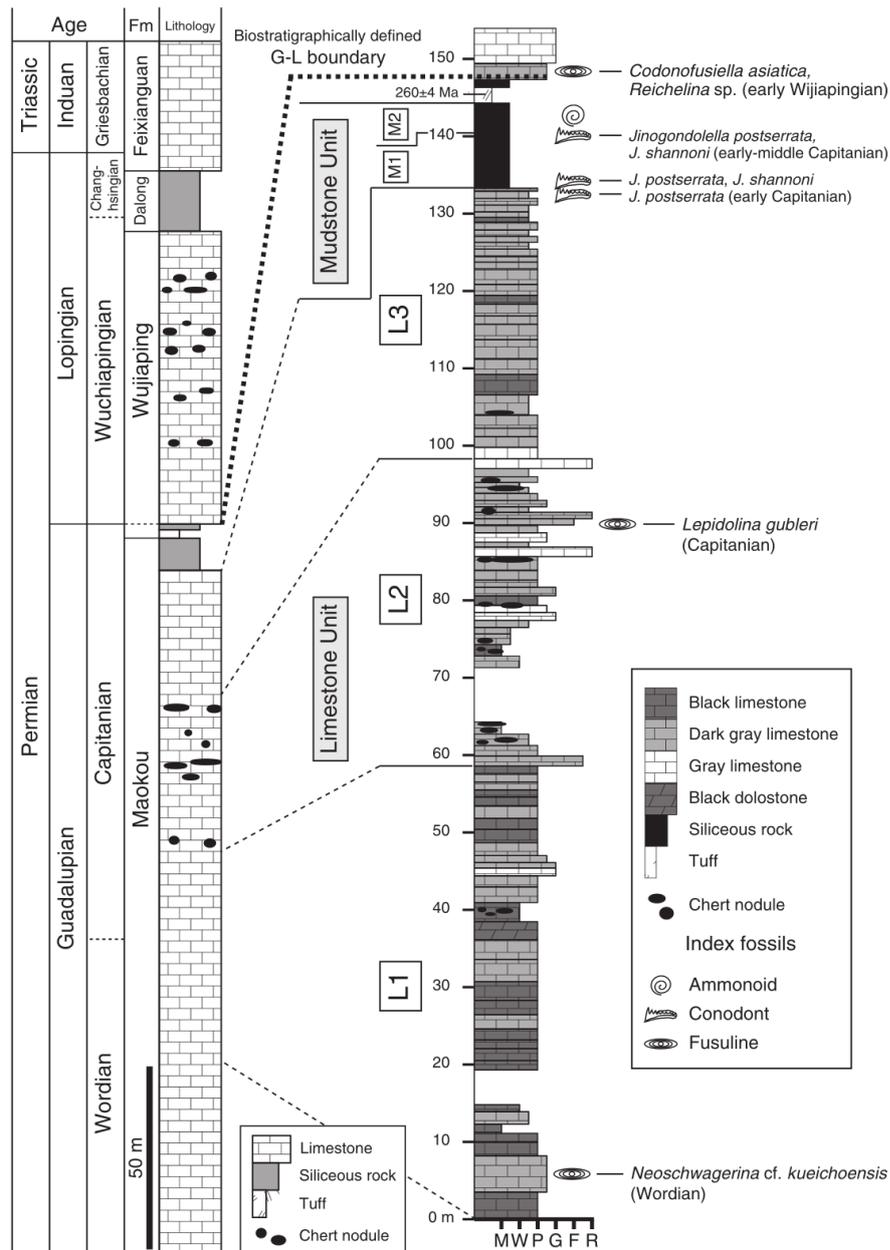


Figure 12: Stratigraphie de la coupe de Chaotian avec agrandissement de la partie supérieure de la formation Maokou et de la base de la formation Wujiaping. Données biostratigraphiques d'après Zhao *et al.* (1978), Isozaki *et al.* (2008) et Lai *et al.* (2008). M: lime–mudstone, W: wackestone, P: packstone, G: grainstone, F: floatstone, R: rudstone. Extrait de Saitoh *et al.* (2013a).

Les publications de Lai *et al.* (2008), Deconinck *et al.* (2014), ainsi que le travail présenté ici sont basés sur l'étude de l'affleurement situé sur la rive ouest de la rivière Jialingjiang.

Les publications d'Isozaki *et al.* (2004, 2007c, 2008) et Saitoh *et al.* (2013a, b) ont été réalisées à partir de travaux effectués sur la rive Est de la rivière Jialingjiang ainsi que sur des données obtenues via un forage effectué à proximité. Ces deux équipes ont ainsi pu

échantillonner la formation Maokou sur environ 150 m d'épaisseur. Les 50/60 m inférieurs ont été datés du Wordien (Guadalupien moyen) grâce à la présence de *Neoschwagerina* (grandes fusulines). Les 90/100 m supérieurs sont datés du Capitanien inférieur (pour l'Unité I) et du Capitanien inférieur/moyen (pour l'Unité II).

Il n'est en revanche pas indiqué quelle rive a été échantillonnée dans les publications d'He *et al.* (2007, 2010).

Ces équipes ont été amenées à formuler des hypothèses parfois contradictoires sur les conditions de dépôt des différentes formations et les paramètres paléoenvironnementaux qui leur sont associés. Ainsi, si les conditions de dépôts de l'Unité I de la formation Maokou et de la formation Wujiaping sont communément admises, l'interprétation des données récoltées au sein de l'Unité II est source de discussions. L'origine et la composition du Wangpo Bed et du Black Level font également l'objet de divergences marquées entre les différents auteurs.

1. Milieux de dépôts

a. Formation Maokou

Unité I (Limestone Unit)

L'Unité I est composée de sédiments calcaires algaires grossiers (Isozaki *et al.* 2008 ; Lai *et al.* 2008). Elle contient de nombreux restes fossiles, notamment de grandes formes de fusulines (*Neoschwagerina*, *Schwagerina*, *Lepidolina*, *Pseudodoliolina*, *Verbeekinaa*, Isozaki *et al.* 2008), présentées comme des organismes vivant en symbiose avec des algues photosynthétiques (Ross, 1972 ; Vachard *et al.* 2004 ; Yang *et al.* 2004 ; Isozaki 2006 ; Ota & Isozaki 2006). De nombreux fossiles d'organismes benthiques de faible profondeur (coraux rugueux, bryozoaires, crinoïdes, gastéropodes, ostracodes, algues calcaires) sont également observés (Isozaki *et al.* 2008). La nature des faunes et de la lithologie de cette unité stratigraphique sont ainsi communément interprétées comme caractéristiques d'un milieu marin peu profond (zone euphotique).

Dans les cinq derniers mètres de l'Unité I, Isozaki *et al.* (2008) observent une diminution progressive de la granulométrie des sédiments, interprétée comme un début d'approfondissement. Lai *et al.* (2008) observent en revanche une augmentation de la fragmentation des bioclastes au cours du temps, interprétée comme la preuve d'une diminution progressive du niveau marin au cours du dépôt de l'Unité I (évolution vers un milieu plus agité).

Unité II (Mudstone Unit)

L'Unité II est principalement composée de sédiments fins carbonatés ou siliceux (mudstones et cherts), de couleur sombre, évoquant une forte concentration en carbone organique (TOC, Isozaki *et al.* 2008).

L'interprétation des conditions de dépôt de cet unité diffère grandement entre l'équipe d'Isozaki (et Saitoh) et celle de Lai.

Au sein de M1, certains bancs présentent de nombreux conodontes (*Jinogondolella postserrata*, *Jinogondolella shannoni*), brachiopodes, petits foraminifères et ostracodes (Saitoh *et al.* 2013a). La partie du benthos caractéristique des conditions de la zone photique (algues calcaires photosynthétiques, fusulines géantes, crinoïdes, bivalves ou encore coraux) est absente. L'abondance de fragments de brachiopodes observée dans certains bancs est interprétée comme la résultante de dépôts de type turbiditique (Saitoh *et al.* 2013a). Quelques radiolaires sont également retrouvés (*Pseudoalbaillella*). Le TOC y est plus élevé que dans l'Unité I avec des valeurs maximales de 11,88wt% contre 0,97wt% pour l'Unité I (Saitoh *et al.* 2013a).

Au sein de M2, seuls des ammonoïdés, radiolaires (très abondants) et gastéropodes sont retrouvés, dans certains bancs de cherts (Isozaki *et al.* 2008 ; Saitoh *et al.* 2013a). Le TOC est ici encore plus élevé avec des valeurs maximales de 16,13wt%. Les auteurs remarquent également une disparition totale de la bioturbation (Saitoh *et al.* 2013a).

Les sédiments de l'Unité II, de plus caractérisés par la présence de pyrite framboïdale, semblent témoigner d'une très faible concentration en oxygène dans l'eau (Isozaki *et al.* 2008). Le fort taux de carbone organique et le faible taux d'oxygène constitueraient les témoins d'un environnement de fonds marins peu ventilés.

De par la disparition du benthos de faible profondeur dès M1 (notamment des organismes photosynthétiques) suivie de l'apparition de taxons adaptés au milieu marin plus ouvert (ammonoïdés, radiolaires), le fort TOC et la présence de pyrite framboïdale, les auteurs (Isozaki *et al.* 2008 ; Saitoh *et al.* 2013a) situent le milieu de dépôt de l'Unité II au niveau de la plateforme distale, en dessous de la zone photique. Les éléments observés suggèrent ainsi un approfondissement biphasé du milieu de dépôt, d'abord entre L3 et M1 puis entre M1 et M2.

Lai *et al.* (2008) observent, à la base de l'Unité II, un banc présentant des restes d'éponges calcaires dont la porosité semble partiellement obstruée. Ils interprètent cet élément comme

une preuve d'émersion et de diagénèse météorique phréatique (altération en surface par des eaux saturées). Ce banc est recouvert d'un niveau de calcaires présentant des cristaux de quartz interprétés comme caractéristiques d'un milieu lagunaire hypersalin. La présence de pyrite et la disparition du benthos au sein de l'Unité I sont interprétées ici comme la preuve d'une diminution de l'oxygénation de l'eau associée à la mise en place du milieu lagunaire. Lai *et al.* (2008) interprètent enfin l'apparition de gastéropodes dans la partie supérieure de l'Unité II comme le témoin d'une communication du lagon avec le milieu marin.

b. Wangpo Bed et Black Level

Si la datation du Wangpo Bed semble communément admise par les différents auteurs, la nature et l'origine de ce dépôt ne font cependant pas l'objet d'un consensus.

Le contact entre l'Unité II et le Wangpo Bed est considéré par Isozaki *et al.* (2008) et Saitoh *et al.* (2013a, b) comme discordant. La partie supérieure du Capitanien serait donc manquante. Cette formation est interprétée comme un dépôt de cendres volcaniques ayant pour origine l'activité volcanique de la province magmatique d'Emeishan.

Le niveau de cendres est recouvert par une couche contenant une grande quantité de débris végétaux (Black Level). Cette dernière indiquerait une phase d'émersion ou de très faible profondeur (Isozaki *et al.* 2008 ; Lai *et al.* 2008 ; Saitoh *et al.* 2013a, b).

Contrairement à Isozaki *et al.* (2008), Lai *et al.* (2008) ne considèrent pas le contact entre l'Unité II et le Wangpo Bed comme discordant. La présence de charbons d'origine végétale au sein du Black Level, est présentée comme l'indice d'une seconde émersion, laissant supposer aux auteurs l'existence d'un hiatus à la base de cette couche charbonneuse. La grande épaisseur de cendres (2 m) est de plus présentée comme cohérente avec un dépôt en zone lagunaire, propice à leur conservation.

La formation Xuanwei entourant au nord, la zone volcanique centrale d'Emeishan (Chuandian palaeosurface, « old land », Figure 13, He *et al.* 2007), se compose de deux groupes lithologiques différents : Gp1 et Gp2. La composition de l'unité inférieure, Gp1, est présentée comme similaires aux roches magmatiques les plus jeunes retrouvées dans la zone centrale (« old land »), alors que la composition de l'unité supérieure, Gp2, semble proche des roches magmatiques plus anciennes. De par leur composition et cette situation inverse par

rapport à la stratigraphie d’Emeishan (Figure 13), ces unités seraient issues de l’érosion du matériel magmatique de la région d’Emeishan (He *et al.* 2007).

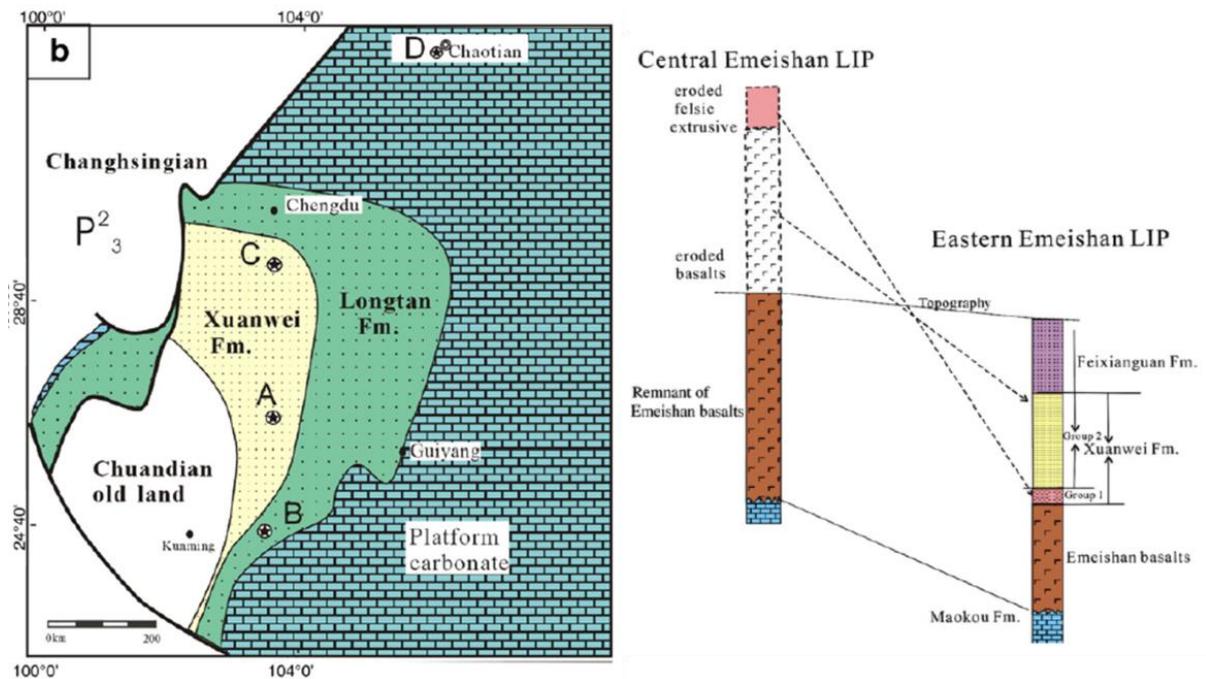


Figure 13 : Lithofaciès et paléogéographie de la fin du Permien (après le volcanisme d’Emeishan) dans le craton du Yangtze (à gauche). Localisation stratigraphique du Gp1 et Gp2 dans deux coupes de la région d’Emeishan (à droite). D’après He *et al.* (2007).

À Chaotian, He *et al.* (2007) corrèlent le Wangpo Bed au Gp1 de la formation Xuanwei et le Black Level au Gp2. Le Wangpo Bed est donc considéré comme issu de l’érosion des roches magmatiques de la province magmatique d’Emeishan (He *et al.* 2007, 2010).

Deconinck *et al.* (2014) proposent une interprétation « intermédiaire ». Ils présentent ainsi le Wangpo Bed comme constitué de roches formées à partir de cendres volcaniques issues de l’activité éruptive des trappes d’Emeishan, et le Black Level comme un produit de l’érosion continentale.

c. Wujiaping Formation

La base du Wuchiapingien (Lopingien) est constituée de calcaires massifs de couleur claire, et présente, comme l'Unité I de la formation Maokou, une faune caractéristique d'un milieu marin peu profond : petites fusulines, petits foraminifères, gastéropodes, ostracodes et bivalves (Isozaki *et al.* 2008 ; Lai *et al.* 2008 ; Saitoh *et al.* 2013a, b). Les fusulines de grande taille ont en revanche disparu (Isozaki *et al.* 2008 ; Saitoh *et al.* 2013a, b). Lai *et al.* (2008) évoquent de plus la présence de deux bancs de cendres, 11 m et 19 m au-dessus de la base du Lopingien.

2. Analyses isotopiques

Certains travaux réalisés sur la coupe de Chaotian ont été accompagnés d'études isotopiques.

Lai *et al.* (2008) ont mesuré l'évolution des rapports des isotopes stables de l'oxygène et du carbone. Aucune covariance n'ayant été observée entre les courbes du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, les auteurs ont supposés que la diagenèse n'avait pas occasionné d'altération majeure du signal. La courbe du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ présente une phase de stabilité pendant la majeure partie de l'Unité I avec une moyenne de +4‰ (Figure 14). Le sommet de l'unité I est caractérisé par une petite excursion positive (atteignant +5‰) suivi d'une importante excursion négative jusqu'à la base de l'Unité II atteignant un minimum de -3‰ (soit une excursion de -8‰). Les valeurs obtenues pour l'Unité II sont comprises entre -3‰ et +1‰.

La courbe du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ présentée par Saitoh *et al.* (2013b) révèle également une phase de stabilité au sein de l'Unité I (Figure 14), avec une valeur moyenne de +4 ‰. Comme dans l'étude de Lai *et al.*, une excursion négative rapide et importante jusqu'à un minimum de -3‰ (soit une excursion de -7‰) est observée au sommet de l'Unité I. Trois autres excursions négatives sont observées au sein de l'Unité II. Les quatre excursions négatives (N1, N2, N3 et N4, Figure 14) sont ici interprétées comme les résultantes d'upwellings d'eaux dysoxiques appauvries en ^{13}C . Ces excursions n'étant pas retrouvées au sein des coupes correspondant à la marge orientale du bloc de Chine du Sud, les auteurs concluent à un phénomène restreint à la marge nord-ouest du bloc de Chine du Sud.

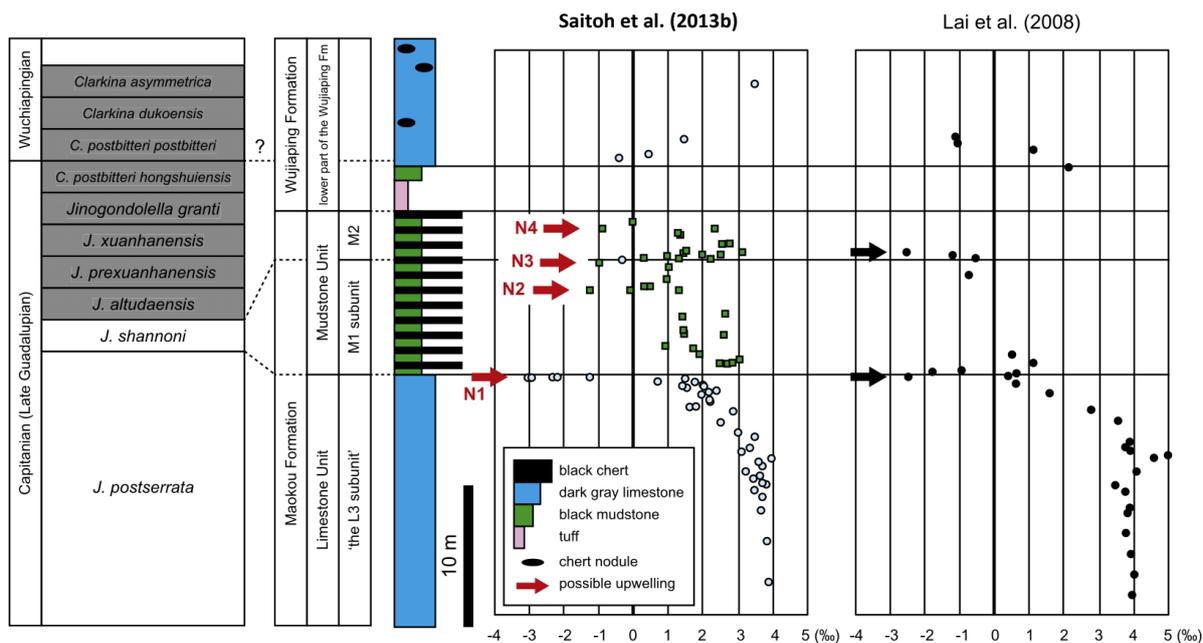


Figure 14 : Comparaison des données isotopiques ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) obtenues à Chaotian par Lai *et al.* (2008) et Saitoh *et al.* (2013b). D'après Saitoh *et al.* (2013b).

Le « Kamura cooling event », caractérisé au Capitanien par des valeurs élevées (entre 5‰ et 6‰) de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ durant une longue période (Isozaki *et al.* 2007a/b, 2009, 2011), ne semble donc pas mis en évidence ici. Cependant, bien qu'identifié généralement au Capitanien inférieur/moyen, certaines études laissent à penser qu'il ne serait enregistré que plus tard en Chine du Sud, au Capitanien supérieur (Wang *et al.* 2004 ; Jin *et al.* 2006 ; Chen *et al.* 2011). Cette période n'étant pas enregistrée à Chaotian, aucune preuve de cet événement n'est donc observable.

3. Interprétations paléoenvironnementales

À la lueur de leurs résultats, Isozaki *et al.* (2008) concluent à une transgression, au niveau de l'Unité II de la formation Maokou (Figure 15), d'un milieu de dépôt marin peu profond (Unité I, zone photique) à un milieu de dépôt profond appauvrie en oxygène (Unité II, sous la zone photique). Saitoh *et al.* (2013a, b) complètent cette interprétation en concluant à une transgression en deux phases, la première à la transition Unité I-Unité II, le seconde entre M1 et M2 (Figure 15). L'hypothèse d'une probable régression qui se serait déroulée lors du Capitanien supérieur, mais non enregistrée à Chaotian, est de plus formulée (Isozaki *et al.* 2008 ; Saitoh *et al.* 2013a, b). Celle-ci permet dès lors aux auteurs d'expliquer la présence de

débris végétaux (émersion, Black Level), puis de calcaires de milieu peu profond (formation Wujiaping) à la base du Lopingien.

À l'issue de leur étude, Lai *et al.* (2008) proposent un scénario assez éloigné du précédent. La transition de l'Unité I vers l'Unité II est caractérisée par une régression, d'un milieu marin peu profond vers un milieu lagunaire, en passant par un stade d'émersion. Une seconde étape de régression est cette fois supposée, mais non enregistrée (hiatus), à la base de la couche à charbons. Cette régression permettrait d'expliquer l'hypothèse d'une seconde émersion (Figure 15).

Le dépôt des sédiments de la base du Lopingien est associé de manière consensuelle à une phase de transgression vers un milieu marin peu profond.

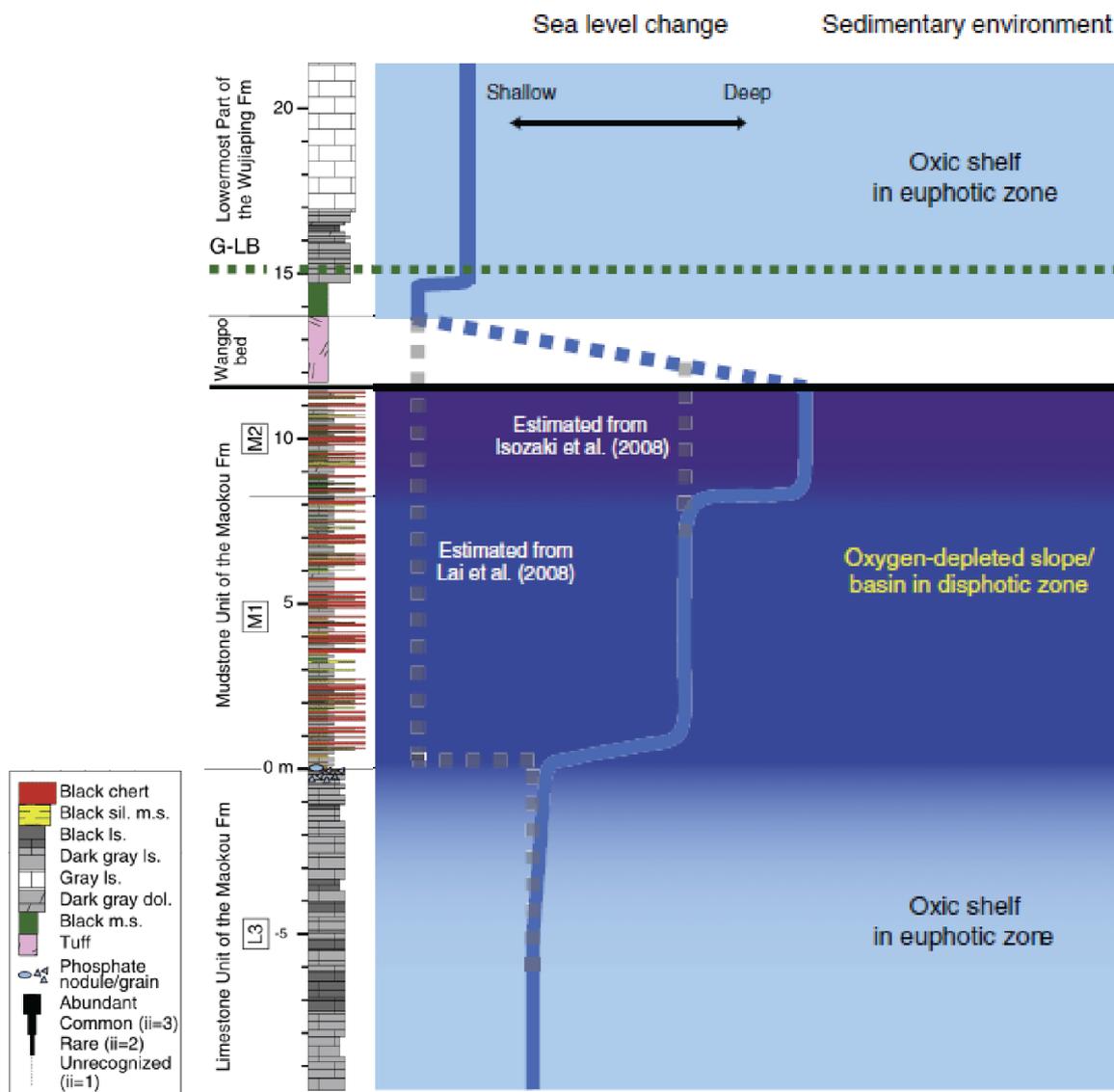


Figure 15 : Schéma résumant les variations du niveau marin, au Capitanien à Chaotian. D'après Saitoh *et al.* (2013a).

II. La coupe de Penglaitan (GSSP)

La coupe de Penglaitan, située à 20 km de la ville de Laibin, dans la province du Guangxi (sud de la Chine), le long de la rivière Hongshui, sur la bordure Est du synclinal de Laibin (Figure 16C), a été récemment sélectionnée comme GSSP de la limite Guadalupien - Lopingien (Capitanien - Wuchiapingien, GLB, Jin *et al.* 2006). La GLB est ici associée à la transition entre deux formations géologiques de nature différente : la formation Maokou (Capitanien) et la formation Heshan (Wuchiapingien). Ces formations enregistrées à Penglaitan correspondraient à des sédiments déposés sur la marge orientale du bloc de Chine du Sud, baignée par la Panthalassa (Figure 16A, B).

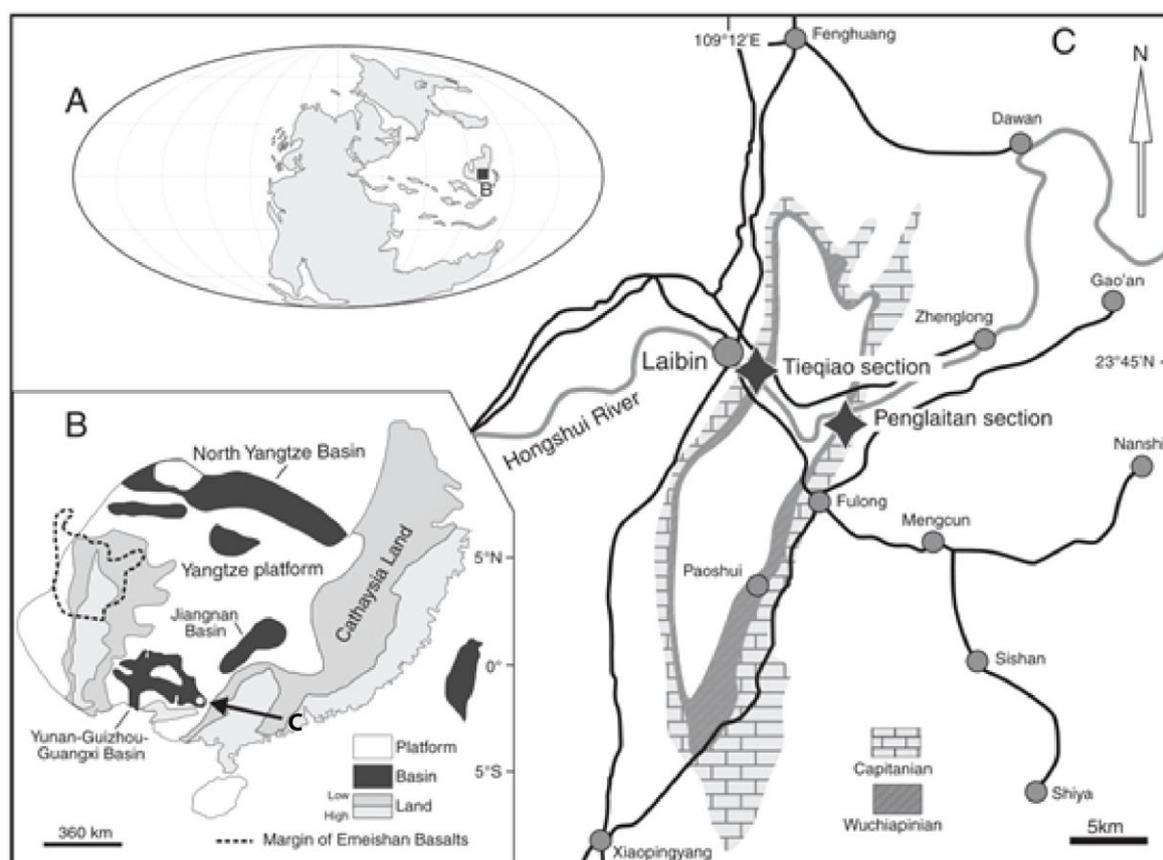


Figure 16 : A : Carte paléogéographique du Permien supérieur et localisation du bloc de Chine du Sud ; B : Paléogéographie du bloc de Chine du Sud au Wuchiapingien ; C : Localisation de la coupe de Penglaitan. Extrait de Chen *et al.* (2011).

A. Contexte géologique

La formation Maokou, retrouvée au sein de nombreuses coupes de Chine du Sud, a été subdivisée en cinq membres (I à V, Sha *et al.* 1990) associés à différentes zones à conodontes (Mei *et al.* 1998). Le membre I correspondrait à des sédiments datés du Permien inférieur. La base du Guadalupien se situerait au sein du membre II, marquée par l'apparition du genre de conodonte *Jinogondolella* (*Jinogondolella nankingensis*).

Les sédiments les plus anciens de la formation Maokou enregistrés à Penglaitan (Unit 22 et 21 ; 20 m d'épaisseur, Figure 17) correspondent à la partie supérieure du membre III et sont datés du Capitanien inférieur (*Jinogondolella postserrata*). Ils constituent des bancs calcaires massifs caractérisés par la présence d'une importante faune de radiolaire (Jin *et al.* 1998).

Le membre IV de la formation Maokou est daté du Capitanien moyen (*Jinogondolella shannoni*, *J. altudaensis*, *J. prexuanhanensis*). Il est représenté à Penglaitan par les unités 20 et 19 (25 m d'épaisseur, Figures 17 et 18), respectivement constituées de cherts et de mudstones siliceux.

Le membre V de la formation Maokou, également appelé « Laibin Limestone » représente la partie terminale de la formation Maokou, datée du Capitanien supérieur (*Jinogondolella xuanhanensis*, *J. granti*, et *Clarkina postbitteri hongshuiensis*). Il correspond à Penglaitan à l'unité 18 (environ 10 m d'épaisseur, Figures 17 et 18) et est caractérisée par une sédimentation carbonatée.

La limite entre Guadalupien et Lopingien est définie par la première apparition du conodonte *Clarkina postbitteri postbitteri* Mei & Wardlaw, 1994 (Jin *et al.* 2006) au sommet de la formation Maokou, à la base du banc 6k (Figure 18).

La base du Lopingien est caractérisée par des sédiments datés du Wuchiapingien (*Clarkina dukouensis*) constituant la formation Heshan (270 m). La base de cette formation (unité 17 ; Figures 17 et 18) est constituée de cherts de couleur noire, contenant de nombreux radiolaires (Wignall *et al.* 2009a). À partir de l'unité 16, une sédimentation carbonatée est de nouveau observée (Figure 18).

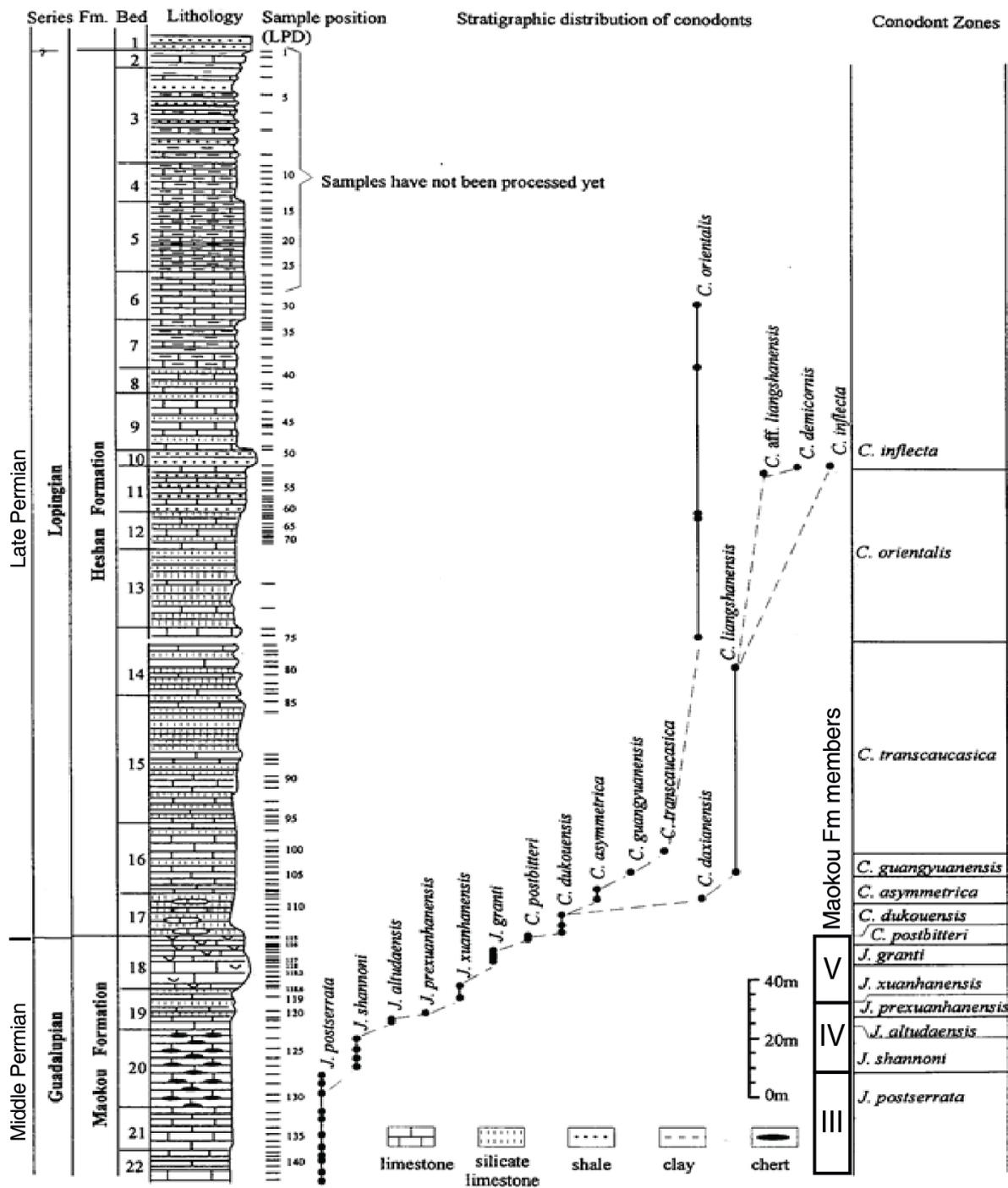


Figure 17 : Distribution stratigraphique et zonation des conodontes de la formation Maokou et Wujiaping le long de la coupe de Penglaitan. D'après Mei *et al.* (1998).

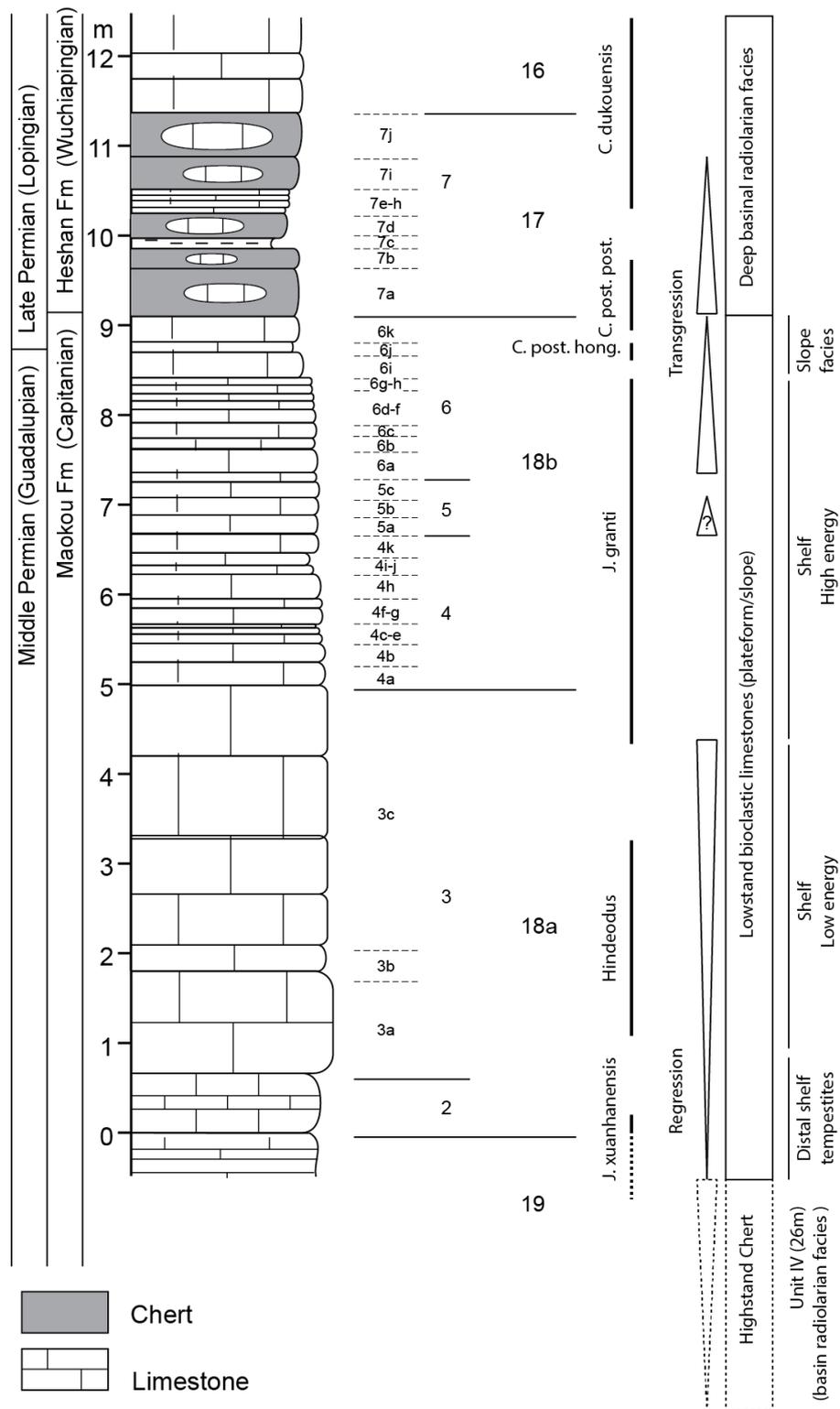


Figure 18 : Log synthétique de la coupe de Penglaitan. Interprétation paléoenvironnementale des faciès synthétisée d'après Mei *et al.* (1998), Jin *et al.* (1998), Jin *et al.* (2006), Shen *et al.* (2007), Ehiro & Shen (2008), Wignall *et al.* (2009a) et Qiu *et al.* (2014). La numérotation de 16 à 19 correspond aux unités décrites par Mei *et al.* (1998), la numérotation 3 à 7 aux bancs décrits par Jin *et al.* (2006).

B. Études antérieures

1. Milieux de dépôts

a. Formation Maokou

Membre IV (unité 19)

Les sédiments constituant le membre IV de la formation Maokou, riches en silice, sont caractérisés par la présence d'une importante faune de radiolaires (Mei *et al.* 1998). Ces dépôts ont été associés à un milieu marin ouvert relativement profond (« basinal facies », Jin *et al.* 1998).

Le changement brutal de sédimentation entre le membre IV, siliceux et le membre V, carbonaté, se traduit ici par une discontinuité nette dans l'évolution des faciès. Cette brusque modification de la sédimentation est interprétée par certains auteurs comme la preuve d'une baisse rapide du niveau marin (Jin *et al.* 2006).

Membre V : Laibin Limestone (Unité 18)

La base de la sous-unité 18a (bancs 2 à 3a, Figure 18) présente une sédimentation évoquant un milieu de haute énergie, dans la zone d'action des vagues de tempêtes (packstones de faciès de tempête, Jin *et al.* 2006). De nombreux bioclastes de brachiopodes y sont retrouvés de même que des conodontes (*Jinogondolella xuanhanensis*).

Les bancs 3a, 3b et 3c sont constitués de carbonates massifs contenant des algues laminées (Jin *et al.* 1998). Le milieu de dépôt est ici interprété comme peu profond associé à des conditions hydrodynamiques de faible énergie. Ces bancs enregistrent de plus les seules occurrences du genre de conodonte *Hindeodus* au sein de la formation Maokou. La paléoécologie de ces conodontes est encore aujourd'hui discutée. En effet, si certains auteurs l'associent exclusivement à des milieux marins peu profonds (Mei *et al.* 1998), d'autres lui attribuent une bien plus large distribution écologique (Lai *et al.* 2001). D'autres enfin les associent à des événements de réchauffement climatiques (Davydov *et al.* 2014). À Penglaitan, les spécimens d'*Hindeodus* sont interprétés comme des indices d'un milieu marin peu profond, en accord avec la nature des bancs 3a/b/c (Jin *et al.* 2006). Cependant, comme suggéré par Wignall *et al.* (2009a), la présence d'*Hindeodus*, connu pour abonder durant la crise Permien-Trias, pourrait plus largement être interprétée comme un indicateur d'une période de stress environnemental.

À partir du sommet de la sous unité 18a, des conodontes du genre *Jinogondolella* sont de nouveau retrouvés (*J. granti*). La sous-unité 18b est largement dominée par des packstones riche en crinoïdes (Jin *et al.* 2006). Apparaissent également des coraux solitaires (jusqu'au banc 6b) et des bryozoaires (Wignall *et al.* 2009a). L'épaisseur des bancs y est moins importante que dans la sous unité 18a. La partie inférieure de la sous-unité 18b (bancs 4a à 6d) est ainsi communément associée à un milieu proximal présentant un hydrodynamisme relativement fort (Figure 18).

L'apparition d'éléments s'apparentant à de la glauconie au niveau du banc 5c, puis la diminution progressive de ces derniers jusqu'au banc 6i, traduisent selon Wignall *et al.* (2009a) le début d'une phase de transgression. L'observation de grainstones à stratifications obliques en mamelons (Jin *et al.* 2006), dans la partie inférieure du banc 6 semble en accord avec cette interprétation.

La partie terminale de la formation Maokou est caractérisée par l'apparition du genre de conodonte *Clarkina* (banc 6i, Zone à *Clarkina postbitteri hongshuiensis*, Figure 18). La présence d'ammonoïdés (*Kufengoceras*, Ehiro & Shen 2008), la disparition des bryozoaires et la présence d'un nombre important de péloïdes (Wignall *et al.* 2009a ; Jin *et al.* 2006), au sein de cet intervalle, ont été interprétées comme indicatrices d'un milieu marin plus profond (Wignall *et al.* 2009a) suggérant une élévation sensible du niveau marin.

L'approfondissement débiterait donc dans la partie supérieure de la zone à *J. granti*, à la base du banc 6 (Figure 18).

b. Formation Heshan

La base de la formation Heshan (unité 17, Figure 18) est constituée de mudstones siliceux et de cherts de couleur noire, contenant des radiolaires, des éponges et de la pyrite framboïdale. Le changement brutal de sédimentation est ici associé à une élévation rapide du niveau marin accompagnée d'une diminution de l'oxygénation des eaux. La base de cette formation est ainsi associée à un milieu marin profond (« basinal settings », Wignall *et al.* 2009a ; « basinal facies or lower ramp facies » Shen *et al.* 2007 ; « basinal facies association » Qiu *et al.* 2014). Si certains bioclastes de taxons de milieu peu profond sont encore retrouvés au sein du banc 7a de la formation Heshan, ces derniers semblent totalement disparaître au niveau du banc 7b. Cette transition est ici interprétée comme une étape supplémentaire d'approfondissement.

À partir de l'unité 16, une sédimentation carbonatée est de nouveau observée au sein de la formation Heshan, traduisant le retour à un environnement peu profond.

2. Isotopie

a. Isotopes du carbone ($\delta^{13}C_{carb}$)

Les analyses isotopiques effectuées sur les sédiments à Penglaitan présentent des valeurs de $\delta^{13}C$ relativement stables entre les zones à *J. shannoni* et *J. granti*, comprises entre 3‰ et 4‰ (Figure 19A, Wang *et al.* 2004 ; Jost *et al.* 2014).

Une légère excursion négative est néanmoins présente au sommet de la zone à conodonte *J. shannoni* (Figure 19A, Chen *et al.* 2011). Cette excursion est présentée par Jost *et al.* (2014) comme contemporaine de l'excursion négative (-7/-8‰) relevée à la base de l'Unité II de la coupe de Chaotian (Lai *et al.* 2008 ; Saitoh *et al.* 2013b).

À partir du sommet de la zone à *J. xuanhanensis*, les valeurs de $\delta^{13}C$ augmentent. La zone à *J. granti* est ainsi caractérisée par des valeurs globalement supérieures à 4‰ (Figure 19B, Wang *et al.* 2004 ; Chen *et al.* 2011).

Les valeurs enregistrées au sommet de la formation Maokou (*Clarkina postbitteri postbitteri*) sont les plus élevées observées au Capitanien à Penglaitan (entre 5 et 5,5‰, Wang *et al.* 2004 ; Chen *et al.* 2011 ; Jost *et al.* 2014). La base du Wuchiapingien (formation Heshan) est marquée par une excursion négative du $\delta^{13}C$ plus ou moins brutale selon les auteurs (-1 à -2‰).

Le Capitanien de Penglaitan, caractérisé par des valeurs de $\delta^{13}C_{carb}$ majoritairement comprises entre 3 et 4‰, à l'exception du sommet de la formation Maokou, ne semble ici pas enregistrer le « Kamura cooling event », associé à des valeurs plus élevées ($5‰ < \delta^{13}C_{carb} < 6‰$; Isozaki *et al.* 2007a, b, 2009, 2011).

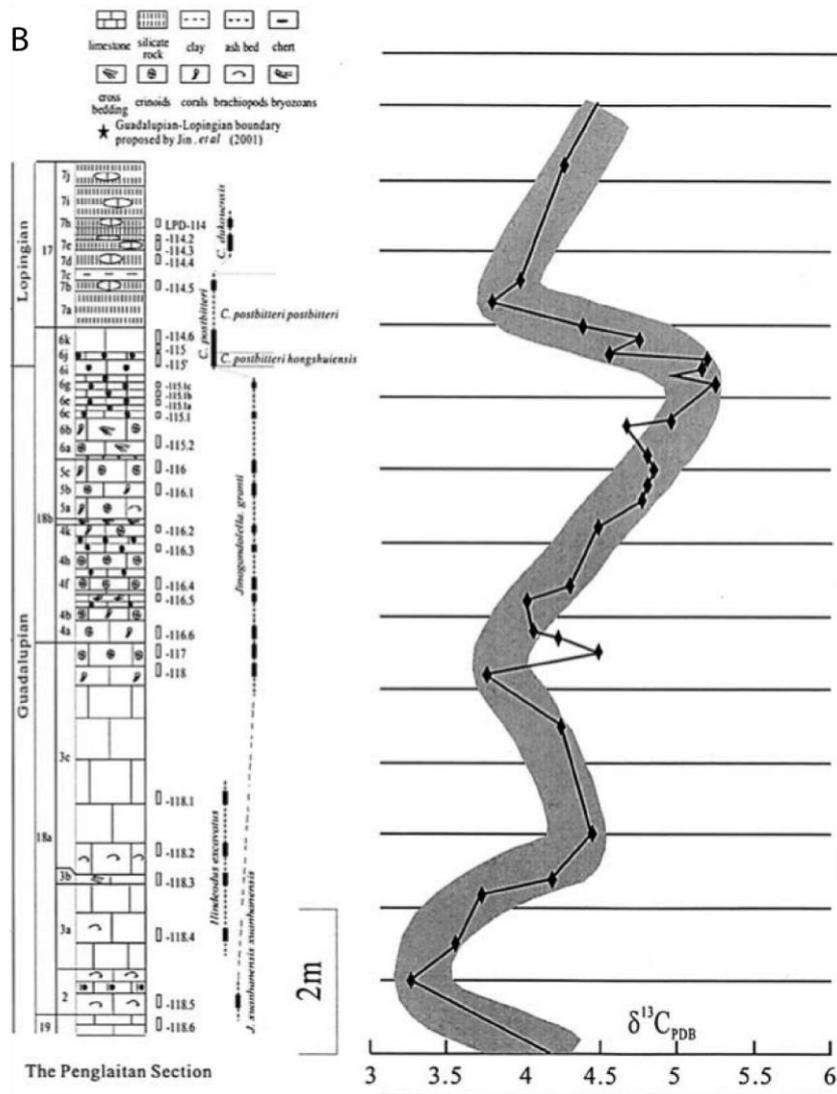
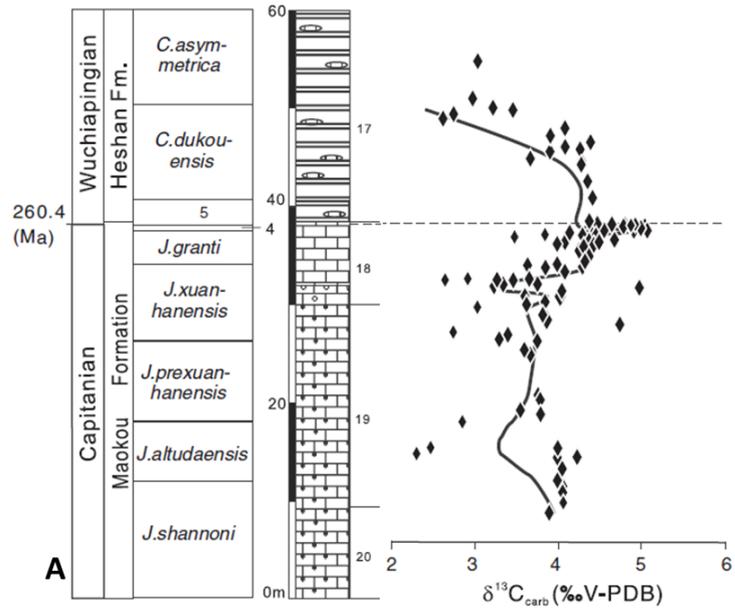


Figure 19 : Mesures du $\delta^{13}C_{carb}$ à Penglaitan. A : par Chen *et al.* (2011) ; B : Wang *et al.* (2004).

b. Isotopes de l'oxygène ($\delta^{18}O$)

Les analyses du $\delta^{18}O$ réalisées par Chen *et al.* (2011) sur les conodontes retrouvés à Tieqiao, coupe proche de Penglaitan, présentent des valeurs relativement stables de la base du Wordien jusqu'à la base de l'unité 19 de la formation Maokou (Capitanien, *Jinogondolella altudaensis*, Figure 20). Une nette diminution des valeurs est ensuite observée, jusqu'à la base de la zone à *J. granti* à Penglaitan (et à Tieqiao). Les valeurs les plus faibles enregistrées sont alors observées dans les bancs à conodontes *Hindeodus*. Le $\delta^{18}O$ augmente ensuite au sein de la zone à *J. granti*, jusqu'à la base de la formation Heshan (*J. dukouensis*).

Les données de $\delta^{18}O$ ont été interprétées par les auteurs comme indicatrices d'une augmentation de la température des eaux à la fin du Capitanien, suivie d'une baisse de cette dernière au niveau de la GLB se poursuivant à la base de Wuchiapingien. Ces données semblent alors cohérentes avec les variations du niveau marin évoquées précédemment. Les faibles valeurs observées dans les bancs à *Hindeodus*, paraissent de plus en accord avec les interprétations paléoenvironnementales proposées par certains auteurs (*Hindeodus* = taxon caractéristique de réchauffement des eaux, Davydov *et al.* 2014).

3. Volcanisme

À Penglaitan, plusieurs bancs argileux, présentés comme de nature volcanique (Wang *et al.* 2004 ; Wignall *et al.* 2009a ; Zhong *et al.* 2013), sont observés dans la partie supérieure du Laibin Limestone et à la base de la formation Heshan.

Au sein du, Laibin Limestone, ces bancs sont retrouvés de la base de la zone à *J. granti* à la zone à *Clarkina postbitteri postbitteri* (Wang *et al.* 2004 ; Wignall *et al.* 2009a ; Zhong *et al.* 2013) et seraient reliés à l'activité du complexe volcanique d'Emeishan, situé à environ 800km.

Présentés comme des cendres volcaniques (Wang *et al.* 2004), ces sédiments sont de plus caractérisés par la présence de pyroclastes, confirmant l'hypothèse d'une origine volcanique éruptive (Wignall *et al.* 2009a). Les sédiments argileux observés à la base de la formation Heshan, jusqu'à la base de la zone à *Clarkina dukouensis* sont également présentés comme des cendres volcaniques provenant d'Emeishan (Wignall *et al.* 2009a). Aucun pyroclaste n'y est cependant retrouvé.

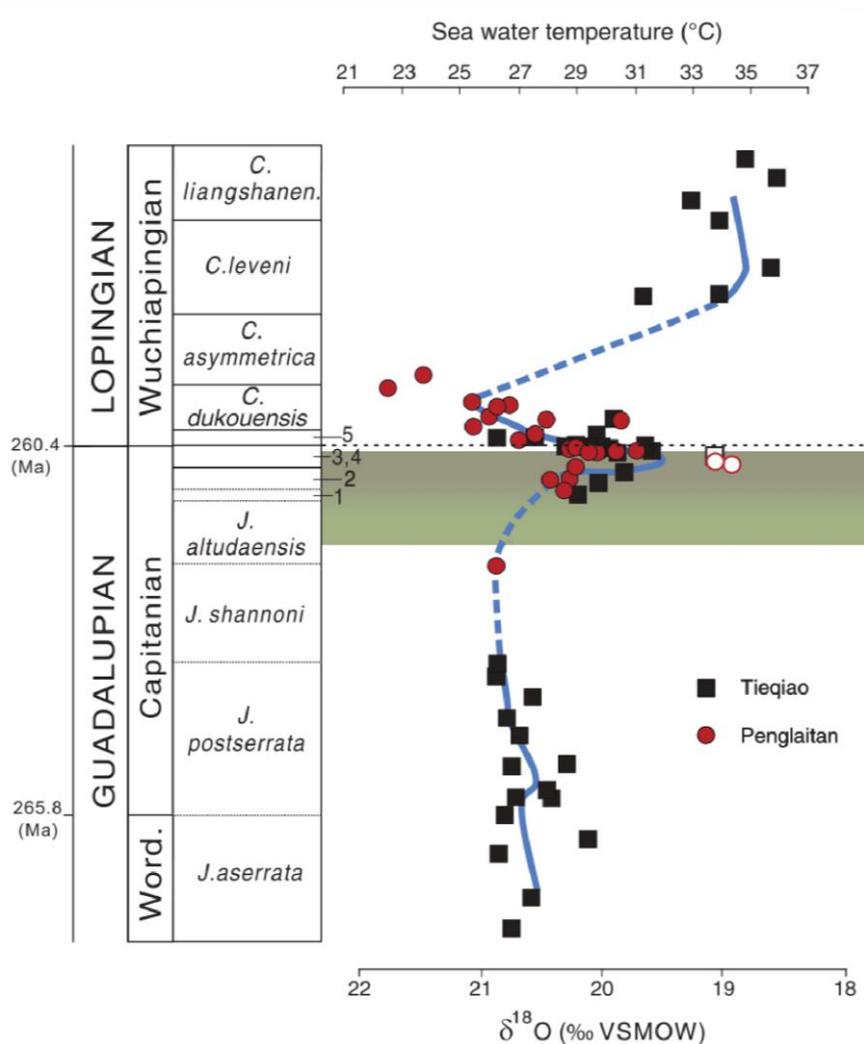


Figure 20 : Variations du $\delta^{18}\text{O}$ mesuré sur les conodontes des coupes de Penglaitan et Tieqiao (courbe bleue) et estimation des paléotempératures par les *Jinogondolella* (symboles pleins) et *Hindeodus* (symboles vides). Les unités 1 à 5 correspondent aux zones à conodontes *J. prexuanhanensis*, *J. xuanhanensis*, *J. granti*, *Clarkina postbitteri hongshuiensis* et *C. postbitteri postbitteri*. D'après Chen *et al.* (2011).

Zhong *et al.* (2013) observent en revanche, au sommet de la zone à *J. granti*, une couche de sédiments qu'ils présentent comme issue de l'érosion des roches basaltiques de la région d'Emeishan. Cette hypothèse suggère, d'après les auteurs, la fin de l'épisode éruptif. Les bancs argileux observés à la base de la formation Heshan sont ici associés à l'érosion d'arcs volcaniques continentaux s'étant développés au sud du bloc de Chine du Sud du fait de l'évolution de la Paléo-Téthys.

Si le début de l'activité éruptive d'Emeishan semble enregistré à Penglaitan au niveau de la zone à *J. granti*, la fin de l'épisode volcanique ne fait donc pas l'objet d'un consensus. Certains auteurs suggèrent ainsi une fin de l'épisode volcanique avant la GLB (Zhong *et al.*

2013). D'autre en revanche estiment une plus longue durée d'activité du volcanisme d'Emeishan, ce dernier semblant s'arrêter à la base du Wuchiapingien (Wignall *et al.* 2009a).

C. Évolution des assemblages paléontologiques

1. Conodontes

Les faunes de conodontes semblent subir un renouvellement au niveau de la GLB à Penglaitan, comme en atteste la disparition du genre *Jinogondolella* au profit du genre *Clarkina* au sommet de la formation Maokou.

2. Brachiopodes

A Penglaitan, trois assemblages distincts de brachiopodes ont été identifiés au sein du « Laibin Limestone » (Chen *et al.* 2009). Le plus ancien se situe à la base du Laibin Limestone au niveau du banc 2 (*J. xuanhanensis*). Sur les 7 espèces qui y sont identifiées, seule une, *Ursushtenoidea crenulata*, est typique du Guadalupien (et n'est jamais retrouvée au Lopingien). Au sein du banc 3b, le second assemblage est composé de 3 espèces typiques du Lopingien. Le banc 6g, situé au sommet de la formation Maokou, ne contient qu'une seule espèce de brachiopode, également typique du Lopingien.

À Penglaitan, la dernière occurrence de faunes de brachiopodes héritées du Guadalupien est donc retrouvée à la base du membre V de la formation Maokou. Les faunes de brachiopodes du Capitanien terminale semblent donc déjà dominées par des formes lopingiennes.

3. Coraux

A Penglaitan l'unique assemblage de coraux, retrouvé dans la partie supérieure du «Laibin Limestone», correspondant approximativement à la zone à *J. granti* (bancs 3c à 6b), est exclusivement constitué de taxons solitaires (Jin *et al.* 2006 ; Wang & Sugiyama 2001).

Le long de la coupe de Tieqiao, située à quelques kilomètres du GSSP, trois assemblages de coraux rugueux sont retrouvés au sein de la formation Maokou. A la base de la formation Maokou (membre I, Kungurien/Roadien) le plus ancien assemblage est constitué de taxons solitaires de petite taille. Le second assemblage est retrouvé au Guadalupien moyen, (Wordien/Capitanien, limite membre II/III, *J. aserrata* – *J. posterrata*). Il est composé d'une

association de taxons solitaires et coloniaux (massifs, Wang & Sugiyama 2001). L'assemblage retrouvé au sommet de la formation Maokou à Tieqiao, correspondant à celui retrouvé à Penglaitan, est également constitué exclusivement d'espèces solitaires. Seules deux de ces espèces sont également retrouvées à la base du Wuchiapingien à Tieqiao.

Dans la zone de dépôt des sédiments de la coupe de Penglaitan, les coraux rugueux coloniaux semblent donc disparaître dès la base du Capitanien (*J. aserrata* – *J. posterrata*).

4. Fusulines

Très peu de spécimens de fusulines sont retrouvés au sein des sédiments de la formation Maokou à Penglaitan. Seuls quelques individus attribués au genre *Codonofusiella*, genre devenant dominant au Wuchiapingien, sont retrouvés au sommet du « Laibin Limestone » (Jin *et al.* 1998 ; Jin *et al.* 2006). Au sein de la coupe de Tieqiao en revanche, plusieurs groupes de fusulines sont retrouvés dans la formation Maokou au sein de trois différents intervalles.

Au niveau de la zone à *J. aserrata*, est définie la zone à *Metadolina*, regroupant 8 espèces (7 genres) de fusulines. Parmi ces espèces, certaines (*Lepidolina parasuschanica*, *Schwargerina pseudocompacta*) sont caractérisées par des tests complexes et de grande taille ayant potentiellement porté des endosymbiontes photosynthétiques (Yang *et al.* 2004). Une espèce du genre *Reichelina*, devenant, tout comme le genre *Codonofusiella*, dominant au Wuchiapingien, est également retrouvée dans cet intervalle.

A la base de la zone à *J. granti*, est définie la zone à *Lantschichites minima* regroupant 4 espèces (4 genres) dont une espèce indéterminée du genre *Lepidolina*, dernière fusuline de grande taille retrouvée à Tieqiao.

Le sommet de la formation Maokou à Tieqiao est caractérisé, au niveau de la zone à *C. postbitteri postbitteri* par la présence de fusulines appartenant exclusivement aux genres *Reichelina* et *Codonofusiella*, marquant le remplacement des faunes typiques du Guadalupien par les faunes dominantes du Lopingien.

Dans la zone de dépôt des sédiments de la coupe de Penglaitan, le renouvellement des faunes de fusulines, notamment caractérisé par la disparition des formes de grande taille, semble donc s'être produit au sein de la zone à *J. granti*.

5. Petits foraminifères

Peu abondant à Penglaitan, les petits foraminifères sont relativement bien étudiés à Tieqiao. Leur diversité augmente progressivement de la base au sommet de la formation

Maokou (Zhang et al. 2015). De plus, une grande partie des genres et espèces présents au sein des membres II et IV de la formation Maokou sont retrouvés au sein des « Laibin limestone », certains étant plus rarement, retrouvés à la base de la formation Heshan (Chen *et al.* 2009 ; Zhang et al. 2015).

Une nette diminution de l'abondance et de la biodiversité est observée au passage de la formation Maokou à la formation Heshan. Cependant, lorsque la sédimentation redevient carbonatée, plusieurs mètres au-dessus de la GLB au sein de la formation Heshan, l'abondance et la diversité des petits foraminifères augmentent de nouveau. Les genres présents sont pour une grande partie les mêmes que ceux identifiés au sommet du Capitanien. De manière plus générale, la majeure partie des genres présents au Capitanien à Tieqiao sont retrouvés dans les dépôts wuchiapingiens de plusieurs régions de Chine du Sud (Chen *et al.* 2009 ; Zhang et al. 2015). Les modifications, temporaires, d'abondance et de diversité semblent ici essentiellement liées aux changements de conditions de dépôts, associés à des fluctuations du niveau marin.

6. Ammonoïdés

Le groupe des ammonoïdés est très peu retrouvé au sein de la formation Maokou à Penglaitan. Seuls quelques spécimens du genre *Kufengoceras*, précédemment identifié en tant que *Shengoceras* (Jin *et al.* 2006) ou encore *Waagenoceras*, (Jin *et al.* 1998), sont retrouvés au sommet du « Laibin limestone » (banc 6k, *C. postbitteri postbitteri*, Wuchiapingien). Ce taxon, typiquement Guadalupien (Ehiro & Shen 2008), n'est pas retrouvé à la base de la formation Heshan. Les premiers spécimens retrouvés au sein de cette dernière apparaissent au niveau des zones à *C. dukouensis-asymmetrica* et sont typiques du Lopingien. Le renouvellement des faunes d'ammonoïdés dans la région de Penglaitan se serait donc déroulé à la base du Wuchiapingien.

Chapitre II. Matériel et méthodes

I. Les ostracodes

L'anatomie, la biologie et l'écologie des ostracodes ayant déjà été abordées en détail dans plusieurs travaux de thèse (e.g., Crasquin 1984a ; Perrier 2007 ; Chitnarin 2010 ; Forel 2010 ; Maillet 2013), elles seront ici présentées de manière synthétique, s'appuyant notamment sur le *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part Q* (Moore 1961) et le *Traité de zoologie, Crustacés* (Grassé 1996).

Les ostracodes (Ostracoda Latreille, 1806) constituent une classe très diversifiée au sein du sous-embranchement Crustacea Brünnich, 1772 (Embranchement Arthropoda Latreille, 1829).

Ces organismes, généralement de taille millimétrique, présentent la particularité de posséder une carapace bivalve chitino-calcitique (Figure 21). Les deux valves, reliées dorsalement par un ligament et articulées au niveau d'une charnière plus ou moins complexe, recouvrent et protègent les parties molles de l'animal (tête, thorax, abdomen et appendices).



Figure 21 : Spécimen d'ostracode lacustre actuel de l'espèce *Chrissia formosa* (Klie, 1938) en vue latérale gauche. Extrait de Smith *et al.* 2011.

A. Reproduction, ontogénie et dimorphisme

Chez les ostracodes, la reproduction peut être sexuée (fécondation interne) ou parthénogénétique selon les taxons et les milieux de vie. En milieux marins, elle est principalement sexuée. Les sexes sont par conséquent séparés. Le dimorphisme sexuel est commun dans de nombreux taxons et souvent exprimé dans la morphologie de la carapace.

Les œufs formés peuvent être soit conservés un temps dans le corps de la femelle soit relâchés dans le milieu. À l'issue du développement embryonnaire, les larves présentent un mode de croissance par mues. Ainsi, l'ancienne carapace désormais trop petite est expulsée, entièrement ou partiellement, puis remplacée par une nouvelle. La sécrétion de cette nouvelle carapace lors des phases de mue nécessitant l'apport d'éléments chimiques exogènes (Yamada *et al.* 2005), la morphologie de la carapace peut donc être en partie influencée par les conditions environnementales. Le mode de vie des larves est similaire à celui des adultes.

Le nombre de stades larvaires varie selon les taxons, de 5 et 8 aux seins des espèces actuelles. Ainsi, les Podocopida (dont les Bairdioidea) et les Platycopida présentent 8 stades larvaires (Smith & Kamiya 2002 ; Okada *et al.* 2007) et les Halocyprida 5 à 7 stades larvaires (Kornicker & Sohn 1976 ; Kornicker & Iliffe 1989 ; Kornicker, *et al.* 2010).

Au cours du développement, la morphologie des parties molles comme celle de la carapace change. Ainsi, d'un stade larvaire à l'autre, le nombre de segments et d'appendices peut être amené à augmenter. Des modifications de taille, de forme, d'épaisseur et d'ornementation des valves ou encore une complexification de la charnière apparaissent également. La maturité sexuelle est généralement acquise au cours des dernières mues.

Les données de longueur et de hauteur des carapaces sont communément utilisées pour distinguer les différents stades larvaires présents dans une population. Présentées sous forme de diagramme hauteur– longueur (Figure 22) elles permettent d'illustrer la répartition des différents spécimens et de visualiser les différents stades correspondants aux différents nuages de point.

Neonesidea oligodentata

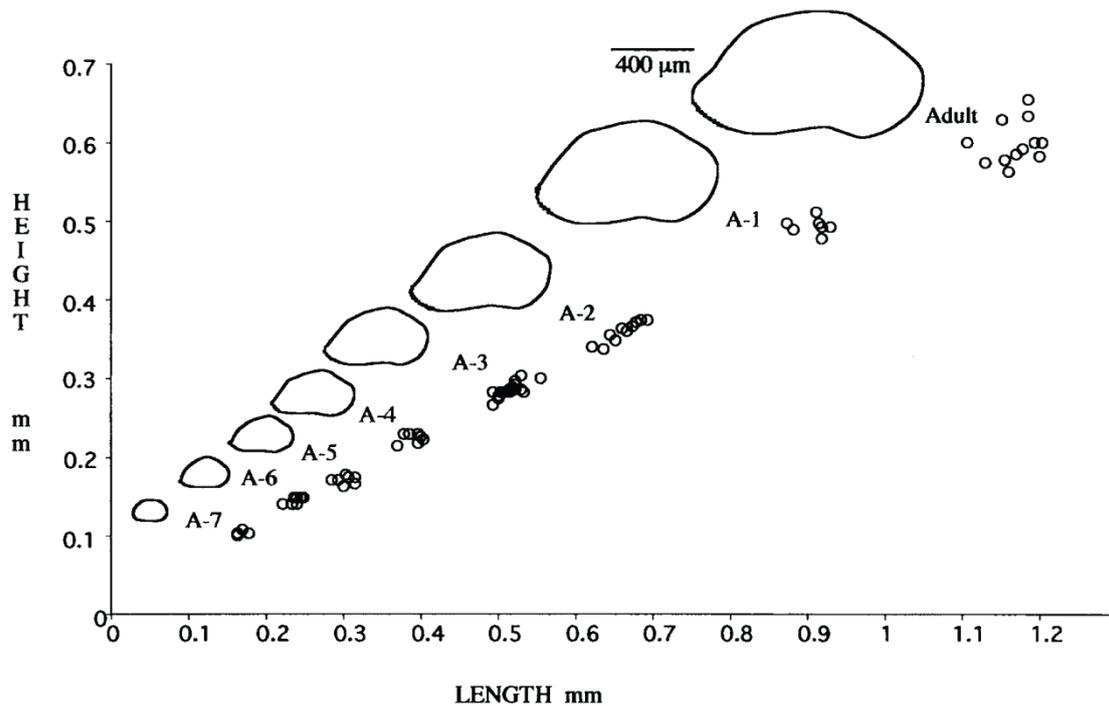


Figure 22 : Diagramme hauteur-longueur accompagné d'une illustration de l'évolution de la taille et de la forme au cours de l'ontogénie de l'espèce *Neonesidea oligodentata* (Bairdioidea). Extrait de Smith & Kamiya (2002).

B. Écologie et paléocécologie :

Inféodés aux milieux aquatiques, les ostracodes, présentent des modes de vie variés, pouvant être nageurs, rampants ou fouisseurs et des mécanismes de nutrition divers, pouvant être nécrophages, filtreurs ou encore détritivores. Ils ont ainsi colonisé une grande variété de milieux aquatiques et sont aujourd'hui retrouvés en milieux marins, saumâtres ou d'eau douce.

Les taxons étudiés lors de ce travail sont exclusivement marins et benthiques et sont donc directement dépendants de la nature du substrat et sensibles à certains facteurs environnementaux tels la salinité, la température, l'apport en nutriments et la bathymétrie. La paléocécologie des principales familles observées est résumée ci-après. Les taxons identifiés lors de ce travail sont caractéristiques d'environnements néritiques. Le cas des formes épineuses et à tests fins, retrouvées notamment au sein des Bairdiidae, Acratiidae et Healdiidae, caractéristiques de milieux paléopsychrosphériques (milieux profonds caractérisés par des températures constamment basses), ne sera pas abordée ici.

- Famille des Polycopidae Sars, 1865 (Genre *Polycope* Sars, 1866) : si les hypothèses sur les modes de vie des *Polycope* sont aujourd'hui encore sujettes à débats, il semble désormais convenu que ce genre vit proche du fond (nectobenthique) et est donc assimilable à du benthos. Il présente de plus une très large répartition géographique (Antarctique, Bahamas, Grèce, Arctique, Brésil...). Les *Polycope* actuels sont de plus retrouvés dans des environnements divers, des zones d'estuaires aux abysses (Karanovic & Brandão 2016). Caractérisés par une grande plasticité écologique, ils sont considérés comme un groupe ubiquiste associé à des environnements riches en matière organique (Karanovic & Brandão 2016).
- Famille des Aparchitidae Jones, 1901 (Genre *Cyathus* Roth & Skinner, 1930) : peu d'informations sont disponibles sur les préférences écologiques de cette famille. Certaines espèces du genre *Cyathus* sont en effet associées à des milieux proximaux et considérés comme euryhalins (Forel 2012), d'autres sont associées à la plateforme distale (offshore, Chitnarin et al. 2012) et d'autres enfin sont associées à des milieux profonds (Yuan et al. 2009).
- Famille des Hollinidae Swart, 1936 (Genre *Hollinella* Coryell, 1928) : cette famille est considérée comme ubiquiste sur la plateforme, présentant néanmoins une diversité plus importante au niveau de la plateforme distale (Melnyk & Maddocks 1988a). Les formes d'*Hollinella* de grandes tailles sont généralement associées à des milieux proximaux et considérées comme tolérantes à de fortes variations de salinité ou encore d'apports terrigènes (Melnyk & Maddocks 1988a ; Crasquin-Soleau & Baud 1998 ; Bercovici et al. 2015), tandis que celles de petites tailles sont associées à la plateforme plus distale et des milieux plus calmes et stables.
- Famille des Amphissitidae Knight, 1928 (Genre *Kegelites* Coryell & Booth, 1933. *Neoamphissites* Becker & Wang, 1992) : cette famille est généralement associée à des milieux de plateforme peu profonde présentant une salinité marine normale. Certaines espèces semblent cependant abondantes dans des environnements plus distaux (Costanzo & Kaesler 1987 ; Melnyk & Maddocks 1988a).
- Famille des Kellettinidae Sohn, 1954 (Genre *Kindrella* Sohn, 1954) : cette famille est généralement associée à des milieux de plateforme peu profonde présentant une salinité marine normale. Certaines espèces sont cependant présentées comme des indicateurs de milieux plus distaux et d'autres à l'inverse comme indicatrices de

milieux proximaux et tolérantes à de plus fort apports de matériel terrigène (Melnyk & Maddocks 1988a).

- Famille des Kirkbyidae Ulrich & Bassler, 1906 (Genres : *Kirkbya* Jones, 1859 ; *Knightina* Kellet, 1933 ; *Reviya* Sohn, 1961) : cette famille est généralement associée à des milieux de plateforme proximale (Costanzo & Kaesler 1987 ; Forel 2012). Certaines espèces sont néanmoins retrouvées en milieux profonds (Melnyk & Maddocks 1988a).
- Famille des Scrobiculidae Posner, 1961 (Genre *Roundyella* Bradfield, 1935) : cette famille est généralement associée à des milieux de plateforme peu profonds présentant une salinité marine normale. Certaines espèces semblent cependant abondantes dans des environnements plus distaux (Melnyk & Maddocks 1988a).
- Famille des Paraparchitidae Scott, 1959 (Genre *Samarella* Polenova, 1952) : cette famille est généralement associée à la plateforme proximale (Melnyk & Maddocks 1988a). Certaines espèces semblent de plus tolérantes à de forte salinité ou à l'inverse à des eaux saumâtres (Sohn 1971, Crasquin 1984b ; Bennett *et al.* 2012). Certaines espèces sont néanmoins retrouvées dans des environnements plus distaux (offshore ; Melnyk & Maddocks 1988a)
- Famille des Youngiellidae Kellett, 1933 (Genre *Permoyoungiella* Kozur, 1985) : cette famille est généralement associée à des milieux peu profonds de plateforme présentant une salinité marine normale (Melnyk & Maddocks 1988a).
- Famille des Cavellinidae Egorov, 1950 (Genres : *Cavellina* Coryell, 1928 ; *Paracavellina* Cooper, 1941 ; *Sulcella* Coryell & Sample, 1932) : cette famille est généralement associée à des milieux de plateforme peu profonde et euryhalins. Certaines espèces présentes une large répartition le long de la plateforme. D'autres en revanche sont associées exclusivement à des milieux de plateforme distale (Melnyk & Maddocks 1988a).
- Famille des Kloedenellidae Ulrich & Bassler, 1908 (Genres : *Geffenina* Coryell & Sohn, 1938 ; *Knoxiella* Egorov, 1950) : cette famille est généralement associée à des milieux de plateforme proximale peu profonds et euryhalins, certaines espèces sont cependant associées à des environnements de plateforme plus distaux (Melnyk & Maddocks 1988a).
- Famille des Bairdiidae Sars, 1865 (Genres : *Abrobairdia* Chen, 2002 ; *Bairdia* McCoy, 1844 ; *Bairdiacypris* Bradfield, 1935 ; *Cetollina* Shi, 2002 ; *Ceratobairdia*

Sohn, 1954 ; *Fabalitypris* Cooper, 1946 ; *Mirabairdia* Kollmann, 1963 ; *Paramacrocypris* Kozur, 1985 ; *Petasobairdia* Chen, 1982 ; *Pustulobairdia* Sohn, 1960) : cette famille est considérée comme ubiquiste sur la plateforme présentant néanmoins une diversité plus importante au niveau de la plateforme distale (Melnyk & Maddocks 1988a). Ils sont généralement associés à des milieux carbonatés à salinité et oxygénation normales (Crasquin 1984b). Toutefois, certains travaux récents semblent indiquer une grande adaptabilité aux conditions d'oxygénation (Forel 2015). Des variations d'oxygénation expérimentales appliquées sur des représentants vivants (Forel, com. pers.) semblent de plus montrer leur capacité à survivre dans des milieux dysoxiques.

- Famille des Acratiidae Gründel, 1962 (Genres : *Acratia* Delo, 1930 ; *Acratinella* Shneyder, 1956) : cette famille est considérée comme ubiquiste le long de la plateforme (Melnyk & Maddocks 1988a).
- Famille des Bythocytheridae Sars, 1928 (Genre *Callicythere* Wei, 1981) : peu d'informations sont disponibles sur les préférences écologiques de cette famille. La paléoécologie du genre *Callicythere* n'est de plus pas connue.
- Famille des Cytheridae Baird, 1850 (Genre *Basslerella* Kellett, 1935) : le genre *Basslerella* est associé à des environnements marins francs (offshore à profond) relativement stables (Melnyk & Maddocks 1988a ; Crasquin et al. 2010 ; Yuan et al. 2009 ; Chitnarin et al. 2012). Certaines espèces présentent néanmoins une large répartition le long de la plateforme (Melnyk & Maddocks 1988a).
- Famille des Healdiidae Harlton, 1933 (Genre *Waylandella* Coryell & Billings, 1932) : cette famille est généralement associée à des milieux de plateforme proximale peu profonds et euryhalins (Melnyk & Maddocks 1988a).
- Famille des Bairdiocyprididae Shaver, 1961 (Genres : *Baschkirina* Rozhdestvenskaya, 1959 ; *Cytherellina* Jones & Holl, 1969 ; *Silenites* Coryell & Booth, 1933) : cette famille est considérée comme ubiquiste sur la plateforme (Melnyk & Maddocks 1988a).
- Famille des Sigilliidae Mandelstam, 1960 (Genre *Microcheilinella* Geis, 1933) : le genre *Microcheilinella* est généralement associé à des environnements de plateforme distale (Melnyk & Maddocks 1988a).

C. Outils de description

La détermination des spécimens d'ostracodes actuels est essentiellement basée sur l'étude des caractères morphologiques des parties molles. À l'issue des processus de fossilisation, seule la carapace est conservée, si ce n'est dans de rares cas de conservation exceptionnelle permettant une préservation des parties molles (Siveter *et al.* 2010 ; Olempska *et al.* 2012). Ces dernières ne seront par conséquent pas abordées ici. La détermination et l'orientation des spécimens fossiles sont donc basées sur les caractéristiques morphologiques externes et internes des carapaces : la forme, la taille, l'épaisseur des valves, le type de contact et de recouvrement des valves, la position de la hauteur maximale, le nombre et la disposition des traces d'insertion musculaires et des pores, l'ornementation primaire (lobe, sulci...) et secondaire (rides, stries, pustules...), la structure de la charnière ou encore les caractéristiques de la lamelle interne.

La préservation du matériel fossile étudié durant ce travail n'a pas permis d'observer la morphologie interne des valves. Les traces d'insertion musculaire, les pores, la présence de lamelle interne ou encore la structure des charnières n'ont pu être observés. La Figure 23 présente certains des caractères utilisés dans la détermination des spécimens.

Les principaux ordres d'ostracodes retrouvés lors de ce travail présentent certaines particularités morphologiques propres à leur carapace (d'après Moore 1961 et Liebau 2005) :

Podocopida Sars, 1866 : bord dorsal convexe ou s'il est droit plus court que la longueur totale, lamelle interne plus ou moins calcifiée, duplicature présente, empreinte du muscle adducteur en agrégat circulaire. Ordre le plus diversifié avec des milliers d'espèces actuelles et fossiles, présent de l'Ordovicien à l'actuel.

Platycopida Sars, 1866 : carapace fortement calcifiée, souvent ornementée, inéquivalve avec fort recouvrement tout le long des bords libres, lamelle interne non calcifiée ou seulement en périphérie ; dimorphisme fréquemment exprimé (surtout chez les *Kloedenellocopina* Scott, 1961) dans la partie postérieure de la carapace chez les femelles (conservation des œufs) ; bord ventral souvent concave ; charnière adonte (Pokorny 1978).

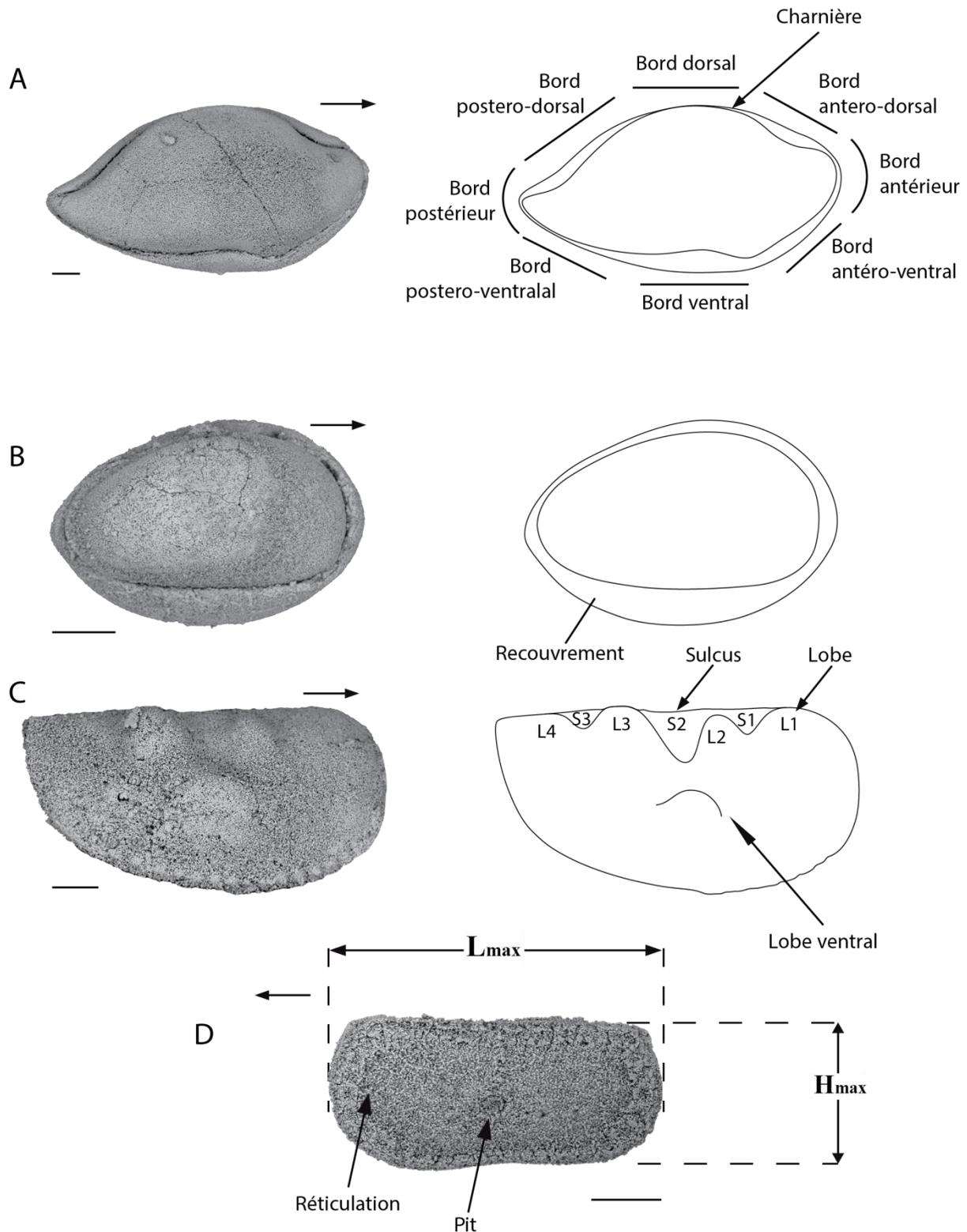


Figure 23(1) : Exemples de caractères morphologiques externes de carapaces d'ostracode fossile. Les spécimens présentés ici proviennent du Permien moyen et supérieur de la coupe de Chaotian (province du Sichuan, Chine, Zazzali *et al.* 2015). A : vue latérale droite de *Bairdia chaotianensis* Zazzali, 2015. B : vue latérale droite de *Microcheilinella* sp. B. C : vue latérale droite de *Hollinella martensiformis* Crasquin, 2010. D : vue latérale gauche de *Kirkbya* sp. 2 sensu Zazzali *et al.* 2015. Les flèches horizontales indiquent l'avant de la carapace. L_{max} : longueur maximale ; H_{max} : hauteur maximale. Échelle : 100µm.

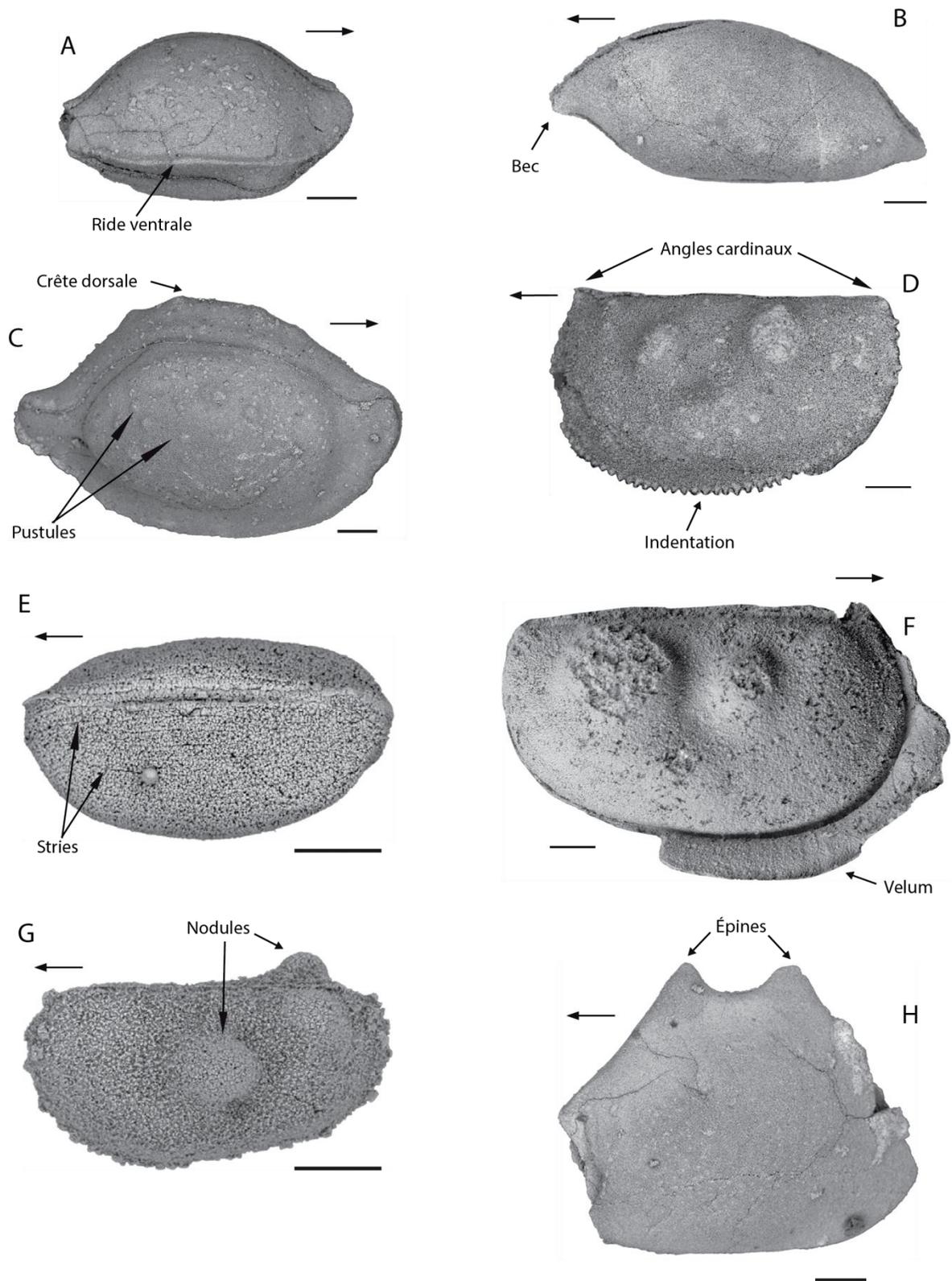


Figure 23(2) : Exemples de caractères morphologiques externes de carapaces d'ostracode fossile. Les spécimens présentés ici proviennent du Permien moyen et supérieur de la coupe de Chaotian (province du Sichuan, Chine) et Penglaitan (province du Guangxi, Chine). A : vue latérale droite de *Bairdia rigaensis* Crasquin-Soleau, 1998 ; B : vue latérale gauche de ?*Acratia* sp. C ; C : vue latérale droite de *Mirabairdia* sp. A ; D : vue latérale gauche de *Hollinella martensiformis* Crasquin, 2010 ; E : vue dorsale de *Cyathus caperata*? (Guan, 1978) ; F : vue latérale droite de *Hollinella* sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 ; G : vue latérale gauche de *Kegelites* sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 ; H : vue latérale gauche de *Petasobairdia bicornuta*? Chen, 1982. Les flèches horizontales indiquent l'avant de la carapace. Échelle : 100µm.

Palaeocopida Henningsmoen, 1953 : bord dorsal long et droit dont la longueur correspond environ à la longueur de la charnière, extrémités du bord dorsal caractérisées par la présence d'angles cardinaux ; lobes, sulci, structures (ad)ventrales communes, lamelle interne absente ou réduite, dimorphisme fréquent.

Halocyprida Dana, 1852, sous classe Myodocopa Sars, 1866 : carapace faiblement calcifiée ; bord ventral non concave et recouvrement faible (Horne *et al.* 2002).

D. Les ostracodes au Paléozoïque

Les plus anciens spécimens attribués aux ostracodes sont identifiés au début de l'Ordovicien (Figure 24). La diversité et la répartition paléogéographique relativement importantes enregistrées à cette période semblent néanmoins suggérer une origine plus ancienne (Cambrien ; Salas *et al.* 2007). Les grands groupes d'ostracodes du Paléozoïque (Figure 24) sont ainsi identifiés dès l'Ordovicien : les Podocopa Sars, 1866 (Palaeocopida Henningsmoen, 1953, Podocopida Sars, 1866, Platycopida Sars, 1866 ; Salas *et al.* 2007 ; Williams *et al.* 2008 ; Olempska 2012 ; Perrier *et al.* 2012) et les Myodocopa (Gabbott *et al.* 2003). Ces taxons vont alors s'épanouir et constituer les groupes dominants au Paléozoïque. Les principales familles retrouvées au Permien apparaissent à partir du Silurien. De nombreux genres retrouvés au Permien (*Bairdia*, *Bairdiacypris*, *Acratia*, *Acratinella*, *Microcheilinella*, *Healdia*, *Cytherellina*, *Knoxiella*, *Hollinella*, *Amphissites*, *Roundyella*, *Samarella*, *Cavellina*, *Sulcella*...) sont déjà présents au Dévonien (Lethiers & Raymond 1991 ; Lethiers & Casier 1999 ; Casier *et al.* 2002 ; Ma *et al.* 2002 ; Casier & Olempska 2008).

La fin du Dévonien est marquée par une crise d'extinction majeure au sein de faunes marines (Lethiers 1998). À la limite Frasnien-Famennien (Dévonien supérieur), les faunes marines d'ostracodes peu profonds subissent ainsi une diminution de près de 80% de leur diversité spécifique (Lethiers 1998, Lethiers & Casier 1999) essentiellement au sein des Palaeocopida et Podocopida. Cependant peu de bouleversements semblent enregistrés au niveau supra-spécifique chez les ostracodes. Ainsi seuls 25 genres disparaissent à cette période, entraînant l'extinction de cinq familles (Lethiers & Raymond 1991)

La fin du Permien est en revanche marquée par la crise biologique la plus importante du Phanéozoïque affectant les faunes marines (Sepkoski 1984 ; Lethiers, 1998 ; Payne & Clapham 2012). Comme pour la majeure partie de la biosphère marine, le groupe des ostracodes est durement touché, à des hauts rangs taxonomiques, par les événements

marquant la fin du Paléozoïque. Sa diversité et son abondance déclinent ainsi au cours du Permien. Les Palaeocopida s'éteignent ainsi progressivement aux abords de la limite Permien-Trias. Seules certaines espèces sont retrouvées, ponctuellement, au cours du Mésozoïque et Cénozoïque (e.g. Liebau 2005 ; Crasquin-Soleau *et al.* 2007 ; Crasquin & Forel 2014). Les Podocopida forment dès lors le groupe dominant d'ostracodes du Mésozoïque.

Si les ostracodes sont originellement benthiques (Williams *et al.* 2008), des formes planctoniques sont identifiées dès le Silurien, au sein des Myodocopida (Perrier *et al.* 2011). La colonisation des milieux continentaux aurait débuté au Carbonifère inférieur (Mississippien). Les premières formes adaptées aux milieux saumâtres sont ainsi reconnues au sein des Palaeocopida et des Platycopida et les premières formes reconnues comme lacustres au sein des Podocopida (Williams *et al.* 2006 ; Bennett 2008, 2012).

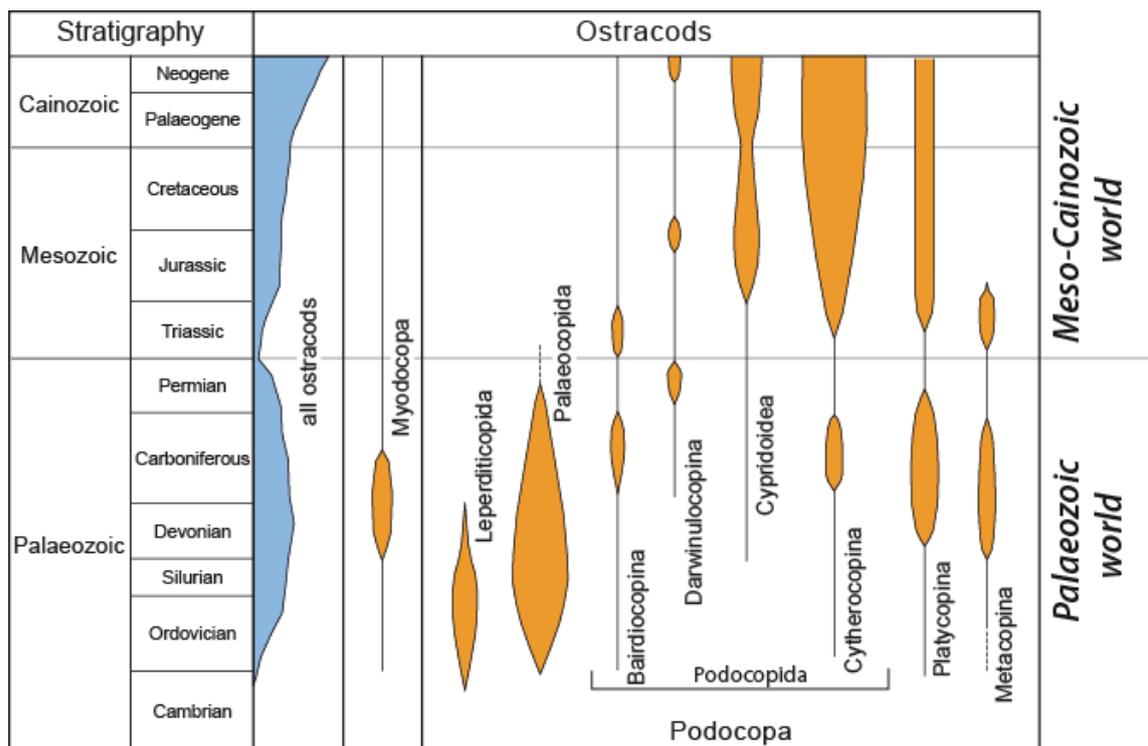


Figure 24 : Répartition stratigraphique des différents groupes d'ostracodes au cours du Phanérozoïque. Extrait de Crasquin & Forel (2014).

II. Méthodes d'extraction et d'étude du matériel fossile

A. Dégagement du matériel fossile : traitement chimique des échantillons

L'étude des caractères morphologiques des spécimens d'ostracodes contenus dans les échantillons collectés nécessite le dégagement de ces derniers de leur matrice sédimentaire. Les carapaces, en carbonate de calcium, contenues dans des échantillons de roches carbonatées dures et compactes, sont extraites par la méthode d'acétolyse à chaud (Lethiers & Crasquin-Soleau, 1988). Elle se décompose en cinq étapes :

Le broyage : Environ 200g de roche sont utilisés par échantillon. Afin d'augmenter la surface de contact entre l'acide et l'échantillon, l'échantillon est réduit en fragments à l'aide d'un marteau.

Le séchage : Les fragments obtenus, placés dans des récipients appropriés, sont séchés afin d'éviter les attaques acides ultérieures et donc la dissolution des sédiments et spécimens suite au contact entre eau et acide. Pour cela, ils sont placés dans une étuve pendant un minimum de 48h.

Acétolyse : Une fois secs et refroidis, les échantillons sont immergés dans de l'acide acétique pur cristallisable. Les récipients sont partiellement fermés, afin de laisser s'échapper les vapeurs acides. Ils sont installés sur un bain de sable chauffant, sous une hotte aspirante, à une température d'environ 65°C, évitant ainsi d'atteindre le point d'ébullition de l'acide. Après une durée variant d'une journée à plusieurs semaines, un dépôt se forme au fond du récipient.

Lavage et tamisage : une fois suffisamment de dépôt formé, l'acide est filtré et récupéré. L'échantillon est rincé rapidement et abondamment à l'eau afin d'éliminer le reste d'acide acétique et ainsi de limiter les attaques acides. Pour les ostracodes, le lavage et le tamisage sont effectués sur trois tamis présentant des mailles de tailles différentes :

- La maille de 2mm permet de retenir les sédiments peu ou pas désagrégés.
- La maille de 0.530mm permet de recueillir les spécimens de grande taille ainsi que les spécimens et fragments mal dégagés.
- La maille de 0.140mm permet de retenir les petits spécimens, les formes larvaires et les petits fragments.

Le séchage : Les résidus d'acétolyse récupérés dans les différents tamis sont ensuite placés dans une étuve pendant au moins 24h.

La fraction de taille supérieure à 2mm est réutilisée pour effectuer le cycle suivant d'acétolyse. Les deux autres fractions sont quant à elles conservées pour être triées.

Afin d'obtenir suffisamment de matériel à étudier, cette opération est effectuée plusieurs fois (jusqu'à cinq fois dans le cadre du présent travail), pour chaque échantillon, afin d'obtenir un minimum de 10g pour la fraction la plus fine (maille de 0.140 mm), contenant la majorité des spécimens.

B. Isolement et étude du matériel fossile

Une fois séchés, les résidus d'acétolyse sont triés sous une loupe binoculaire, à l'aide d'un pinceau et d'une aiguille montée. Les spécimens sélectionnés sont montés en lignes sur un plot de microscopie électronique à balayage, en prenant soin de reporter au fur et à mesure leur emplacement sur un schéma. Afin d'optimiser la visualisation du recouvrement des valves et de l'ornementation, on dispose, autant que faire se peut, les spécimens en vue latérale (sur la grande valve).

Une fois le montage effectué, on place le plot sur son support que l'on installe ensuite dans la chambre du microscope électronique à balayage (MEB/SEM), puis on met l'appareil sous vide. Via l'interface logicielle, on effectue un calibrage de l'échantillon. On réalise ensuite, pour chaque spécimen, un recentrage, un réglage du grossissement, de l'orientation, de la mise au point, ainsi qu'un rajustement du contraste et de la surcharge électronique. Les « photographies » des carapaces sont ensuite enregistrées et accompagnées d'un relevé des dimensions des spécimens (longueur et hauteur maximales).

La détermination des différents groupes d'ostracodes présents dans les échantillons s'effectuant à partir de l'étude de la morphologie externe des carapaces fossiles, les photographies, une fois imprimées, constituent le matériel de base de l'analyse systématique.

III. Matériel étudié

A. Chaotian

La coupe de Chaotian a fait l'objet d'une mission de terrain lors de l'année 2011. Au cours cette dernière, le Capitanien de la formation Maokou a été échantillonné sur environ 50m (54 échantillons). Des échantillons ont de plus été prélevés jusqu'à la base du Trias. Le Wuchiapingien a ainsi été échantillonné sur environ 85m (80 échantillons).

Dans le cadre d'une étude de la paléobiodiversité à la fin du Permien moyen, période potentiellement marquée par un contexte crise biologique, le travail effectué lors de cette thèse sur la coupe de Chaotian s'est porté sur les sédiments encadrant à la GLB. L'analyse des sédiments du sommet de la sous-unité la L3 (Unité I) et de la sous unité M1 (Unité II) de la formation Maokou ainsi que des sédiments formant la base de la formation Wujiaping (Figure 17) a donc été réalisée.

Sur les 105 échantillons initialement broyés et traités par acétolyse à chaud (54 capitanien et 51 wuchiapingien), 46 échantillons, correspondant aux 45m d'épaisseur de sédiments entourant la GLB, ont été analysés (Figure 25).

Les échantillons 11CHAO 173 à 163 et 150 à 152 correspondent aux bancs du sommet de l'Unité I (L3) de la formation Maokou, les échantillons 11CHAO 153 à 158 correspondent aux bancs de la partie inférieure de l'Unité II (M1), et les échantillons 11CHAO 72 à 101 correspondent aux bancs de la base de la formation Wujiaping.

L'Unité II présentant des facies peu favorables à la conservation et à l'étude des ostracodes (mudstones siliceux et cherts), seule la sous-unité inférieure M1, plus riche en carbonate, a été échantillonnée pour le présent travail (Figure 25). En raison des faciès, les échantillons correspondant au Wangpo Bed et au Black Level (11CHAO159 à 11CHAO162) n'ont pas été étudiés pour les ostracodes.

À l'issue des traitements par acétolyse à chaud, une moyenne de 15 grammes de la fraction fine de résidus a été récupérée et étudiée par échantillon.

Sur les 46 échantillons étudiés, 6 se sont avérés non fossilifères, cinq au sein de la formation Maokou (11CHAO152 en L3 ; 11CHAO153/154/155/157 en M1) et un à la base de la formation Wujiaping (11CHAO78). Sur les 40 échantillons fossilifères étudiés, trois ne présentent que des spécimens non identifiés (11CHAO75/76/77).

Le traitement des échantillons a ainsi permis de recueillir 3807 spécimens, photographiés et étudiés, et 10711 fragments trop endommagés pour être étudiés.

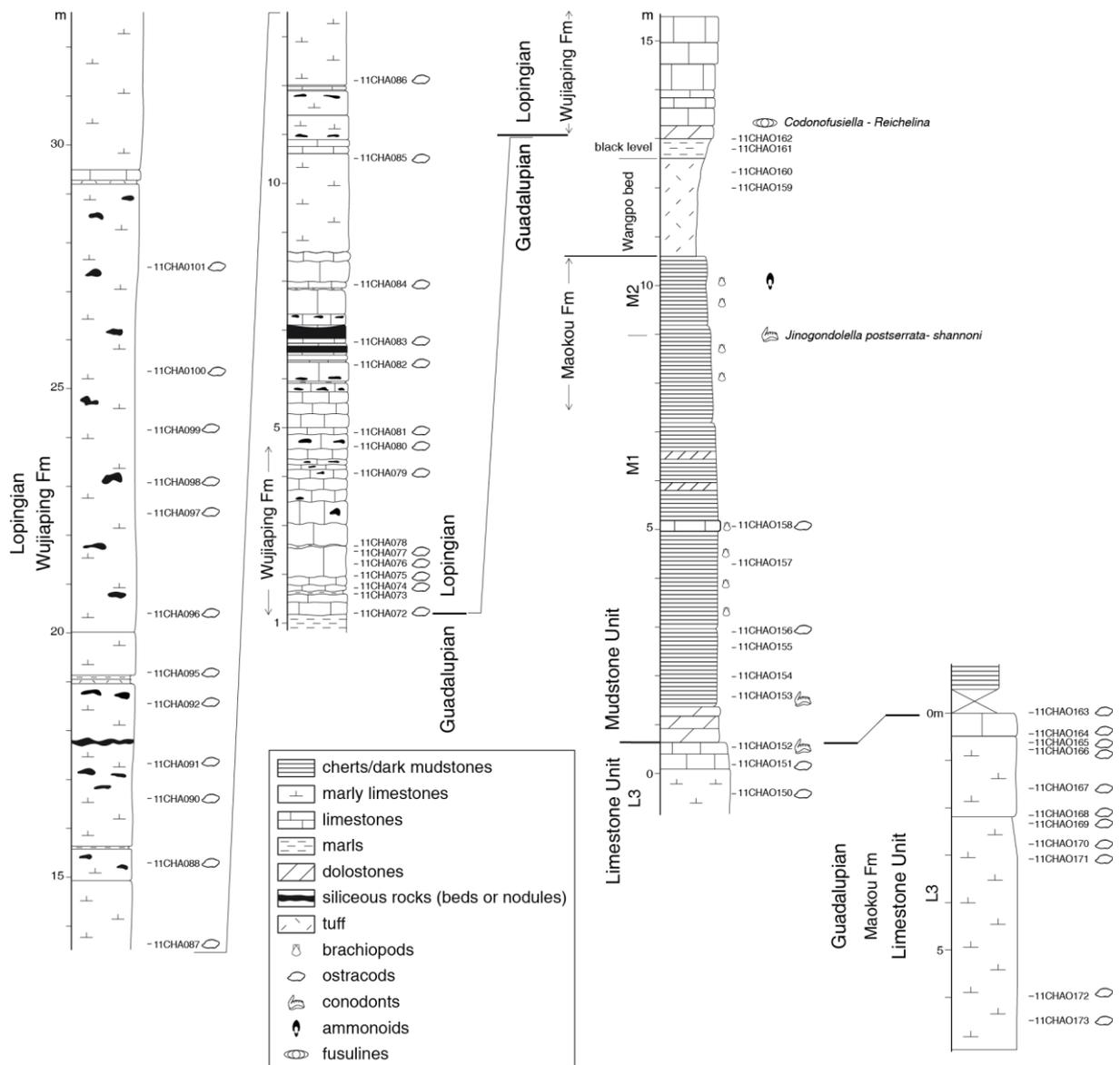


Figure 25 : Log de la coupe de Chaotian (dessiné au laboratoire à partir des données de terrain) présentant l'emplacement des échantillons étudiés. Données biostratigraphiques d'après Zhao *et al.* (1978), Isozaki *et al.* (2008) et Lai *et al.* (2008). Extrait de Zazzali *et al.* 2015.

B. Penglaitan

Le travail effectué sur la coupe de Penglaitan porte sur l'étude des bancs 18 (formation Maokou) et 17 (formation Heshan) présentés précédemment (Figure 18) et échantillonnés lors d'une mission de terrain réalisée en 2012 (Figure 26), les bancs inférieurs et supérieurs n'ayant pu être échantillonnés sur le terrain faute de temps.

36 échantillons, distribués sur une épaisseur d'environ 12m ont été prélevés au niveau de la coupe de Penglaitan, sur la rive sud de la rivière Hongshui, lors de la mission de terrain de fin 2012 (Figure 26).

Les échantillons 12PE39 à 66 correspondent au sommet de la formation Maokou (« Laibin Limestone », Capitanien supérieur). Les échantillons 12PE 67 à 74 correspondent à la base de la formation Heshan (Wuchiapingien basal).

La GLB est ici située entre les bancs 6j et 6k, correspondants ici aux échantillons 12PE65 et 12PE66, respectivement. La limite entre la formation Maokou et la formation Heshan se situe entre les échantillons 12PE66 (banc 6k) et 12PE67 (banc 7a).

À l'issue des traitements par acétolyse à chaud, une moyenne de 21 grammes de la fraction fine de résidus a été récupérée et étudiée par échantillon.

Tous les échantillons de la formation Maokou (12PE39 à 12PE66), à l'exception du 12PE55, se sont révélés fossilifères. Deux de ces échantillons ne présentent cependant que des spécimens non identifiés (12PE39/40).

En raison de la nature siliceuse des sédiments de la base de la formation Heshan, le procédé d'extraction par acétolyse à chaud n'a permis de récupérer que très peu de résidus pour les échantillons 12PE67 à 74. Parmi les échantillons de la base de la formation Heshan, seul l'échantillon 12PE67 s'est révélé fossilifère. Il ne présente cependant que des spécimens non identifiés.

Le traitement des échantillons a ainsi permis de recueillir 1831 spécimens, photographiés et étudiés, et 662 fragments trop endommagés pour être étudiés.

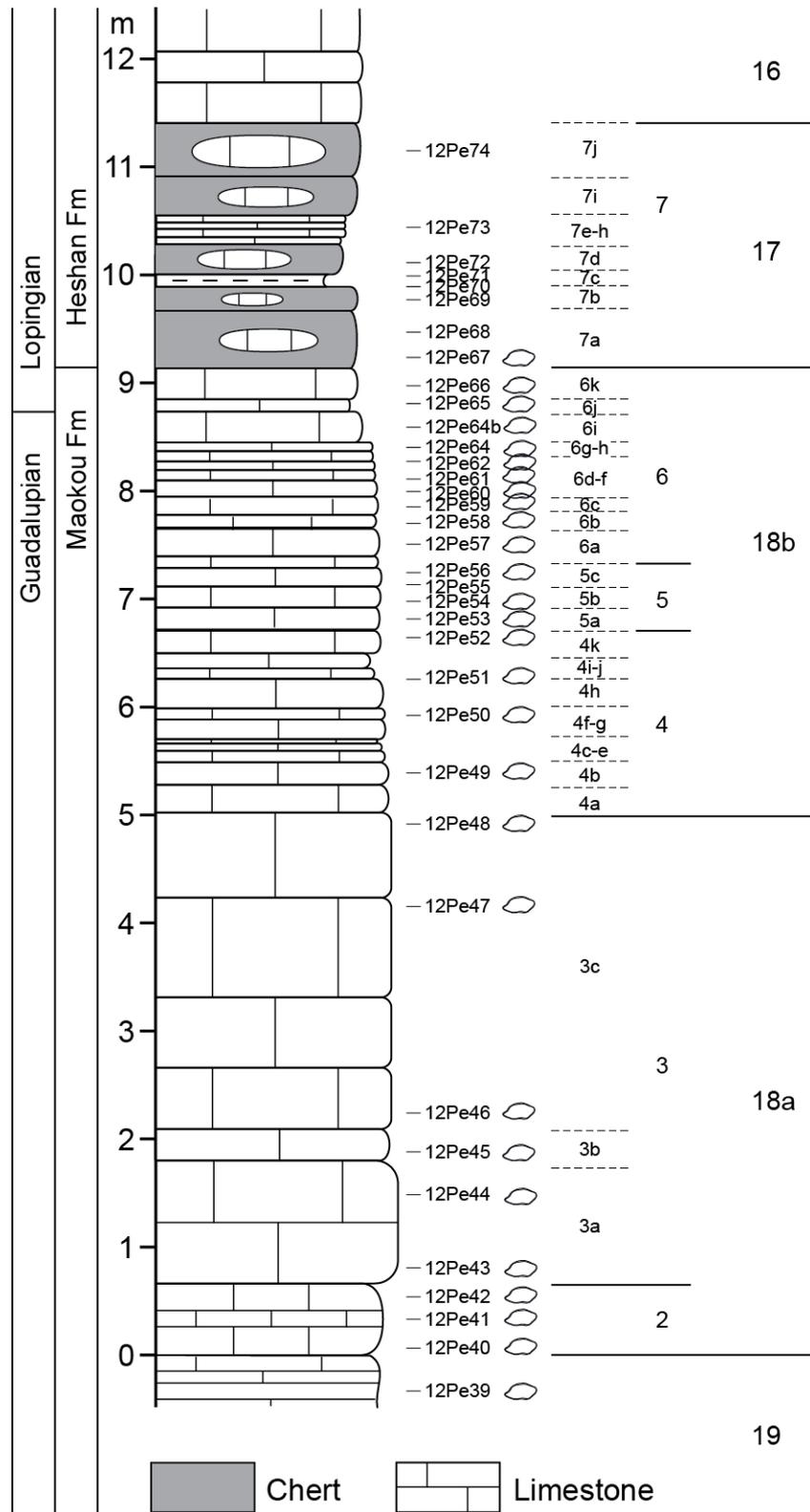


Figure 26 : Log de la coupe de Penglaitan (dessiné au laboratoire à partir des données de terrain) présentant l'emplacement des échantillons étudiés. La numérotation de 16 à 19 correspond aux unités décrites par Mei *et al.* (1998), la numérotation 3 à 7 aux bancs décrits par Jin *et al.* (2006).

PARTIE II. Systématique

Chapitre III. Systématique des ostracodes

Ce chapitre présente l'intégralité des espèces identifiées au sein des échantillons des coupes de Chaotian et Penglaitan.

La systématique des ostracodes découverts le long de la coupe de Chaotian a fait l'objet d'une publication (Zazzali *et al.*, 2015, voir Annexe 2). Les données publiées dans cet article ont été obtenues au cours d'un travail réalisé entre 2013 et 2014. Ces dernières constituent les toutes premières informations sur les ostracodes du Capitanien et de la base du Wuchiapingien en Chine du Sud. Cependant, parmi les taxons identifiés, certains, notamment le genre *Bairdia* largement majoritaire, sont caractérisés par une très forte diversité intraspécifique et par une quantité relativement restreinte de caractères diagnostiques, rendant souvent difficile la délimitation des espèces et leur description. Certains taxons présentent également des changements sensibles de la morphologie des carapaces au cours de l'ontogénie, compliquant le regroupement des différents stades ontogéniques au sein de mêmes espèces. L'état de conservation relativement mauvais d'une partie du matériel fossile limite de plus son identification. L'impact de ces paramètres sur l'interprétation des données recueillies à Chaotian a ici induit une surévaluation de la richesse spécifique.

L'expérience acquise au cours de l'étude systématique des spécimens provenant de la coupe de Penglaitan, l'enrichissement du jeu de données et le travail réalisé à Chaotian sur certains spécimens jusque-là non identifiés et sur certains spécimens ayant présenté des problèmes de positionnement lors de leur photographie, ont permis d'augmenter la précision de l'étude systématique. Ce jeu de données complété et mis à jour a ainsi permis de mieux identifier et prendre en compte la continuité morphologique entre les stades ontogéniques et de mieux appréhender la diversité intraspécifique. Une révision a donc été réalisée sur les données de Chaotian.

La révision des données de Chaotian et l'ajout des données de Penglaitan s'accompagnant d'un changement du cadre de classification, l'ensemble des descriptions et diagnoses publiées en 2015 est présenté dans ce chapitre.

L'analyse des 68 échantillons prélevés le long des coupes de Chaotian et Penglaitan a permis d'identifier 115 espèces appartenant à 34 genres. Elles sont figurées au sein des planches 1 à 24.

Quatre nouvelles espèces sont ici décrites et 23 espèces ont été identifiées comme correspondant à des espèces précédemment décrites. En raison de l'état de préservation

relativement mauvais des carapaces, du nombre limité de spécimens ou encore de la forte variabilité intraspécifique, les autres espèces identifiées lors de ce travail sont présentées en nomenclature ouverte. Dans un souci de clarté, l'emploi de lettres a été privilégié afin de nommer ces espèces.

Les descriptions des nouvelles espèces sont réalisées à titre d'exercice pratique. Ces dernières ne seront valides qu'une fois publiées. Ces espèces sont ici simplement nommées « n. sp. ».

Lorsque le nombre de spécimens l'a permis, la présence de différents stades ontogéniques au sein des espèces a pu être mise en évidence via l'utilisation de diagrammes (« Diag. ») présentant les mesures de longueur et de hauteur des carapaces. Seules les carapaces et valves complètes ou quasi-complètes (présentant une longueur et hauteur supérieur ou égale à 90% de la valeur originelle) ont été utilisées pour réaliser ces diagrammes.

Les dimensions des carapaces indiquées dans ce chapitre ont été mesurées, sauf indications contraires, au niveau des grandes valves de chaque spécimen.

Cette partie "Systématique" est rédigée en anglais afin d'être publiable directement.

I. Species list

Species	Chaotian section	Penglaitan section
<i>Polycope</i> n. sp.		X
<i>Cyathus caperata?</i> (Guan, 1978)	X	
<i>Cyathus elliptica?</i> Shi, 1987	X	
<i>Hollinella martensiformis</i> Crasquin, 2010	X	X
<i>Hollinella</i> sp. 1 sensu Zazzali et al., 2015	X	
<i>Kegelites</i> sp. 1 sensu Zazzali et al., 2015	X	
<i>Kegelites</i> sp. A		X
<i>Neoamphissites</i> sp. 1 sensu Zazzali et al., 2015	X	
<i>Kindlella</i> sp. 1 sensu Zazzali et al., 2015	X	
<i>Kirkbya</i> sp. 2 sensu Zazzali et al., 2015	X	
<i>Kirkbya</i> sp. 4 sensu Zazzali et al., 2015	X	
<i>Kirkbya</i> sp. A	X	
<i>Kirkbya</i> sp. B	X	
<i>Kirkbya</i> sp. C		X
<i>Knightina</i> sp. A	X	
<i>Knightina</i> sp. B		X
<i>Reviya</i> cf. <i>subsompongensis</i> Chitnarin, 2008	X	
<i>Roundyella?</i> <i>suboblonga</i> Wang, 1978		X
<i>Roundyella?</i> sp. 1 sensu Zazzali et al., 2015	X	
<i>Roundyella</i> sp. 2 sensu Zazzali et al., 2015	X	
<i>Roundyella</i> sp. A		X
<i>Samarella viscusforma</i> Chitnarin, 2012	X	
<i>Samarella</i> sp. A		X
<i>Paracavellina</i> sp. A		X
<i>Sulcella suprapermiana?</i> Kozur, 1985	X	
<i>Sulcella mesopermiana?</i> Kozur, 1985	X	
<i>Geffenina posterodorsospina?</i> Chitnarin, 2012	X	
<i>Knoxiella</i> sp. 2 sensu Zazzali et al., 2015	X	
<i>Knoxiella</i> sp. A		X
<i>Acratia nagyvisnyoensis?</i> Forel, 2013	X	
<i>Acratia recurvata?</i> Cordell, 1952	X	X
<i>Acratia striulata?</i> Shi, 1987	X	
<i>Acratia</i> sp. 4 sensu Zazzali et al., 2015	X	
? <i>Acratia</i> sp. A	X	
<i>Acraatinella</i> sp. A	X	X
<i>Acraatinella</i> sp. B		X
<i>Abrobairdia bitubera</i> Chen, 1982	X	
<i>Bairdia</i> n. sp.		X
<i>Bairdia chaotianensis</i> Zazzali, 2015	X	

Species	Chaotian section	Penglaitan section
<i>Bairdia episkopiensis?</i> Crasquin-Soleau, 1998		X
<i>Bairdia postilonga</i> (Chen, 2002)	X	X
<i>Bairdia rigaensis</i> Crasquin-Soleau, 1998		X
? <i>Bairdia</i> cf. <i>subcontracta</i> Chen, 1978 <i>sensu</i> Crasquin-Soleau & Baud., 1998	X	X
<i>Bairdia</i> sp. 3 <i>sensu</i> Zazzali et al., 2015	X	
<i>Bairdia</i> sp. 7 <i>sensu</i> Zazzali et al., 2015	X	
<i>Bairdia</i> sp. 8 <i>sensu</i> Zazzali et al., 2015	X	
<i>Bairdia</i> sp. 20 <i>sensu</i> Zazzali et al., 2015	X	
<i>Bairdia</i> sp. 23 <i>sensu</i> Zazzali et al., 2015	X	
<i>Bairdia</i> sp. 24 <i>sensu</i> Zazzali et al., 2015	X	
<i>Bairdia</i> sp. 27 <i>sensu</i> Zazzali et al., 2015	X	
<i>Bairdia</i> sp. 36 <i>sensu</i> Zazzali et al., 2015	X	
<i>Bairdia</i> sp. 42 <i>sensu</i> Zazzali et al., 2015	X	
<i>Bairdia</i> sp. A	X	
<i>Bairdia</i> sp. B	X	
<i>Bairdia</i> sp. C	X	
<i>Bairdia</i> sp. D	X	
<i>Bairdia</i> sp. E	X	
<i>Bairdia</i> sp. F	X	X
<i>Bairdia</i> sp. G	X	
<i>Bairdia</i> sp. H	X	
<i>Bairdia</i> sp. I		X
<i>Bairdia</i> sp. J		X
<i>Bairdia</i> sp. K		X
<i>Bairdia</i> sp. L		X
<i>Bairdia</i> sp. M		X
<i>Bairdia</i> sp. N		X
<i>Bairdia</i> sp. O		X
<i>Bairdiacypris</i> sp. 8 <i>sensu</i> Zazzali et al., 2015	X	
<i>Bairdiacypris</i> sp. A	X	X
<i>Bairdiacypris</i> ? sp. B	X	
<i>Bairdiacypris</i> sp. C	X	
<i>Bairdiacypris</i> ? sp. D	X	
<i>Bairdiacypris</i> sp. E	X	
<i>Bairdiacypris</i> ? sp. F	X	
<i>Bairdiacypris</i> sp. G	X	
<i>Bairdiacypris</i> sp. H		X
<i>Bairdiacypris</i> ? sp. I		X

Species	Chaotian section	Penglaitan section
<i>Cetollina lageniforma</i> Shi, 2002	X	X
<i>Cetollina</i> sp. A		X
<i>Ceratobairdia?</i> <i>ambigua</i> Ishizaki, 1964	X	
<i>Fabalicypris</i> sp. 1 <i>sensu</i> Zazzali <i>et al.</i> , 2015	X	
<i>Fabalicypris</i> sp. 5 <i>sensu</i> Zazzali <i>et al.</i> , 2015	X	
<i>Fabalicypris</i> sp. A	X	
<i>Fabalycypris</i> sp. B		X
<i>Mirabairdia</i> sp. A		X
<i>Paramacrocypris</i> sp. A		X
<i>Petasobairdia bicornuta?</i> Chen, 1982	X	
<i>Petasobairdia</i> sp. A	X	
<i>Petasobairdia</i> sp. B	X	X
<i>Pustulobairdia spinosa</i> (Cooper 1946)		X
<i>Pustulobairdia subspinosa</i> Shi, 2002	X	X
<i>Callicythere?</i> sp. A		X
<i>Basslerella</i> sp. A	X	X
<i>Basslerella</i> sp. B	X	
<i>Waylandella</i> sp. 1 <i>sensu</i> Zazzali <i>et al.</i> , 2015	X	
<i>Baschkirina</i> sp. A	X	X
<i>Baschkirina?</i> sp. B		X
<i>Cytherellina</i> sp. A		X
<i>Silenites</i> sp. A	X	
<i>Silenites</i> sp. B	X	
<i>Silenites</i> sp. C	X	X
<i>Silenites</i> sp. D		X
<i>Microcheilinella</i> n. sp. 1	X	X
<i>Microcheilinella</i> n. sp. 2		X
<i>Microcheilinella</i> cf. <i>hungarica</i> Kozur, 1985	X	X
<i>Microcheilinella pagodaensis</i> Zazzali, 2015	X	
<i>Microcheilinella wujiapingensis</i> Zazzali, 2015	X	X
<i>Microcheilinella</i> sp. 2 <i>sensu</i> Zazzali <i>et al.</i> , 2015	X	X
<i>Microcheilinella</i> sp. 7 <i>sensu</i> Zazzali <i>et al.</i> , 2015	X	X
<i>Microcheilinella</i> sp. 12 <i>sensu</i> Zazzali <i>et al.</i> , 2015	X	
<i>Microcheilinella</i> sp. 17 <i>sensu</i> Zazzali <i>et al.</i> , 2015	X	
<i>Microcheilinella</i> sp. A	X	
<i>Microcheilinella</i> sp. B	X	
<i>Microcheilinella?</i> sp. C	X	
<i>Microcheilinella</i> sp. D		X

II. Abbreviations

AB: anterior border; ADB: antero-dorsal border; AVB: antero-ventral border; DB: dorsal border; H: height; L: length; LV: left valve; PB: posterior border; PDB: postero-dorsal border; PVB: postero-ventral border; RV: right valve; VB: ventral border; W: width.

III. Systematic palaeontology

Proposed classification for fossil ostracods modified after Becker 2002 and Liebau 2005.

Class OSTRACODA Latreille, 1802
Subclass MYODOCOPA Sars, 1866
Order HALOCYPRIDA Dana, 1853
Suborder CLADOCOPINA Sars, 1865
Superfamily POLYCOPOIDEA Sars, 1865
Family PODOCOPIDAE Sars, 1865
Genus *Polycope* Sars, 1866

TYPE SPECIES. — *Polycope orbicularis* Sars, 1866.

Polycope n. sp.

(Pl. 23; Figs F-J)

TYPE MATERIAL. — Holotype: one complete carapace (Pl. 23; Fig. J); paratype: one complete carapace (Pl. 23; Fig. I).

MATERIAL EXAMINED. — Eight complete carapaces, 65 broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 196-488 μm ; H= 135-410 μm . Holotype: L= 335 μm ; H= 300 μm . Paratype: L= 302 μm ; H= 252 μm .

TYPE HORIZON. — Sample 12PE46, bed 18, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian.

TYPE LOCALITY. — Penglaitan section (23°41'43''N-109°19'16''E), Guangxi Province, P.R. China.

OCCURRENCES. — Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples: 12PE44, 12PE46, 12PE47, 12PE66, see Table 2).

DIAGNOSIS. — A species of *Polycope* with slightly convex DB in its medium part, distinct angle between the broadly rounded PDB and the nearly straight to slightly convex ADB, surface ornamented by more or less expressed concentric striae.

DESCRIPTION

DB nearly straight in anterior and posterior parts and slightly convex in its medium portion. Angle more or less sharply expressed, breaking backward with the broadly rounded PDB and forward with the nearly straight to slightly convex ADB. PDB, PB, VB, AB continuously arched, form a semi-circle. More or less distinct angle breaking forward with the broadly rounded ventral margin at the connection between AB and ADB. Carapace slightly ornamented with more or less expressed concentric striae. Carapace slightly longer than higher. Nearly equivalve. Greatest W near mid-L and mid-H.

REMARKS

This new species is quite different from all previously described species.

Subclass PODOCOPA Sars, 1866
Order PALAEOCOPIIDA Henningsmoen, 1953
Suborder BEYRICHICOPINA Pokorny, 1953
Superfamily APARCHITOIDEA Jones, 1901
Family APARCHITIDAE Jones, 1901
Genus *Cyathus* Roth & Skinner, 1930

TYPE SPECIES. — *Cyathus ulrichi* Roth & Skinner, 1930.

Cyathus caperata? (Guan, 1978)
(Pl. 19; Figs A, B)

Sinocoelonella caperata Guan in Guan *et al.*, 1978: 149, Pl. 37, Fig. 17, Pl. 38, Fig. 1.

Cyathus caperata - Chen & Bao 1986: 111, Pl. 4, Fig. 3. - Shi & Chen 1987: 32, Pl. 10, Figs.10–18. - Yuan *et al.* 2009: 388, 392, Pl. 1, Fig. 15 - Crasquin *et al.* 2010: 332-334, Fig. 3A-D. - Chitnarin *et al.* 2012: 806, Fig. 4A, B, D–E. - Burrett *et al.* 2015: 15-16, Fig.12 s, t. - Zazzali *et al.* 2015: 18, Fig. 14E, F.

MATERIAL EXAMINED. — Eight complete carapaces and two broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 276-453 μm ; H= 174-255 μm .

OCCURRENCES. — Wugang, Hunan Province, China, Early Permian (Guan *et al.* 1978); Chisia Formation, Jiangsu Province, China, Early Permian (Chen & Bao, 1986); Meishan section, Baoqing and Meishan Members, Changxing Formation, Zhejiang Province, China, Late Permian (Shi & Chen 1987; Crasquin *et al.* 2010); Saiwa section, Guizhou Province, China, latest Permian (Yuan *et al.* 2009); Chaiyaphum Province, North-eastern Thailand, Early Permian, Phetchabun Province, central Thailand, Early Permian and Nakhon Sawan Province, central Thailand, Middle Permian (Chitnarin *et al.* 2012); E-Lert Formation, Thailand, Early Permian (Burrett *et al.* 2015); ?Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Permian, Middle Permian (samples: 11CHAO 173, 11CHAO171, 11CHAO170, 11CHAO167, see Table 1; Zazzali *et al.* 2015).

REMARKS

Our specimens are very similar to *C. caperata* (Guan *et al.* 1978) from the Permian of Thailand and China (see above) but differ in having longer and less arched carapaces in dorsal view and less prominent DB inflation.

Cyathus elliptica? Shi, 1987

(Pl. 19; Figs C, D)

Cyathus elliptica Shi in Shi & Chen, 1987 : 32, Pl. 10, Figs. 20-23 ; Pl. 17, Figs 5, 6. - Crasquin *et al.* 2010: 334, Fig. 3E-H. - Chitnarin *et al.* 2012: 810, Fig. 4C, F, G, J. - Burrett *et al.* 2015: 16, Fig.12 u-w. - Zazzali *et al.* 2015: 22, Fig. 14G, H.

MATERIAL EXAMINED. — One complete carapace and one broken carapace.

DIMENSIONS. — L= 334-374 μm ; H= 152-162 μm .

OCCURRENCES. — Meishan section, Baoqing and Meishan Members, Changxing Formation, Zhejiang Province, China, Late Permian (Shi & Chen 1987; Crasquin *et al.* 2010); Chaiyaphum Province, North-eastern Thailand, Early Permian, Phetchabun Province, central Thailand, Early Permian and Nakhon Sawan Province, central Thailand, Middle Permian (Chitnarin *et al.* 2012); E-Lert Formation, Thailand, Early Permian (Burrett *et al.* 2015); ?Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO79, 11CHAO81, see Table 1; Zazzali *et al.* 2015).

REMARKS

Our specimens are assigned to *C. elliptica* Shi, 1987 from the Permian of China and Thailand (see above), although the poor preservation state and the small number of specimens available do not allow a definitive identification.

Superfamily HOLLINOIDEA Swartz, 1936

Family HOLLINIDAE Swart, 1936

Genus *Hollinella* Coryell, 1928

TYPE SPECIES. — *Hollinella dentata* Coryell, 1928.

Hollinella martensiformis Crasquin, 2010

(Pl. 18; Figs A-E)

Hollinella martensiformis Crasquin in Crasquin *et al.*, 2010: 336, Fig. 4D-F. - Chitnarin *et al.* 2012: 828, Fig. 19A-D. - Zazzali *et al.* 2015: 22, Fig. 14I, K.

MATERIAL EXAMINED. — Chaotian section: two isolated valves and one broken valve; Penglaitan section: one broken carapace, two isolated valves and seven broken valves.

DIMENSIONS. — L= 477-863 μm ; H= 286-505 μm .

OCCURRENCES. — Meishan section, Baoqing and Meishan Member, Changxing Formation, Zhejiang Province, China, Late Permian (Crasquin *et al.* 2010); Phetchabun Province, Central Thailand, Early Permian and Nakhon Sawan Province, Central Thailand, late Early Permian and Middle Permian (Chitnarin *et al.* 2012); Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian (samples: 11CHAO 173, 11CHAO167, 11CHAO166, see Table 1; Zazzali *et al.*, 2015); Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples: 12PE51, 12PE52, see Table 2).

REMARKS

Specimens present more or less developed tubercles aligned along free margin (PL. 18A), turning progressively into denticles and migrating toward ventral margin (PL. 18B) suggesting a progressive calcification. Thus, we can assume that adult forms could present a frill along free margin.

Hollinella sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015

(Pl. 18; Figs F, G)

MATERIAL EXAMINED. — 19 broken valves.

DIMENSIONS. — L= 834-1260 μm ; H= 459-682 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO72, 11CHAO74, see Table 1; Zazzali *et al.*, 2015).

REMARKS

Hollinella sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 differs from *Hollinella martensiformis* Crasquin, 2010 by a more developed L3 lobe and a nearly indistinguishable ventral lobe.

Two morphotypes are noticeable. Some specimens present a quite compact carapace with a well-developed frill along free margin. Some others present a more elongated carapace, without frill. As specimens are mostly inner molds, these morphological variations, independent from specimen size, could result from preservation issues. If not, they could evidence sexual dimorphism.

Superfamily KIRKBYOIDEA Ulrich & Bassler, 1906

Family AMPHISSITIDAE Knight, 1928

Genus *Kegelites* Coryell & Booth, 1933

TYPE SPECIES. — *Kegelites spinosus* Coryell & Booth, 1933.

Kegelites sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015

(Pl. 19; Figs E, F)

Kegelites sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 16I, J.

MATERIAL EXAMINED. — Two complete carapaces, one broken carapace, and two broken valves.

DIMENSIONS. — L= 336-484 μm ; H= 166-227 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO81, 11CHAO82, 11CHAO95, 11CHAO97, 11CHAO99, see Table 1; Zazzali *et al.*, 2015).

REMARKS

Kegelites sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 is similar to *Kegelites hubeinensis* Guan, 1978 from the Late Permian of China (Guan *et al.* 1978). Our specimens are not in synonymy with *Kegelites hubeinensis* Guan, 1978 because of the poor quality of publicised pictures and the unexaminable original material.

Kegelites sp. A
(Pl. 19; Figs G, H)

MATERIAL EXAMINED. — Three broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 398-623 μm ; H= 213-293 μm .

OCCURRENCES. — Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples: 12PE64, 12PE65, see Table 2).

REMARKS

Kegelites sp. A differs from *Kegelites* sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 by its strongly reticulate carapace surface, its median node located slightly above mid-H and its well-expressed ventromedian crest.

Genus *Neoamphissites* Becker & Wang, 1992

TYPE SPECIES. — *Neoamphissites costatus* Becker & Wang, 1992.

Neoamphissites sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015
(Pl. 19; Fig. I)

Neoamphissites sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 16H.

MATERIAL EXAMINED. — Two broken carapaces, five broken valves.

DIMENSIONS. — L= 340-646 μm ; H= 183-407 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian (samples: 11CHAO173, 11CHAO172, 11CHAO169, 11CHAO167, 11CHAO166, see Table 1; Zazzali *et al.*, 2015).

REMARKS

Neoamphissites sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 is really close to *Neoamphissites* sp. *sensu* Harlton (1933) from Carboniferous of Oklahoma (U.S.A.), but differs here by less expressed ventral and mid-ventral ridges.

Family KELLETTINIDAE Sohn, 1954

Genus *Kindlella* Sohn, 1954

TYPE SPECIES. — *Kindlella fissiloba* Sohn, 1954.

Kindlella sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015

(Pl. 21; Figs L, M)

Kindlella sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 16L, L.

MATERIAL EXAMINED. — Three complete carapaces, five broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 372-657 μm ; H= 196-328 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian (sample: 11CHAO150, see Table 1; Zazzali *et al.*, 2015).

REMARKS

A species of *Kindlella* with elongated carapace, strongly reticulate carapace, lobes slightly extending above DB, absence of ridge along ventral margin, and strong flattening all along free margin.

Family KIRKBYIDAE Ulrich & Bassler, 1906

Genus *Kirkbya* Jones, 1859

TYPE SPECIES. — *Kirkbya permiana* Jones, 1859.

Kirkbya sp. 2 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015

(Pl. 21; Fig. B)

Kirkbya sp. 2 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 16B.

MATERIAL EXAMINED. — One broken carapace, one isolated valve and two broken valves.

DIMENSIONS. — L= 516-627 μm ; H= 217-289 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian (samples: 11CHAO169, 11CHAO164, see Table 1; Zazzali *et al.*, 2015).

REMARKS

A species of *Kirkbya* with elongated carapace, reticulate carapace surface, nearly straight and horizontal DB, PDB and ADB in the lengthening of DB, PB nearly vertical, VB slightly curved in its median part, and well-expressed pit located at mid-L and slightly below mid-L

Kirkbya sp. 4 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015

(Pl. 21; Fig. C)

Kirkbya sp. 4 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 16D.

MATERIAL EXAMINED. — One isolated valve and four broken valves.

DIMENSIONS. — L= 346-993 μm ; H= 172-485 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian (sample: 11CHAO158, see Table 1; Zazzali *et al.*, 2015).

REMARKS

Kirkbya sp. 4 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 is close to *Kirkbya* sp. A by its general lateral outlines but differs by a smooth carapace surface and noticeably less flattened anterior and posterior ends.

Kirkbya sp. A

(Pl. 21; Fig. A)

Kirkbya sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 16A.

Kirkbya sp. 3 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 16C.

MATERIAL EXAMINED. — One complete carapace, two broken valves.

DIMENSIONS. — L= 422-507 μm ; H= 220-260 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian (samples: 11CHAO172, 11CHAO166, see Table 1).

REMARKS

Kirkbya sp. 3 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 has been defined on broken specimens that present the same morphology than *Kirkbya* sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015, with flattened anterior and

posterior ends, reticulate carapace surface, DB slightly concave in its median part, broadly curved VB and slightly expressed pit located at mid-L and slightly below mid-L of valves. Complete carapace presents a pointed posterior cardinal angle. Thus, I decided to regroup all specimens in a unique species.

Kirkbya sp. B
(Pl. 21; Fig. D)

Kirkbya sp. 5 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 16E.

Kirkbya sp. 6 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 16O.

MATERIAL EXAMINED. — Three broken carapaces, three broken valves.

DIMENSIONS. — L= 430-1160 μm ; H= 226-576 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO88, 11CHAO97, 11CHAO95, see Table 1).

REMARKS

Kirkbya sp. 5 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 and *Kirkbya* sp. 6 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 have been defined on broken specimens sharing same morphological characters: elongated carapace, reticulate carapace surface, DB noticeably concave in its median part, slight flattening all along free margin and presence of a crest at VB. Thus, I decided to regroup all specimens in a unique species.

Kirkbya sp. B differs from *Kirkbya* sp. A by its more concave DB and VB, its carapace flattened at VB, its ventral crest and its ADB in the lengthening of DB.

Kirkbya sp. C
(Pl. 21; Figs E, F)

MATERIAL EXAMINED. — Three complete carapaces, four broken carapaces, nine isolated valves and 22 broken valves.

DIMENSIONS. — L= 325-529 μm ; H= 149-242 μm .

OCCURRENCES. — Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (sample: 12PE41, see Table 2).

REMARKS

Kirkbya sp. C differs from *Kirkbya* sp. 2 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 by its pointed cardinal angles, its PDB slightly steeper, its posterior cardinal angle more acute than anterior one its DB not horizontal and its PB not vertical.

Genus *Knightina* Kellet, 1933

TYPE SPECIES. — *Amphissites allerismoides* Knight, 1928.

Knightina sp. A

(Pl. 21; Figs G, H)

Knightina sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 15N.

Knightina? sp. 2 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 15O.

MATERIAL EXAMINED. — Two isolated valve.

DIMENSIONS. — L= 365-688 μm ; H= 215-398 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian (samples: 11CHAO173, 11CHAO167, see Table 1).

REMARKS

Knightina? sp. 2 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 has been defined on an isolated valve presenting a dissolved surface ornamentation. As it presents same general outlines than *Knightina* sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015, I decided to regroup specimens in a unique species.

Knightina sp. A presents a compact carapace with reticulated surface, slightly developed posterodorsal shoulder, slightly flattened anterior and posterior ends, nearly straight DB and ADB, pit located at mid-H and mid-L and maximum H located in the posterior quarter of valves.

Knightina sp. B

(Pl. 21; Fig. I)

MATERIAL EXAMINED. — Two complete carapaces, one broken carapace.

DIMENSIONS. — L= 330-365 μm ; H= 191-198 μm .

OCCURRENCES. — Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples: 12PE41, 12PE58, 12PE66, see Table 2).

REMARKS

Knightina sp. B differs from *Knightina* sp. A by a more elongated carapace, a more elongated DB, and a nearly indistinct posterodorsal shoulder and pit.

Genus *Reviya* Sohn, 1961

TYPE SPECIES. — *Amphissites? obesus* Croneis & Gale, 1939.

Reviya cf. *subsompongensis* Chitnarin, 2008 *sensu* Zazzali *et al.* 2015

(Pl. 21; Figs J, K)

Reviya subsompongensis Chitnarin, 2008: 347, Fig. 3.14-16.

Reviya cf. *subsompongensis* Chitnarin, 2008 *sensu* Zazzali *et al.* 2015: 22, Fig. 16F, G.

MATERIAL EXAMINED. — Three isolated valves and one broken valve.

DIMENSIONS. — L= 469-617 μm ; H= 275-381 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Permian, Middle Permian (samples: 11CHAO167, 11CHAO166, 11CHAO151, see Table 1; Zazzali *et al.* 2015).

REMARKS

General appearance of valves suggests *R. subsompongensis* Chitnarin, 2008 from the Middle Permian of Thailand (Chitnarin *et al.* 2008, 2012). However here, cardinal angles are more pronounced, PDB more convex, anterior and posterior flattened extremities more noticeably developed and ornamentation is also slightly different. Perhaps the present species could belong to a geographic subspecies of *R. subsompongensis*.

Family SCROBICULIDAE Posner, 1951

Genus *Roundyella* Bradfield, 1935

TYPE SPECIES. — *Roundyella simplicissima* Bradfield, 1935.

Roundyella? suboblonga Wang, 1978

(Pl. 22; Figs G-K; Diag. 1)

Roundyella? suboblonga Wang, 1978: 285-286, Pl.1, Fig. 20a-b - Yuan *et al.* 2009: Pl.1, Fig.13.

MATERIAL EXAMINED. — One complete carapace, 13 broken carapaces, 61 isolated valves and 253 broken valves.

DIMENSIONS. — L= 313-736 μm ; H= 133-409 μm .

OCCURRENCES. — Changxing Formation, Guizhou Province, South China Changhsingian, Late Permian (Wang 1978). Liuqiao section, Guangxi Province, China, Dalong Formation, latest Permian (Yuan *et al.* 2009); Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples: 12PE41, 12PE42, 12PE47, 12PE48, 12PE50, 12PE51, 12PE52, 12PE53, 12PE54, 12PE56, 12PE57, 12PE58, 12PE59, 12PE60, 12PE61, 12PE62, 12PE64, 12PE64bis, 12PE65, 12PE66, see Table 2).

REMARKS

Our specimens present here distinctly unequal LV and RV.

They could be compared to *Roundyella simplicissima* (Knight, 1928) from the Late Carboniferous of Missouri (U.S.A., Knight 1928) and from the Middle Carboniferous of Thailand (Dill *et al.* 2004), by its general lateral shape, unequal valves, pit and ornamentation. *Roundyella? suboblonga* Wang, 1978 differs by the presence of a marginal ridge surrounding the free margins and a less distinct ornamentation.

On the height-length diagram (Diagram 1), specimens gathered into four ontogenic stages: three juvenile (A-1, A-2, and A-3) and the adult one.

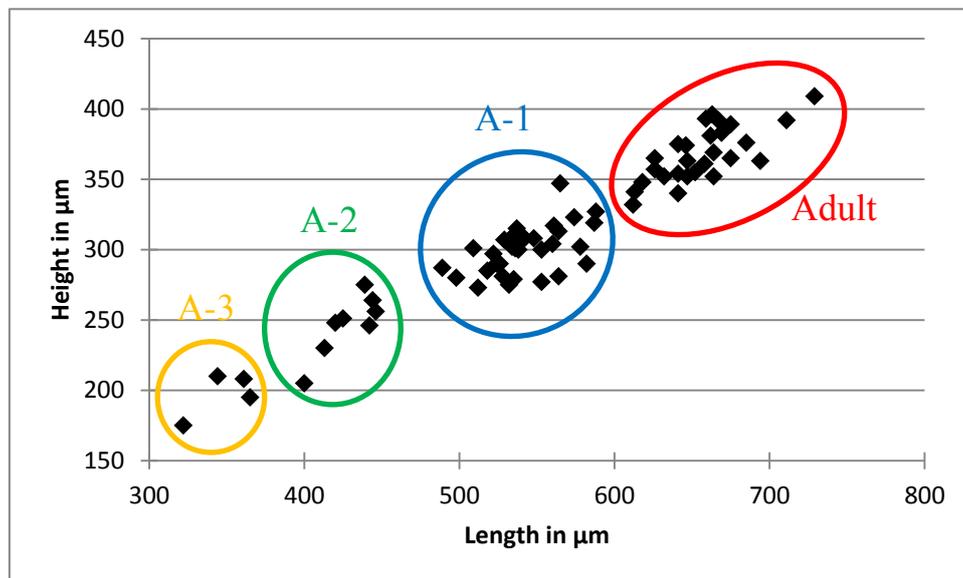


Diagram 1: Height-Length diagram of *Roundyella? suboblonga* Wang, 1978.

Roundyella? sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015

(Pl. 22; Figs A, B)

Roundyella? sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 15K, L.

MATERIAL EXAMINED. — Three complete carapaces, two broken carapaces, two isolated valves and height broken valves.

DIMENSIONS. — L= 258-582 μm ; H= 168-344 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian (samples: 11CHAO173, 11CHAO172, 11CHAO168, 11CHAO167, 11CHAO166, 11CHAO164, see Table 1; Zazzali *et al.*, 2015).

REMARKS

Specimens are here assigned with doubt to genus *Roundyella* because presenting a nodule at PDB.

Roundyella sp. 2 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015

(Pl. 22; Fig. C)

Roundyella sp. 2 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 15M.

MATERIAL EXAMINED. — Height complete carapaces, six broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 268-705 μm ; H= 152-409 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian-, Middle Permian (samples: 11CHAO150, 11CHAO158, see Table 1; Zazzali *et al.*, 2015).

REMARKS

Roundyella sp. 2 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 is close to *Reviya praekurukensis* Forel, 2013 (*in* Forel *et al.* 2013) from the Late Permian of Hungary, by its general lateral outlines. It differs by the absence of posterodorsal shoulder and the absence of pit.

Roundyella sp. A

(Pl. 22; Figs D, E)

MATERIAL EXAMINED. — Five complete carapaces, three broken carapaces, one broken valve.

DIMENSIONS. — L= 330-568 μm ; H= 184-293 μm .

OCCURRENCES. — Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples: 12PE46, 12PE47, see Table 2).

REMARKS

Roundyella sp. A differs here from *Roundyella? suboblunga* Wang, 1978 by slightly more elongated carapace, more convex valves in dorsal view, smallest pit and absence of marginal ridge surrounding the free margins.

Kirkbyoidea sp.

(Pl. 20; Fig. E)

Kirkbyoidea gen. indet. sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 15H.

MATERIAL EXAMINED. — Three isolated valves and two broken valves.

DIMENSIONS. — L= 431-539 μm ; H= 247-320 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian (samples: 11CHAO171, 11CHAO167, 11CHAO166, see Table 1).

REMARKS

As I have only few specimens poorly preserved for this species, I decided to let it in “sp.”.

Kirkbyoidea sp.

(Pl. 20; Fig. F)

Kirkbyoidea gen. indet. sp. 2 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 15I.

MATERIAL EXAMINED. — Six broken valves.

DIMENSIONS. — L= 420-849 μm ; H= 244-467 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian (samples: 11CHAO168, 11CHAO166, 11CHAO165, 11CHAO164, see Table 1).

REMARKS

As I have only few specimen poorly preserved for this species, I decided to let it in “sp.”.

Kirkbyoidea sp.

(Pl. 20; Fig. G)

Kirkbyoidea gen. indet. sp. 3 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 15J.

MATERIAL EXAMINED. — Two broken valves.

DIMENSIONS. — L= 524-536 μm ; H= 246-263 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian (sample: 11CHAO167, see Table 1).

REMARKS

As I have only few specimen poorly preserved for this species, I decided to let it in “sp.”.

Uncertain Suborder

Superfamily PARAPARCHITOIDEA Scott, 1959

Family PARAPARCHITIDAE Scott 1959

Genus *Samarella* Polenova, 1952

TYPE SPECIES. — *Samarella crassa* Polenova, 1952.

Samarella viscusforma Chitnarin, 2012

(Pl. 23; Figs A, B)

Samarella viscusforma Chitnarin in Chitnarin *et al.*, 2012: 818-819, Figs. 13A-E, 15. - Zazzali *et al.* 2015: 22,24, Fig. 16M, N.

MATERIAL EXAMINED. — 34 complete carapaces and eight broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 281-592 μm ; H= 193-477 μm .

OCCURRENCES. — Loei Province, Northeastern Thailand, Early Permian, Phetchabun Province, Central Thailand , Early Permian and Nakhon Sawan Province, Central Thailand, Late Early Permian and Middle Permian (Chitnarin *et al.* 2012); Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou and Wujiaping Formations, Middle Capitanian-basal Wuchiapingian, Middle-Late Permian (samples: 11CHAO 173, 11CHAO172, 11CHAO171, 11CHAO169, 11CHAO163, 11CHAO151, 11CHAO80, 11CHAO81, 11CHAO82, 11CHAO83, 11CHAO84, 11CHAO88, 11CHAO92, 11CHAO100, 11CHAO101, see Table 1; Zazzali *et al.* 2015).

REMARKS

Variations could be quite important in carapace size, DB shape or VB convexity. The question of the presence of different species could come up. But we observe all the transitional forms between the different extreme morphotypes. Therefore, we make the choice to gather all of them in *S. viscusforma*.

On the height-length diagram (Diagram 2), distribution of specimens is too homogeneous to distinguish different juvenile ontogenic stages. Adult stage is nevertheless noticeably distinct from juvenile specimens.

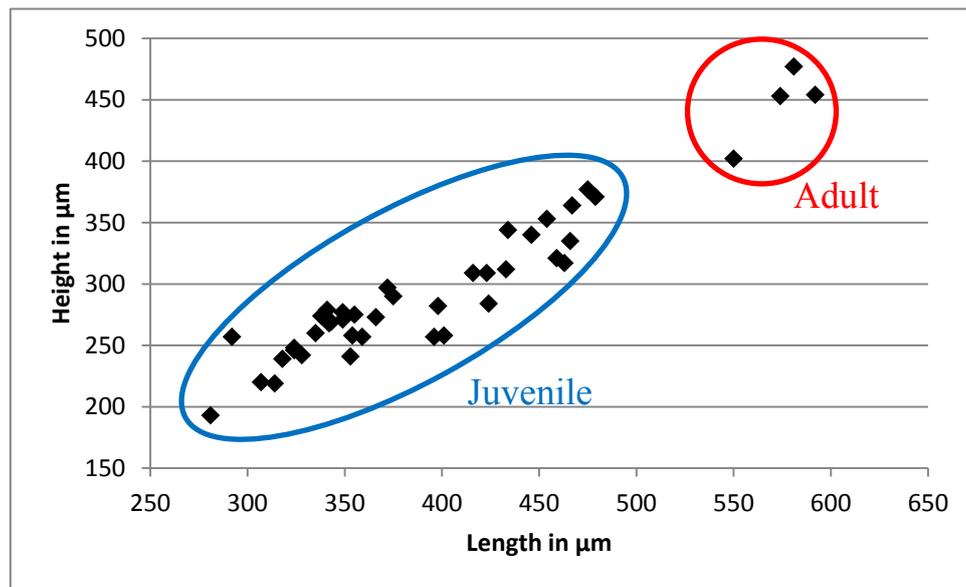


Diagram 2: Height-Length diagram of *Samarella viscusforma* Chitnarin, 2012.

Samarella sp. A

(Pl. 23; Figs C-E)

MATERIAL EXAMINED. — 12 complete carapaces, four broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 329-388 μm; H= 205-245 μm.

OCCURRENCES. — Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples: 12PE46, 12PE47, see Table 2).

REMARKS

Samarella sp. A could be compared to *Chamishaella* cf. *marmariensis* Crasquin-Soleau, 1998 *sensu* Honigstein *et al.* (2005) from the Late Permian of Israel, by its general lateral outlines. It differs here by a posterior portion significantly more elongated.

Samarella sp. A is also close to *Samarella meishanella* Forel, 2010 (in Crasquin *et al.* 2010), from the Late Permian of China, by its general lateral outlines. It differs here by a more elongated posterior portion.

Superfamily YOUNGIELLOIDEA Kellet, 1933

Family YOUNGIELLIDAE Kellet, 1933

Genus *Permoyoungiella* Kozur, 1985

TYPE SPECIES. — *Permoyoungiella bogschi* Kozur, 1985.

Permoyoungiella? sp.

(Pl. 20; Fig. J)

Permoyoungiella? sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 15G.

MATERIAL EXAMINED. — Two broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 359-395 μm ; H= 156-159 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle- Permian (samples: 11CHAO173, 11CHAO172, see Table 1).

REMARKS

As I have only few specimens poorly preserved for this species, I decided to let it in “sp.”.

Order PLATYCOPIDA Sars, 1866

Superfamily CYTHERELLOIDEA Alexander, 1929

Family CAVELLINIDAE Egorov, 1950

Genus *Paracavellina* Cooper, 1941

TYPE SPECIES. — *Paracavellina elliptica* Cooper, 1941.

Paracavellina sp. A

(Pl. 24; Figs E-G)

MATERIAL EXAMINED. — Three complete carapaces, one broken carapace, and seven broken valves.

DIMENSIONS. — L= 303-546 μm ; H= 186-327 μm .

OCCURRENCES. — Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (sample: 12PE41, see Table 2).

REMARKS

Paracavellina sp. A is close to *Paracavellina elliptica* Cooper, 1941 from the Carboniferous of Illinois (U.S.A., Cooper 1941), by its general lateral outlines. It differs here by a shorter and steeper ADB and a nearly straight PDB in the lengthening of DB.

Genus *Sulcella* Coryell & Sample, 1932

TYPE SPECIES. — *Sulcella sulcata* Coryell & Sample, 1932.

Sulcella mesopermiana? Kozur, 1985

(Pl. 24; Fig. A)

Sulcella mesopermiana Kozur, 1985: 22, Pl.5, Figs. 3-4. - Crasquin-Soleau & Baud 1998: Pl.3, Figs. 3, 5-6, 9. - Zazzali *et al.* 2015:24, Fig. 17A.

MATERIAL EXAMINED. — One complete carapace.

DIMENSIONS. — L= 759 μm ; H= 434 μm .

OCCURRENCES. — Bükk Mountains, Hungary, Middle and Late Permian (Kozur 1985); Hydra Island, Greece, Late Permian (Crasquin-Soleau & Baud 1998); ?Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO88, see Table 1; Zazzali *et al.* 2015).

REMARKS

Our specimen is very similar to *S. mesopermiana* Kozur, 1985 from Middle-Late Permian of Hungary and Greece (Kozur 1985) but differs in having longer and horizontal DB, shorter PDB and more arched PB.

Sulcella suprapermiana? Kozur, 1985

(Pl. 24; Fig. B, C)

Sulcella suprapermiana Kozur, 1985: 22, Pl.5, Figs. 6, 8. - Crasquin-Soleau & Baud 1998 : Pl.4, Figs. 1, 3. - Zazzali *et al.* 2015: 24, Figs 17B, C.

MATERIAL EXAMINED. — Two complete carapaces.

DIMENSIONS. — L= 624-665 μm ; H= 285-313 μm .

OCCURRENCES. — Bükk Mountains, Hungary, Late Permian (Kozur 1985); Hydra Island, Greece, Late Permian (Crasquin-Soleau & Baud 1998); ?Chaotian section, Sichuan Province,

China, Maokou and Wujiaping Formations, Middle Capitanian-basal Wuchiapingian, Middle-Late Permian (samples: 11CHAO166, 11CHAO81, see Table 1; Zazzali *et al.* 2015).

REMARKS

Our specimens are very similar to *S. suprapermiana* Kozur, 1985 from the Late Permian of Hungary and Greece (Kozur 1985; Crasquin-Soleau & Baud 1998) but differ in having nearly vertical PB.

Sulcella sp.

(Pl. 24; Fig. D)

Sulcella sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 17D.

MATERIAL EXAMINED. — One complete carapace.

DIMENSIONS. — L= 764 μm ; H= 341 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (sample: 11CHAO88, see Table 1).

REMARKS

As I have only one specimen for this species, I decided to let it in “sp.”.

Superfamily KLOEDENELLOIDEA Ulrich & Bassler, 1908

Family KLOEDENELLIDAE Ulrich & Bassler, 1908

Genus *Geffenina* Coryell & Sohn, 1938

TYPE SPECIES. — *Geffenina marmerae* Coryell & Sohn, 1938.

Geffenina posterodorsospina? Chitnarin, 2012

(Pl. 19; Figs J, K)

Geffenina posterodorsospina Chitnarin in Chitnarin *et al.*, 2012: 814, Fig. 8A-C.

Geffenina posterodorsospina? Chitnarin, 2012 *sensu* Zazzali *et al.* 2015: 22, Fig. 15A, B.

MATERIAL EXAMINED. — Four complete carapaces and three broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 274-525 μm ; H= 130-305 μm .

OCCURRENCES. — Phetchabun Province, Early Permian (Chitnarin *et al.* 2012); ?Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (sample: 11CHAO80, see Table 1; Zazzali *et al.* 2015).

REMARKS

Our specimens are assigned to *G. posterodorsospina* Chitnarin, 2012 from the Early Permian of Thailand (Chitnarin *et al.* 2012) but differ in having less pronounced or absent posterior cardinal angle. Some specimens present a thickened ventromedian area which could be an expression of sexual dimorphism.

Genus *Knoxiella* Egorov, 1950

TYPE SPECIES. — *Knoxiella semilukiana* Egorov, 1950.

Knoxiella sp. 2 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015

(Pl. 19; Figs N, O)

Knoxiella sp. 2 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 15E, F.

MATERIAL EXAMINED. — Four complete carapaces.

DIMENSIONS. — L= 478-606 μm ; H= 255-317 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (sample: 11CHAO80, see Table 1; Zazzali *et al.*, 2015).

REMARKS

Knoxiella sp. 2 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 presents a DB length equalling about 2 thirds of L and a well expressed sulcus slightly posterior to mid-L. Sexual dimorphism is noticeable in this species with a morphotype (female?) presenting noticeably bulged VB and PDB in dorsal view.

Knoxiella sp. A

(Pl. 19; Figs L-M)

MATERIAL EXAMINED. — One complete carapace, four broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 382-719 μm ; H= 217-330 μm .

OCCURRENCES. — Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (sample: 12PE41, see Table 2).

REMARKS

Knoxiella sp. A differs from *Knoxiella* sp. 2 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 by presenting more elongated carapace, DB located in the posterior half of carapace, ADB nearly horizontal in its

upper part and lobes and sulcus less developed. In dorsal view, posterior part of the carapace appears more flattened.

Knoxiella sp
(Pl. 20; Fig. C)

Knoxiella sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 15D.

MATERIAL EXAMINED. — Ten broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 254-482 μm ; H= 147-292 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian (sample: 11CHAO156, see Table 1).

REMARKS

As specimens of this species are poorly preserved, I decided to let it in “sp.”.

Knoxitidae sp
(Pl. 20; Fig. A)

Knoxitidae gen. indet. sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015

MATERIAL EXAMINED. — Five complete carapaces.

DIMENSIONS. — L= 238-542 μm ; H= 165-325 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian (samples: 11CHAO173, 11CHAO171, see Table 1).

REMARKS

As this species is only composed of internal molds that could not be assigned to another species, I decided to let it in “sp.”.

Order PODOCOPIDA Müller, 1894
Suborder BAIRDIOPINA Sars, 1865
Superfamily BAIRDIOIDEA Sars, 1865
Family ACRATIIDAE Gründel, 1962
Genus *Acratia* Delo, 1930

TYPE SPECIES. — *Acratia typica* Delo, 1930.

Acratia nagyvisnyoensis? Forel, 2013

(Pl. 2; Figs A, B, C)

Acratia nagyvisnyoensis Forel in Forel *et al.*, 2013: 204, 205, Fig. 10K-O.

Acratia nagyvisnyoensis? Forel, 2013 *sensu* Zazzali *et al.* 2015:10, Fig. 5A, B.

Acratia sp. 2 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 5F.

MATERIAL EXAMINED. — One complete carapace and 15 broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 503-835 µm; H= 292-431 µm.

OCCURRENCES. — Bükk Mountains, Hungary, Late Permian (Forel *et al.* 2013); ?Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou and Wujiaping Formations, Middle Capitanian-basal Wuchiapingian, Middle-Late Permian (samples: 11CHAO173, 11CHAO171, 11CHAO167, 11CHAO151, 11CHAO81, 11CHAO84, 11CHAO91, 11CHAO95, 11CHAO96, 11CHAO99, see Table 1).

REMARKS

Our specimens are similar to *A. nagyvisnyoensis* Forel, 2013 from the Late Permian of Hungary (Forel *et al.* 2013) but differ in having more elongated valves, more broadly arched DB, more convex ADB and PDB and less pointed PDB. Moreover, AB is here more pointed. Capitanian specimens (corresponding to *Acratia* sp. 2 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015) present a slightly more marked acratian beak.

Acratia recurvata? Cordell, 1952

(Pl. 1, Figs A, B; Diag. 4)

Acratia recurvata Cordell, 1952: 81-82, Pl. 20, Fig. 65. - Shi & Chen 2002: 81-82, Pl. 20, Figs. 19-24

Acratia sp. 3 *sensu* Chitnarin 2010: 86, Pl.14, 3-6.

Acratia sp. 3 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 5G.

MATERIAL EXAMINED. — Chaotian section: one complete carapace and 12 broken carapaces and one isolated valve; Penglaitan section: one complete carapace, one broken carapace.

DIMENSIONS. — L= 477-930 μm ; H= 228-439 μm .

OCCURRENCES. — Oread Formation, Missouri, USA, Late Carboniferous (Cordell 1952); Guangxi, China, Late Permian (Shi & Chen 2002); Pha Nok Khao Formation, northeast and central Thailand, Early-Middle Permian (Chitnarin 2010, unpublished PhD thesis); ?Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou and Wujiaping Formations, Middle Capitanian-basal Wuchiapingian, Middle-Late Permian (samples: 11CHAO170, 11CHAO168, 11CHAO86, 11CHAO90, 11CHAO92, 11CHAO95, 11CHAO100, see Table 1); ?Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples: 12PE47, 12PE65, see Table 2).

REMARKS

Our specimens are similar to *Acratia recurvata* Cordell, 1952 from the Late Pennsylvanian (Late Carboniferous) of Missouri (USA; Cordell 1952), the Late Permian of South China (Shi & Chen 2002) and the Early-Middle Permian of Thailand (Chitnarin 2010, unpublished PhD thesis) but differ in having a VB slightly concave in its median part and a connection between DB and PDB and between DB and ADB more or less angular.

Specimens corresponding to *Acratia* sp. 3 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 present these features but with broken anterior part. Nevertheless, the base of the acratian beak is noticeable in some specimens.

Acratia striatula? Shi, 1987

(Pl.2, Fig. H, I)

Acratia? *striatula* Shi in Chen & Shi 1982: 139, Pl. 11, Figs 9–11.

Acratia striatua? Shi, 1987 in Shi & Chen 1987: 49, Pl.11, Figs 13-17; Pl.17, Figs 1-4.

Acratia cf. *striatula?* Shi, 1987 in Crasquin-Soleau & Baud 1998: Pl.8, Fig. 4.

Pseudacanthoscapha striatula (Shi, 1982) in Crasquin *et al.* 2010: 362, Fig. 20D.

Pseudacanthoscapha striatula (Shi, 1982) in Chitnarin *et al.* 2010: 93, Pl. 14, Fig. 9.

Bairdia sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.* 2015: Fig.6F.

MATERIAL EXAMINED. — Two broken carapaces and three broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 593-737 μm ; H= 328-384 μm .

OCCURRENCES. — Mianyang, Hubei Province, China, latest Permian (Chen & Shi 1982); Meishan section, Baoqing and Meishan Members, Changxing Formation, Zhejiang Province, China, Late Permian (Shi & Chen 1987; Crasquin *et al.* 2010); Episkopi section, Hydra Island, Greece, Late Asselian-Early Artinskian, Early Permian (Crasquin-Soleau & Baud 1998) Sak Chai Quarry section, Cahiaphum Province, northeast Thailand, Early Permian (Chitnarin 2010, unpublished PhD thesis); ?Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou and Wujiaping Formations, Middle Capitanian-basal Wuchiapingian, Middle-Late Permian (samples: 11CHAO166, 11CHAO92, see Table 1).

REMARKS

Except specimens from the species *striatula* Shi, 1987, assigned in some studies to the genus *Pseudacanthoscapha* Kozur, 1985, only one species has been described as *Pseudacanthoscapha*: *Pseudacanthoscapha beckeri* Kozur, 1985. This species is characterized by the presence of horizontal striae on both valves and well developed spines at AB and PB. Except these two spines, general lateral outlines of *Pseudacanthoscapha beckeri* seem really close to those of *Acratia recurvata* Cordell, 1952. The anterior spine is, in my opinion, similar to the *Acratia* anterior beak. Thus, *Pseudacanthoscapha beckeri* could then constitute a species of *Acratia* presenting a well-developed acratian beak and posterior spine and horizontal striae. I consider here the genus *Pseudacanthoscapha* as a junior synonym of genus *Acratia*, and attribute species *striatula* Shi, 1987 to the genus *Acratia*.

Our specimens are very close to *Acratia striatula* Shi, 1987 from the Late Permian of South China (Chen & Shi 1982, Shi & Chen 1987, Crasquin *et al.* 2010) and the Early Permian of Thailand (Chitnarin 2010, unpublished PhD thesis), but differ here by having more elongated valves with more broadly arched DB and a VB slightly concave in its media part.

Acratia sp. 4 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015

(Pl. 2; Fig. F-G; Diag. 3)

Acratia sp. 4 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 5H.

MATERIAL EXAMINED. — 28 broken carapaces, one broken valve.

DIMENSIONS. — L= 531-784 μm ; H= 327-447 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO80, 11CHAO84, 11CHAO88, 11CHAO90,

11CHAO91, 11CHAO92, 11CHAO95, 11CHAO96, 11CHAO97, 11CHAO98, 11CHAO99, see Table 1).

REMARKS

Acratia sp. 4 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 is close to *A. nagyvisnyoensis?* Forel, 2013 (see above) but differs here in having a less symmetrical carapace in lateral view with a maximum H posterior to mid-L, a more elongated anterior part, a slightly more expressed acratian beak, a more pointed PB, a slightly more expressed overlap and a nearly straight PDB.

On the height-length diagram (Diagram 3), distribution of specimens is too homogeneous to clearly distinguish the different ontogenic stages.

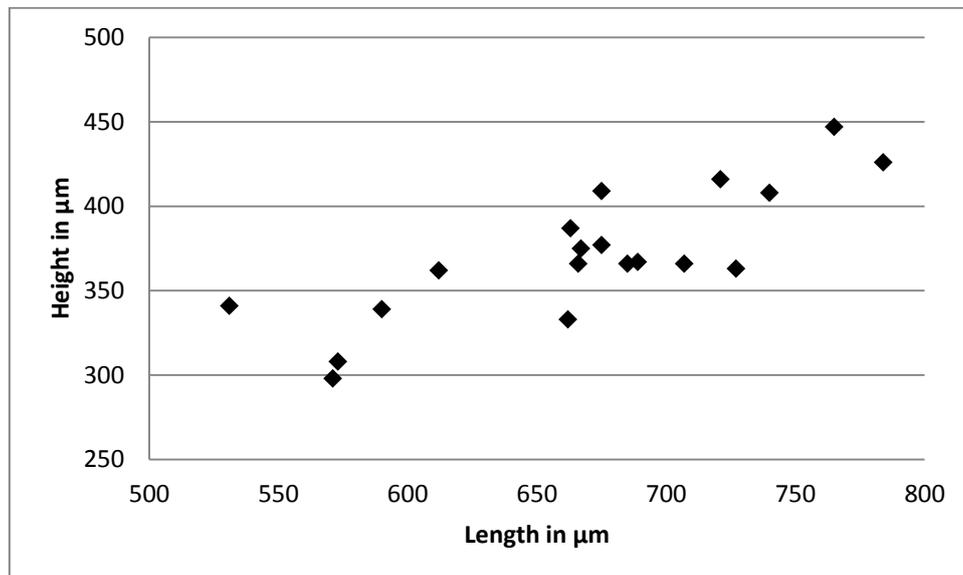


Diagram 3: Height-Length diagram of *Acratia* sp. 4 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015.

Acratia? sp. A

(Pl. 1, Figs L; Diag. 4)

Acratia recurvata? Cordell, 1952 *sensu* Zazzali *et al.* 2015: 10, Fig. 5C-D.

MATERIAL EXAMINED. — Two complete carapaces and eight broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 467-1197 μm ; H= 249-500 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou and Wujiaping Formations, Middle Capitanian-basal Wuchiapingian, Middle-Late Permian (samples: 11CHAO81, 11CHAO85, 11CHAO95, 11CHAO97, 11CHAO98, 11CHAO99, 11CHAO100, see Table 1).

REMARKS

This species is assigned to the genus *Acratia* with doubt because the overlap is reversed regardless to *Acratia* original definition. This reversed overlap has also been observed for *Acratia* sp. 2 *sensu* Chitnarin 2010 (unpublished PhD thesis; 86, Pl.14, 1-2).

Nevertheless, our specimens are very close to *A. recurvata* Cordell, 1952 from the Late Pennsylvanian (Late Carboniferous) of Missouri (USA; Cordell 1952), the Late Permian of South China (Shi & Chen 2002) the Early-Middle Permian of Thailand (Chitnarin 2010, unpublished PhD thesis) and the Middle-Late Permian of South China (see above), presenting the same general outlines. Specimens of *Acratia?* sp. A seem slightly greater than specimens of *A. recurvata* from the Chaotian section.

On the height-length diagram (Diagram 4), not enough data are presented to distinguish different ontogenic stages.

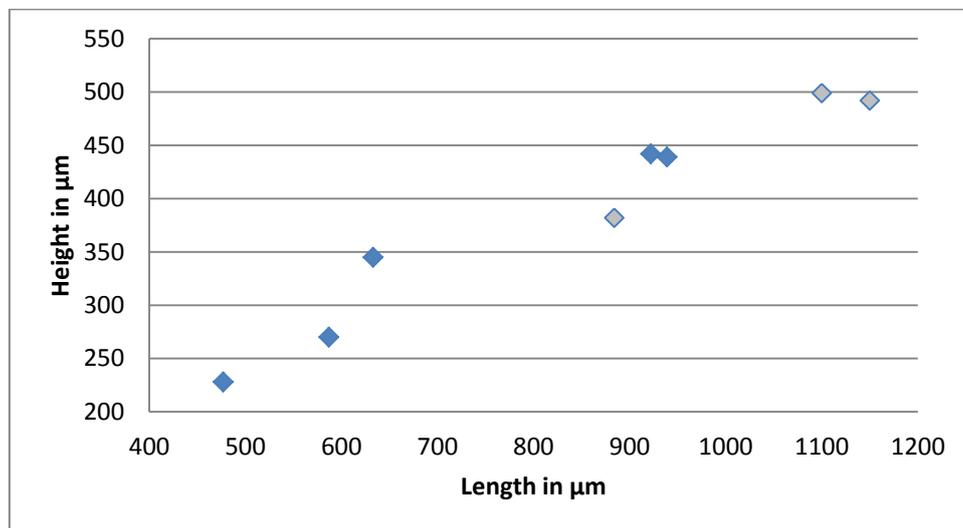


Diagram 4: Height-Length diagram of *Acratia recurvata?* Cordell, 1952 (in blue) and *Acratia?* sp. A (in grey).

Acratia sp
(Pl. 2; Fig. K)

Acratia sp. 5 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 5I.

MATERIAL EXAMINED. — Three broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 641-666 µm; H= 367-389 µm.

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 95, see Table 1).

REMARKS

As specimens of this species are poorly preserved, I decided to let it in “sp.”.

Genus *Acratinella* Shneyder, 1956

TYPE SPECIES. — *Acratinella dubia* Shneyder, 1956.

Acratinella sp. A

(Pl. 1, Figs C-I; Diag. 5)

Acratia sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 5E.

Acratinella sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 5J.

Acratinella sp. 3 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 5L.

Acratinella sp. 4 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 5M.

Acratinella? sp. 5 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 5N.

MATERIAL EXAMINED. — Chaotian section: seven complete carapaces, 41 broken carapaces; Penglaitan section: 22 complete carapaces, 90 broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 289-640 μm ; H= 132-319 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou and Wujiaping Formations, Middle Capitanian-basal Wuchiapingian, Middle-Late Permian (samples: 11CHAO173, 11CHAO172, 11CHAO171, 11CHAO167, 11CHAO151, 11CHAO81, 11CHAO80, 11CHAO82, 11CHAO85, 11CHAO87, 11CHAO91, 11CHAO92, 11CHAO95, 11CHAO96, 11CHAO97, 11CHAO99, 11CHAO100, see Table 1); Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples: 12PE41, 12PE43, 12PE46, 12PE47, 12PE48, 12PE49, 12PE50, 12PE65, 12PE66, see Table 2).

REMARKS

Intraspecific variations are observed. DB and PDB are continuously arched to nearly straight with a well-expressed angle at the connexion between them. Specimens with well arched DB, correspond to *Acratinella* sp. 3 and *Acratinella* ? sp. 5 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015; they are found in Wuchiapingian samples from the Chaotian section. Greatest specimens of *Acratinella* sp. A present this morphotype.

Acratinella sp. A is very close to *Acratia* sp. *sensu* Shi & Chen (1987) from the Late Permian of China, by its general lateral outlines. It differs here by its longer DB and its slightly less steep ADB.

Acratinella sp. A is also close to *Baschkirina huzouensis* Forel, 2010 (*in* Crasquin *et al.* 2010) from the Late Permian of China by its general lateral shape. It differs here by its higher carapace and slightly longer DB.

Acratinella sp. A could be compared to *Acratinella postspinosa* Kozur, 1985 from the Middle Permian of Hungary (Kozur 1985) by its general lateral shape. It differs here by its longer carapace and DB and the absence of posterior spine.

On the height-length diagram (Diagram 5), distribution of specimens is too homogeneous to clearly distinguish the different ontogenic stages.

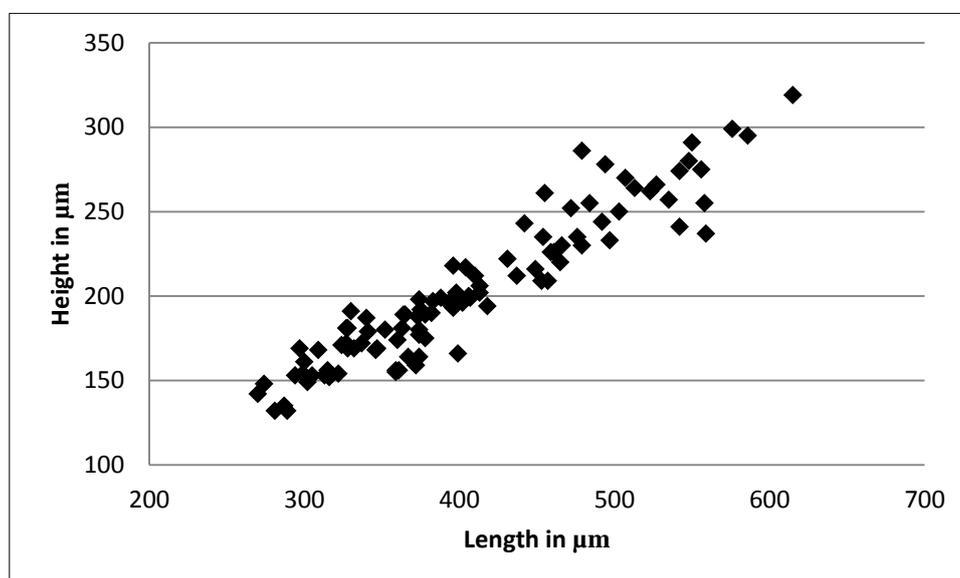


Diagram 5: Height-Length diagram of *Acratinella* sp. A.

Acratinella sp. B

(Pl. 1; Figs K, L)

MATERIAL EXAMINED. — One complete carapace, two broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 364-389 μm ; H= 196-216 μm .

OCCURRENCES. — Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples: 12PE46, 12PE47, see Table 2).

REMARKS

Acratinella sp. B differs from *Acratinella* sp. A by less elongated valves and a slightly curved to nearly straight dorsal margin with PDB in the lengthening of DB.

Family BAIRDIIDAE Sars, 1865

Genus *Abrobairdia* Chen, 2002

TYPE SPECIES. — *Abrobairdia bitubera* Chen, 2002

Abrobairdia bitubera Chen, 1982

(Pl. 7; Figs L-M)

Abrobairdia bitubera Chen, 1982 in Chen & Shi 1982: 133, Pl. 9, Figs 1-11, Pl. 10, Figs 8-11- Shi & Chen 1987: 48, Pl. 8, Figs 5-18- Shi & Chen 2002: 78, Pl. 11, Figs 15-17; Pl. 12, Figs 8-11.

Mirabairdia sp. 2 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 10B, C.

MATERIAL EXAMINED. — Three broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 1100-1190 μm ; H= 571-659 μm .

OCCURRENCES. — Nantong section, Jiangsu Province, China, Late Permian (Chen & Shi 1982); Meishan section, Sichuan Province, China, Late Permian (Shi & Chen 1987); Matan section, Guangdong Province and Pinding section, Guizhou Province, China; Late Permian (Shi & Chen 2002); Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO95, 11CHAO97, see Table 1).

REMARKS

Initially assigned to the genus *Mirabairdia*, the species identified here presents a morphology corresponding to the genus *Abrobairdia* with elongated carapace, nearly straight DB and flattened AVB and PVB.

This species is assigned to *Abrobairdia bitubera*, presenting the same morphological features, with a DB characterised by the presence of a unique spine on the anterior part and two spines on the posterior part.

Genus *Bairdia* McCoy, 1844

TYPE SPECIES. — *Bairdia curta* McCoy, 1844.

Bairdia n. sp.

(Pl. 6; Figs A-C)

TYPE MATERIAL. — Holotype: one complete carapace (Pl. 6; Fig. A); paratype: one complete carapace (Pl. 6; Fig. B).

MATERIAL EXAMINED. — Two complete carapaces, eight broken carapaces and 26 broken valves.

DIMENSIONS. — L= 946-1270 μm ; H= 402-784 μm . Holotype: L= 1220 μm ; H= 713 μm .

Paratype: L= 1240 μm ; H= 712 μm .

TYPE HORIZON. — Sample 12PE49, bed 18, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian.

TYPE LOCALITY. — Penglaitan section (23°41'43''N-109°19'16''E), Guangxi Province, P.R. China.

OCCURRENCES. — Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples: 12PE48, 12PE49, 12PE50, 12PE51, 12PE52, 12PE58, 12PE59, 12PE60, 12PE64, see Table 2).

DIAGNOSIS. — A species of *Bairdia* with massive carapace, smooth to slightly punctuated surface, AB and BP with small radius of curvature, slightly invaginated hinge, presence of slight dorsal crest at LV, parallel to hinge line, presence of ridge surrounding central part of valves.

DESCRIPTION

Smooth to slightly punctuated carapace surface. Overlap narrow to absent at AVP and PVB, distinct to moderate at ADB and PDB and distinct at DB and VB. General lateral outlines strongly similar for both valves. DB broadly arched at right lateral valve, equalling about a third of maximum L. Hinge slightly invaginated. Presence of slight dorsal crest at LV, parallel to hinge line, extending from ADB to BDP, more or less serrated at DB. Ventral margin nearly straight and slightly invaginated.

Presence of a more or less pronounced ridge surrounding the central part of valves, more distinct on ventral part, slightly developed to absent at DB, parallel to DB when present,

forming an obtuse angle slightly below mid-H at posterior third of valve, forming a rounded arc with moderate radius of curvature at mid-H at anterior third of valve .

ADB slightly concave at its lower half. AB pointed upward, with a moderate radius of curvature. AB maximum convexity slightly above mid-H. AVB gently arched. VB nearly straight to slightly concave in anterior part at RV and nearly straight to slightly curved at LV. PVB gently arched. PB pointed upward, with a smaller radius of curvature than anterior one. PB maximum convexity slightly below mid-H. PDB significantly concave at its lower half, and nearly straight to slightly curved at its upper half.

Greatest L slightly below mid-H. Greatest H slightly posterior to mid-L.

In dorsal view, lateral outlines symmetrically convex, with a maximum W at mid-L and mid-H. AB and PD compressed laterally.

REMARKS

The presence of the very peculiar ridge on each valve distinguishes *Bairdia penglaitanensis* n. sp. from all other species. General lateral outlines are close to *Ceratobairdia*, but it differs by the absence of large and flat ventral area and subtriangular shape in frontal view (generic characters of *Ceratobairdia*).

Bairdia n. sp. could be compared to *Ceratobairdia sinensis* Wang, 1978 from the Late Permian of China (Wang 1978), by general lateral outline of valves. It differs here by its less developed overlap at DB, its arched and spine-less DB, its more elongated anterior part and a ridge not only restricted to ventral margin.

Bairdia n. sp. is also close to *Ceratobairdia? ambigua* Ishizaki, 1964, which developed during the entire Permian in South China and Japan (*see Zazzali et al.* 2015 for discussion on synonymy), by general lateral outlines. It differs here by an arched DB, associated at LV with a serrated crest.

Bairdia n. sp. differs here from *Bairdia ikeyai* Tanaka, 2012 from the Early Permian of Japan (Tanaka *et al.* 2012), by the presence of the serrated DB crest at LV and by its more elongated anterior portion and shorter posterior portion.

Bairdia chaotianensis Zazzali, 2015

(Pl. 3; Figs D, E; Diag. 6)

Bairdia chaotianensis Zazzali, 2015 in Zazzali *et al.*, 2015 : 10, Fig. 6D, E.

TYPE MATERIAL. — Holotype: one complete carapace (P6M3613; Pl. 3; Fig. D); paratype: one complete carapace (P6M3614; Pl. 3; Fig. E).

ETYMOLOGY. — From the Chaotian section, Type locality.

MATERIAL EXAMINED. — 24 complete carapaces and 35 isolated valves.

DIMENSIONS. — L= 694-1160 μm ; H=322-631 μm . Holotype: L=1050 μm ; H=557 μm . Paratype: L=914 μm ; H= 459 μm (Fig. 18).

TYPE HORIZON. — Sample 11CHAO172, “Limestone Unit” (L3), Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian.

TYPE LOCALITY. — Chaotian section (30°23'71''N-106°49'61''E), Sichuan Province, P.R. China.

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou and Wujiaping Formations, Middle Capitanian-basal Wuchiapingian, Middle-Late Permian (samples: 11CHAO173, 11CHAO172, 11CHAO170, 11CHAO169, 11CHAO168, 11CHAO167, 11CHAO166, 11CHAO165, 11CHAO164, 11CHAO151, 11CHAO87, 11CHAO88, 11CHAO92, see Table 1; Zazzali *et al.* 2015).

DIAGNOSIS. — A species of *Bairdia* with elongated carapace, AB and BP with small radius of curvature, hinge line located below DB; both valves present a more or less expressed shoulder with a crest at the top, parallel to the hinge line.

DESCRIPTION

Overlap: absent at DB, narrow to absent at AB, PB and PVB, narrow at AVB and distinct at ADB, PDB and VB.

DB broadly convex at right lateral view. Hinge line located below DB; presence of more or less expressed shoulder at DB of both valves with a crest at the top, parallel to the hinge line; shoulder and crest extend from DB to PDB at RV and from ADB to PDB at LV.

RV: ADB significantly concave at its median part. AB with small radius of curvature. AB maximum convexity slightly above mid-H. AVB gently convex to nearly straight. VB faintly curved (convex) to nearly straight. PVB in the lengthening of VB. PB with a smaller radius of curvature than anterior one. PB pointed near or slightly below mid-H. PDB more slightly concave than anterior one.

LV: ADB more slightly concave the RV one. AB with small radius of curvature. AB maximum convexity at mid-H. AVB gently convex to nearly straight. VB faintly curved (convex) to nearly straight. PVB gently curved. PB with a smaller radius of curvature than anterior one. PB pointed near or slightly below mid-H. PDB more slightly concave than RV one.

Greatest L slightly above mid-H. Greatest H slightly anterior to mid-L.

In dorsal view, lateral outlines asymmetrically convex, with a maximum of W at mid-L and mid-H. RV slightly to significantly wider than LV.

L/H= 0.5

REMARKS

Within Wuchiapingian specimens, some intraspecific variations are observed. Some specimens present slightly higher valves, wider carapaces and, at LV more prominent DB shoulder and crest than at RV. More or less faint angles could be observed at RV between DB and upper half of PDB and ADB. Some differences could also be noticed between Capitanian and Wuchiapingian specimens. Capitanian ones show more rounded valves, with a RV significantly wider than LV, and a more marked mid-dorsal crest on shoulder's top. Wuchiapingian specimens are, proportionally, slightly longer, DB is also longer. DB of Wuchiapingian specimens is about the half of L and about the third of L for Capitanian ones. The presence of DB shoulder and crest on each valve distinguishes *Bairdia chaotianensis* Zazzali, 2015 from all the other close species. *Bairdia chaotianensis* could be compared to *B. sp.9 sensu* Cordell (1952) from the Late Pennsylvanian (Late Carboniferous) of Missouri (USA; Cordell 1952) by its general lateral RV shape. It differs here by the absence of overlap at DB, more concave ADB and PDB and by more rounded sides in dorsal view. *B. chaotianensis* is also close to *Orthobairdia oklahomensis* (Harlton, 1927) (in Melnyk & Maddocks 1988b) from the Late Pennsylvanian (Late Carboniferous) of Texas (USA) by RV general lateral outline. It differs here by a PDB more concave at RV, the absence of DB overlap, and a more elongated posterior portion. *B. chaotianensis* differs here from *B. urodeloformis* Chen 1987 (in Crasquin *et al.* 2010) from latest Permian of Meishan section, Zhejiang province, China, by its PB and AB smaller radius of curvature. It differs also here by an arched DB, an ADB deeply concave in right lateral view and a maximum of overlapping located at VB.

Internal characters could not be observed due to the infilling and preservation.

On the height-length diagram (Diagram 6), distribution of specimens is too homogeneous to clearly distinguish the different ontogenic stages.

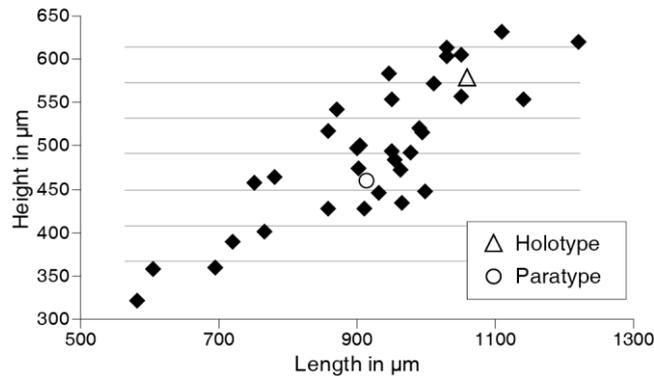


Diagram 6: Height-Length diagram of *Bairdia chaotianensis* Zazzali, 2015 (Zazzali *et al.* 2015).

Bairdia episkopiensis? Crasquin-Soleau, 1998

(Pl. 6; Fig. D, E)

Bairdia episkopiensis Crasquin-Soleau in Crasquin-Soleau & Baud, 1998: 136, Pl.1, Figs 6-8.

MATERIAL EXAMINED. — Five complete carapaces and ten broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 512-730 μm; H= 276-376 μm.

OCCURRENCES. — Cape Riga section, Hydra Island, Greece, Late Asselian-Early Artinskian, Early Permian (Crasquin-Soleau & Baud 1998); ?Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples: 12PE46, 12PE47, see Table 2).

REMARKS

Our specimens are very similar to *Bairdia episkopiensis* Crasquin-Soleau, 1998 from the early Permian of Greece (Crasquin-Soleau & Baud 1998) but differ by a longer DB and a shorter ADB.

Bairdia postilonga (Chen, 2002)

(Pl. 5, Figs M-Q; Diag. 7)

Cryptobairdia postilonga Chen, 2002 in Shi & Chen, 2002: 107, Pl. 8, Figs 1-4, 8.

Bairdia sp. 14 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 : Fig. 7F.

Bairdia sp. 26 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 : Fig. 8F.

Bairdia sp. 33 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 : Fig. 8N.

MATERIAL EXAMINED. — Chaotian section: 16 complete carapaces, 11 broken carapaces, one isolated valve and one broken valve; Penglaitan section: three complete carapaces, four broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 258-800 μm ; H= 173-487 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO81, 11CHAO82, 11CHAO86, 11CHAO87, 11CHAO88, 11CHAO92, 11CHAO95, 11CHAO98, 11CHAO99, 11CHAO100, see Table 1); Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (sample: 12PE60, 12PE65, 12PE66, see Table 2).

REMARKS

As contact between DB and PDB forms a distinct angle, this species could not be assigned to genus *Cryptobairdia* as defined by Sohn in 1960. Thus, I attribute this species to the genus *Bairdia*.

Smallest specimens of *Bairdia postilonga* present less elongated valves, shorter ADB, less pointed PB, shorter and nearly straight PDB. Greatest specimens present PVB in the lengthening of VB. On the height-length diagram (Diagram 7), specimens gathered into five ontogenic stages: four juvenile (A-1, A-2, A-3 and A-4) and the adult one.

Bairdia postilonga is very close to *Bairdia* sp. 4 *sensu* Chitnarin 2010 (unpublished PhD thesis; Pl.4, Figs 4-5, 7-8) from the Early and Middle Permian of Thailand. Nevertheless, it presents here a less expressed overlap and a less steep ADB.

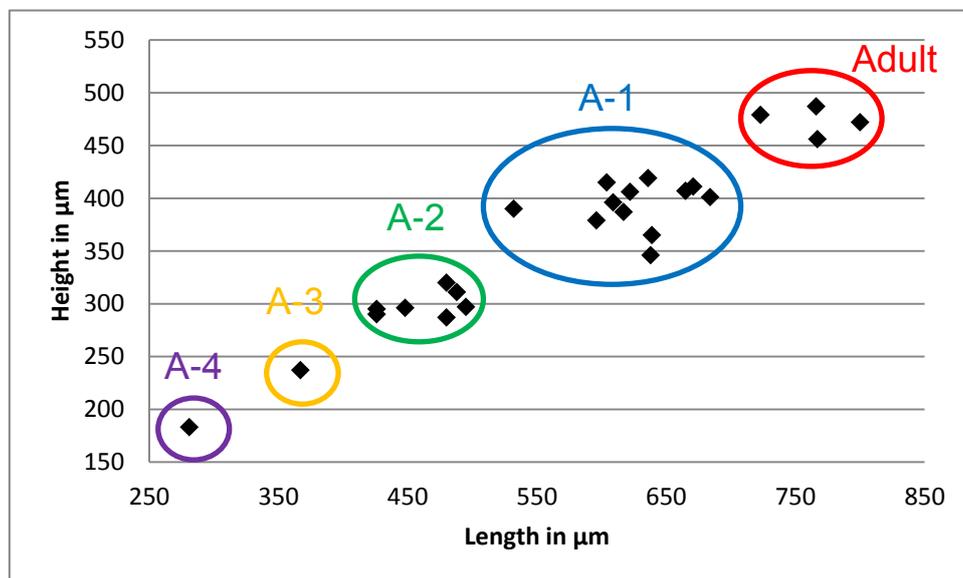


Diagram 7: Height-Length diagram of *Bairdia postilonga* (Chen, 2002).

Bairdia rigaensis Crasquin-Soleau, 1998

(Pl. 6; Figs F-H)

?*Parurobairdia* sp. Chen & Shi, 1982: 135, Pl. 8, Figs 16-18.

Bairdia rigaensis Crasquin-Soleau in Crasquin-Soleau & Baud, 1998: 132-133, Pl.1, Figs 1-5.

Bairdia spindlica Tanaka & Yuan in Tanaka et al., 2012: 99-100, Pl.9, Figs 3a-f.

MATERIAL EXAMINED. — Two complete carapaces, 35 broken carapaces, and four broken valves.

DIMENSIONS. — L= 498-1310 μm ; H= 216-733 μm .

OCCURRENCES. — ?South China, Nantong, Mianyang, Late Asselian-Realy Arkinskian, Early Permian (Chen & Shi 1982); Cape Riga section, Hydra Island, Greece, Late Asselian – Early Artinskian, Early Permian (Crasquin-Soleau & Baud 1998); Gifu Prefecture, Japan, Early Permian (Tanaka *et al.* 2012); Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples: 12PE46, 12PE49, 12PE51, 12PE57, 12PE58, 12PE59, 12PE60, 12PE62, 12PE64, 12PE64bis, 12PE65, 12PE66, see Table 2).

REMARKS

Parurobairdia sp. *sensu* Chen & Shi (1982) has been put in synonymy with *Bairdia rigaensis* Crasquin-Soleau, 1998 by Crasquin-Soleau & Baud (1998), in regards of the same general lateral shape, but with doubt because of the poor quality of pictures and the unexaminable Chinese material.

Bairdia spindlica Tanaka & Yuan, 2012 is considered here as junior synonym of *Bairdia rigaensis* Crasquin-Soleau, 1998, presenting similar general lateral shape and the presence of a similar ventral ridge and sinuous ventral margin.

Nevertheless, our specimens present some slight morphological differences with these two species. As in *B. spindlica*, DB is here shorter and more arched than in *B. rigaensis*. ADB and PDB, here more roundly concave than in *B. rigaensis*, are closer to *B. spindlica*, but present a less developed overlapping. AVB, as in *B. spindlica*, is more arched than in *B. rigaensis*. PVB, nearly straight in *B. rigaensis* and *B. spindlica*, is here more roundly curved. The ventral ridge is not only restricted to PVB and VB, as *B. spindlica*, but extending forward until median part of AVB, as *B. rigaensis*. Maximum H at mid-L in *B. spindlica*, but slightly anterior to mid-L in our specimens, as in *B. rigaensis*.

In our specimens, the ventral ridge seems slightly more developed than in the two other species, and particularly in the larger specimens. Posterior end is higher in lateral view, with a maximum convexity slightly under mid-H. Anterior end maximum convexity is located

slightly above mid-H. Our specimens also present a crest at LV DB, parallel to the hinge line, more distinct on great size specimens.

Perhaps specimens identified here in the Penglaitan section and the two other species could belong to three geographic subspecies of *Bairdia rigaensis*.

This species is also close to *B. sp. 2 sensu* Forher (1991) from the Late Carboniferous of Austria by its general lateral shape. It differs here by its shorter DB and the absence of dorsal crest at RV and the absence of posterior and anterior spine at LV.

?Bairdia cf. subcontracta Chen, 1987 *sensu* Crasquin-Soleau & Baud., 1998

(Pl. 4, Figs C-J; Diag. 8)

Bairdia cf. subcontracta Chen, 1987 in Crasquin-Soleau & Baud, 1998: Pl.8, Figs: 17-18.

Bairdia sp. 2 sensu Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 6G.

Bairdia sp. 15 sensu Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 7G-H.

Bairdia sp. 43 sensu Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 9I.

Bairdia sp. 45 sensu Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 9K.

Bairdia sp. 46 sensu Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 9L.

MATERIAL EXAMINED. — Chaotian section: 23 complete carapaces, 33 broken carapaces, two isolated valves and two broken valves; the Penglaitan section: five complete carapaces, 52 broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 262-1070 μm ; H= 136-471 μm .

OCCURRENCES. — Hydra Island, Greece, Early Wuchiapingian, Late Permian (Crasquin-Soleau & Baud 1998); ?Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou and Wujiaping Formation, Middle Capitanian-basal Wuchiapingian, Middle-Late Permian (samples: 11CHAO173, 11CHAO172, 11CHAO171, 11CHAO167, 11CHAO81, 11CHAO82, 11CHAO84, 11CHAO86, 11CHAO92, 11CHAO95, 11CHAO97, 11CHAO98, 11CHAO99, 11CHAO100, see Table 1); ?Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (this study, samples: 12PE44, 12PE46, 12PE47, 12PE49, 12PE66, see Table 2).

REMARKS

Specimens are assigned to *Bairdia cf. subcontracta* Chen, 1987 *sensu* Crasquin-Soleau & Baud 1998, with doubt because having a slightly shorter DB, a longer carapace, longer and more concave ADB and PDB.

They differ from *Bairdia subcontracta* Chen, 1987 from the Late Permian of China (Shi & Chen 1987) by their more elongated carapace and a maximum H noticeably anterior to mid-L. Two distinct morphotype are noticeable, an elongated one (corresponding to *Bairdia* sp. 15 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 and to Penglaitan specimens) and a robust one presenting less elongated valves, more expressed overlap and less pointed extremities (corresponding to *Bairdia* sp. 2/43/45/46 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015). Specimens from the Penglaitan section are slightly smaller than those from the Chaotian section.

On the height-length diagram (Diagram 8), distribution of specimens is too homogeneous to distinguish different juvenile ontogenic stages. Adult stage is nevertheless noticeably distinct from juvenile specimens.

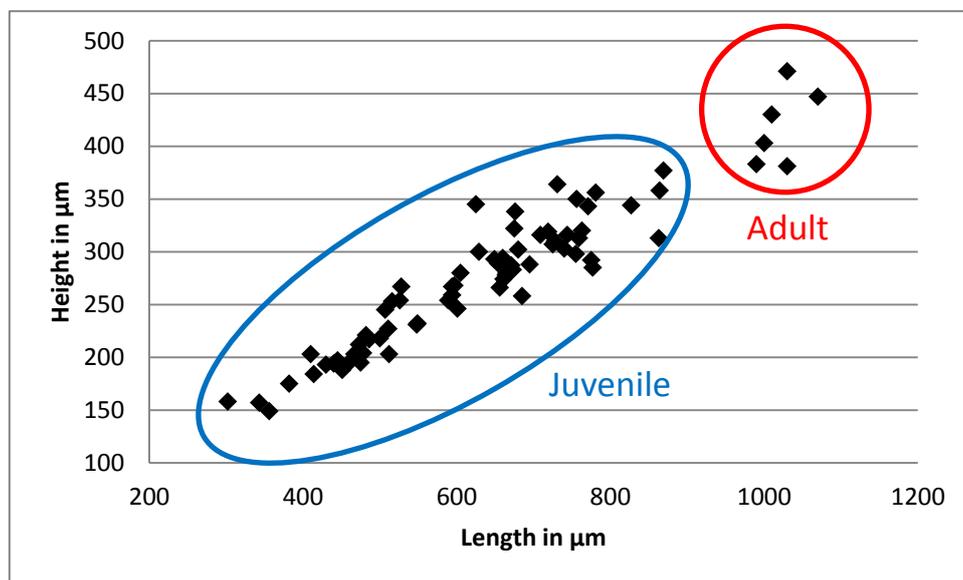


Diagram 8: Height-Length diagram of ?*Bairdia* cf. *subcontracta* Chen, 1987 *sensu* Crasquin-Soleau & Baud., 1998.

Bairdia sp. 3 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015

(Pl. 3, Figs H-J; Diag. 9)

Bairdia sp. 3 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Figs 6H, I.

MATERIAL EXAMINED. — Three complete carapaces, 14 broken carapaces, six isolated valves and nine broken valves.

DIMENSIONS. — L= 252-655 μm; H= 181-503 μm.

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian (samples: 11CHAO173, 11CHAO172, 11CHAO171, 11CHAO170, 11CHAO167, 11CHAO166, 11CHAO165, see Table 1).

REMARKS

On the height-length diagram (Diagram 9), specimens gathered into four ontogenic stages. As only few specimens have been found, and as length of greatest specimens do not exceed 600 μm , attribution of specimens to adult stage require more information.

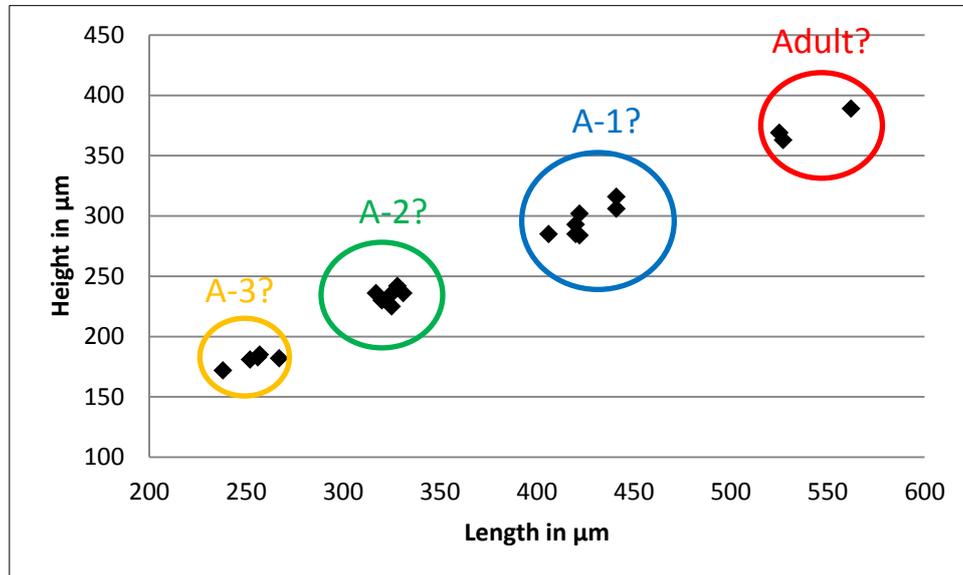


Diagram 9: Height-Length diagram of *Bairdia* sp. 3 sensu Zazzali et al., 2015.

Bairdia sp. 7 sensu Zazzali et al., 2015

(Pl. 3; Fig. M)

Bairdia sp. 7 sensu Zazzali et al., 2015: Fig. 6M.

MATERIAL EXAMINED. — Four complete carapaces, four broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 419-740 μm ; H= 207-393 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle (samples: 11CHAO171, 11CHAO163, see Table 1; Zazzali et al., 2015).

Bairdia sp. 8 sensu Zazzali et al., 2015

(Pl. 3; Figs N, O)

Bairdia sp. 8 sensu Zazzali et al., 2015: Fig. 6N, O.

MATERIAL EXAMINED. — Two broken carapaces, one isolated valve and two broken valves.

DIMENSIONS. — L= 712-1540 μm ; H= 397-951 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian (samples: 11CHAO173, 11CHAO170, 11CHAO165, 11CHAO163, 11CHAO166, see Table 1).

Bairdia sp. 20 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015

(Pl. 4; Figs M, N; Diag. 10)

Bairdia crassa Harlton, 1928 *sensu* Shi & Chen, 2002: Pl. 2, Fig. 5-6, 9-12 (non 7-8).

Bairdia sp. 20 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 7M, N.

MATERIAL EXAMINED. — Ten complete carapaces, 47 broken carapaces, seven isolated valves and 16 broken valves.

DIMENSIONS. — L= 637-793 μm ; H=340 -496 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO87, 11CHAO88, see Table 1; Zazzali *et al.*, 2015).

REMARKS

Intraspecific variations are observed. Specimens present more or less elongated valves.

Specimens with less elongated carapace are similar to *Bairdia crassa* Harlton, 1928 *sensu* Shi & Chen, 2002, from the Late Permian of China. They both differ from *Bairdia crassa* Harlton, 1928 from the Late Carboniferous of USA, by more elongated carapace, broadly arched DB and PDB and more expressed overlap.

On the height-length diagram (Diagram 10), distribution of specimens is too homogeneous to clearly distinguish the different ontogenic stages.

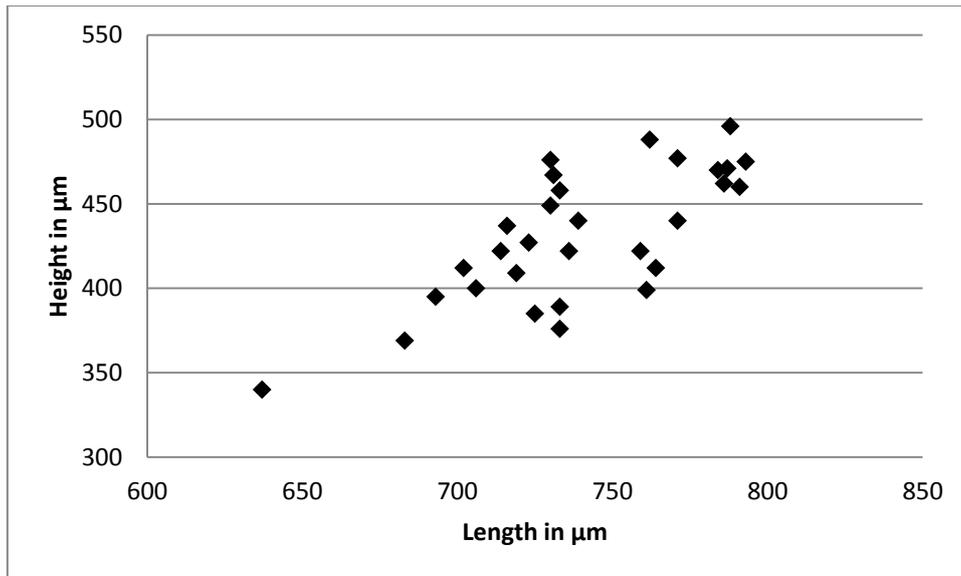


Diagram 10: Height-Length diagram of *Bairdia* sp. 20 sensu Zazzali et al., 2015.

Bairdia sp. 23 sensu Zazzali et al., 2015

(Pl. 5; Fig. B)

Bairdia sp. 23 sensu Zazzali et al., 2015: Fig. 8B.

MATERIAL EXAMINED. — Two complete carapaces, 20 broken carapaces and three isolated valves.

DIMENSIONS. — L= 369-846 μm ; H= 170-445 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO81, 11CHAO82, 11CHAO87, 11CHAO90, 11CHAO951, 11CHAO95, 11CHAO97, 11CHAO98, 11CHAO99, 11CHAO100, 11CHAO101, see Table 1).

REMARKS

Bairdia sp. 23 is close to ?*Bairdia* cf. *subcontracta* Chen, 1987 sensu Crasquin-Soleau & Baud 1998 from the Wuchiapingian Chaotian and the Capitanian of Penglaitan (see above), by its general lateral outlines. It differs here by less elongated valves, shorter DB, slightly steeper and nearly straight ADB and PDB.

Bairdia sp. 24 sensu Zazzali et al., 2015

(Pl. 5; Figs C, D; Diag. 11)

Bairdia sp. 24 sensu Zazzali et al., 2015: Fig. 8C, D.

MATERIAL EXAMINED. — 12 complete carapaces, eight broken carapaces, and six broken valves.

DIMENSIONS. — L= 373-1060 μm ; H= 217-492 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO87, 11CHAO92, 11CHAO95, 11CHAO97, 11CHAO98, 11CHAO99, 11CHAO100, see Table 1).

REMARKS

Small specimens present less elongated valves, shorter posterior part and less pointed PB.

On the height-length diagram (Diagram 11)), specimens gathered into five ontogenic stages: four juvenile (A-1, A-2, A-3 and A-4) and the adult one.

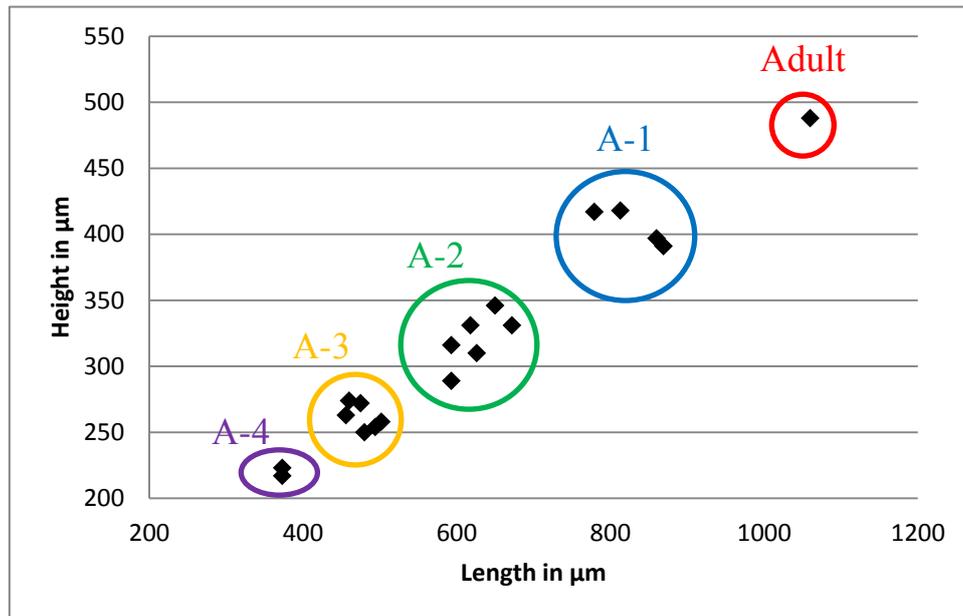


Diagram 11: Height-Length diagram of *Bairdia* sp. 24 sensu Zazzali et al., 2015.

Bairdia sp. 27 sensu Zazzali et al., 2015

(Pl. 5; Figs E-F)

Bairdia sp. 27 sensu Zazzali et al., 2015: Fig. 8G.

MATERIAL EXAMINED. — Five complete carapaces, 11 broken carapaces, five isolated valves and three broken valves.

DIMENSIONS. — L= 282-530 μm ; H= 176-306 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO87, 11CHAO91, 11CHAO92, 11CHAO97, 11CHAO99, 11CHAO100, see Table 1; Zazzali et al., 2015).

REMARKS

Small specimens present less elongated valves and steeper ADB.

Bairdia sp. 36 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015

(Pl. 5; Fig. A)

Bairdia sp. 36 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 9B.

MATERIAL EXAMINED. — Two complete carapaces, one broken carapace.

DIMENSIONS. — L= 457-617 μm ; H= 242-333 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO95, 11CHAO99, see Table 1; Zazzali *et al.*, 2015).

Bairdia sp. 42 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015

(Pl. 7; Fig. K)

Bairdia sp. 42 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 9H.

MATERIAL EXAMINED. — Two broken carapaces, and one broken valve.

DIMENSIONS. — L= 790-875 μm ; H= 377-434 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (sample: 11CHAO99, see Table 1; Zazzali *et al.*, 2015).

Bairdia sp. A

(Pl. 3; Fig. K-L)

Bairdia sp. 4 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 6J.

Bairdia sp. 12 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 7D.

MATERIAL EXAMINED. — One complete carapace, two broken carapaces and one isolated valve.

DIMENSIONS. — L= 714-831 μm ; H= 304-366 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian (samples: 11CHAO172, 11CHAO169, 11CHAO163, see Table 1).

REMARKS

The only specimen of *Bairdia* sp. 4 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 found in the Chaotian section was slightly shifted on picture. It finally presents the same morphology than *Bairdia* sp. 12 *sensu*

Zazzali *et al.*, 2015 with its elongated carapace, its PDB convex in upper part and concave in lower part, its pointed PB and its VB concave in its median part. Thus, I decided to attribute specimens to the same species.

Bairdia sp. A could be compared to *Bairdia* sp. 10 *sensu* Chitnarin (2010, unpublished PhD thesis; Pl.5, Figs 1-3) from the Early and Middle Permian of Thailand, by its general lateral outlines. It differs here by shorter and less steep PDB.

Bairdia sp. B

(Pl. 4; Fig. A, B)

Bairdia sp. 9 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 7A.

Bairdia sp. 10 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 7B.

MATERIAL EXAMINED. — One complete carapaces, three broken carapaces and one isolated valve.

DIMENSIONS. — L= 373-1120 μm ; H= 274-668 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian (samples: 11CHAO165, 11CHAO167, 11CHAO168, see Table 1).

REMARKS

If *Bairdia* sp. 9 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 ADB seems slightly more concave and its PDB seems less steep than for *Bairdia* sp. 10 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015, it is because the only specimen attributes to *Bairdia* sp. 9 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 is slightly shifted on picture. Then *Bairdia* sp. 10 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 presents the same lateral outlines than *Bairdia* sp. 9 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015, differing only by its slightly less elongated carapace. This slight difference let me interpreted *Bairdia* sp. 10 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 as juvenile forms.

Bairdia sp. C

(Pl. 4, Figs O-P; Diag. 121)

Bairdia sp. 16 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 7I.

Bairdia sp. 38 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 9D.

MATERIAL EXAMINED. — Three complete carapaces, seven broken carapaces, two isolated valves and one broken valve.

DIMENSIONS. — L= 346-1020 μm ; H= 204-762 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO81, 11CHAO85, 11CHAO88, 11CHAO90, 11CHAO91, 11CHAO97, 11CHAO99, 11CHAO100, see Table 1).

REMARKS

Small specimens (corresponding to *Bairdia* sp. 38 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015) presents a slightly more elongated carapace and a less developed overlap at DB. They are here interpreted as juvenile forms.

On the height-length diagram (Diagram 12), specimens gathered into four ontogenic stages: three juvenile (A-1, A-2 and A-3) and the adult one.

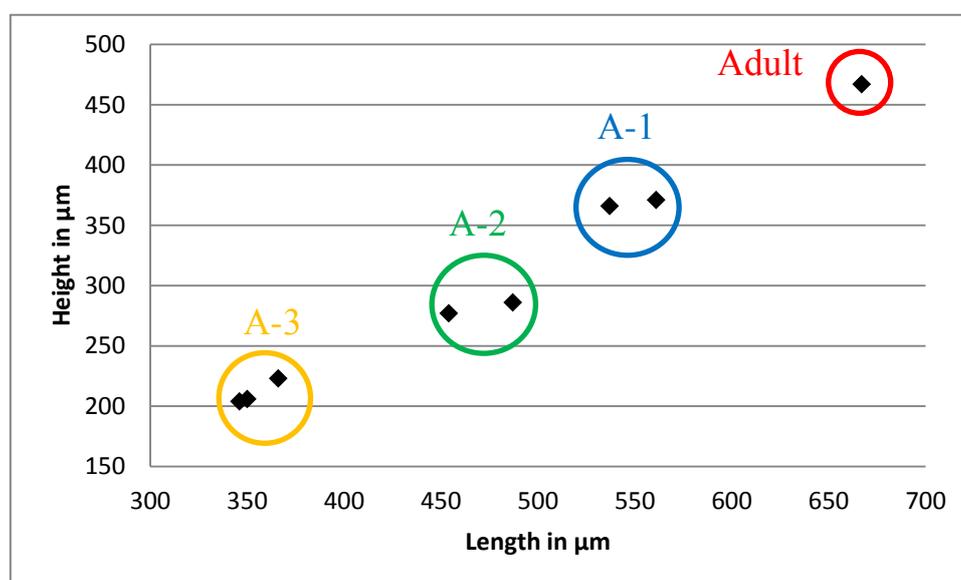


Diagram 12: Height-Length diagram of *Bairdia* sp. C.

Bairdia sp. D

(Pl. 4, Fig. K-L)

Bairdia sp. 17 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 7J.

Bairdia sp. 34 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 8O.

MATERIAL EXAMINED. — Three broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 634-894 μm; H= 392-569 μm.

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (sample: 11CHAO82, 11CHAO95, see Table 1).

REMARKS

Specimen K (*Bairdia* sp. 34 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015), illustrated on plate 4, presents a carapace broken in its anterior part. Except this broken part and a slightly less developed overlap, it presents the same morphology than *Bairdia* sp. 17 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015.

Bairdia sp. E

(Pl. 5, Fig. G-I; Diag. 13)

Bairdia sp. 21 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 7O.

Bairdia sp. 22 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 8A.

Bairdia sp. 47 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 9M.

MATERIAL EXAMINED. — one complete carapace, 20 broken carapaces, seven isolated valves and three broken valves.

DIMENSIONS. — L= 583-1240 μm ; H= 192-655 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO83, 11CHAO85, 11CHAO87, 11CHAO88, 11CHAO91, 11CHAO95, 11CHAO96, 11CHAO98, 11CHAO99, 11CHAO100, see Table 1).

REMARKS

A species of *Bairdia* with an elongated posterior part ended by a PB pointing slightly under mid-H, a PDB concave in its median part, a convex PVB in the lengthening of posterior half of VB, a ventral margin concave in its median part, a PVB broadly convex, an AB with a small radius of curvature and a maximum of curvature located slightly above mid-L and its ADB nearly straight in its upper ad median part and slightly concave in its lower part.

Juvenile specimens (corresponding to *Bairdia* sp. 22 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 and *Bairdia* sp. 47 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015) present slightly more elongated DB and lower part of ADB.

On the height-length diagram (Diagram 13), specimens gathered into four ontogenic stages: three juvenile (A-1, A-2 and A-3) and the adult one.

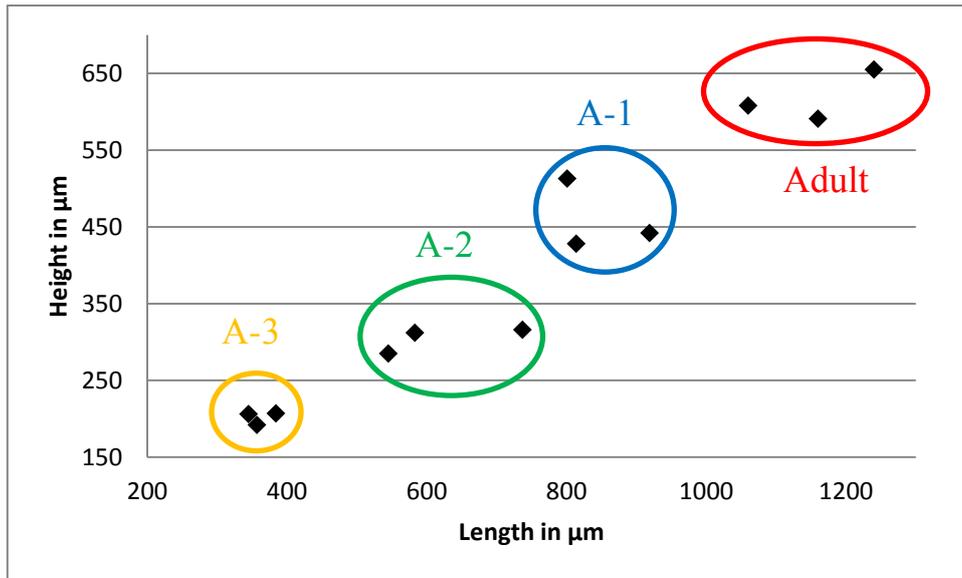


Diagram 13: Height-Length diagram of *Bairdia* sp. E.

Bairdia sp. F

(Pl. 5, Figs J-L; Diag. 14)

Bairdia sp. 19 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 7L.

Bairdia sp. 35 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 9A.

MATERIAL EXAMINED. — Chaotian section: five complete carapaces, four broken carapaces, one broken valve; Penglaitan section: one complete carapace, five broken carapaces, one complete valve and 11 broken valves.

DIMENSIONS. — L= 712-1010 μm; H= 409-583 μm.

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO87, 11CHAO92, 11CHAO95, 11CHAO99, 11CHAO100, see Table 1); Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples : 12PE46, 12PE48, 12PE49, 12PE50, 12PE52, 12PE60, 12PE64, 12PE64bis, see Table 2).

REMARKS

Wuchiapingian specimens from the Chaotian section are slightly less elongated than Capitanian ones from the Penglaitan section, presenting indeed a slightly less elongated posterior portion. ADB is more broadly concave and overlap is less expressed for the Wuchiapingian specimens.

On the height-length diagram (Diagram 14), specimens gathered into four ontogenic stages: three juvenile (A-1, A-2 and A-3) and the adult one.

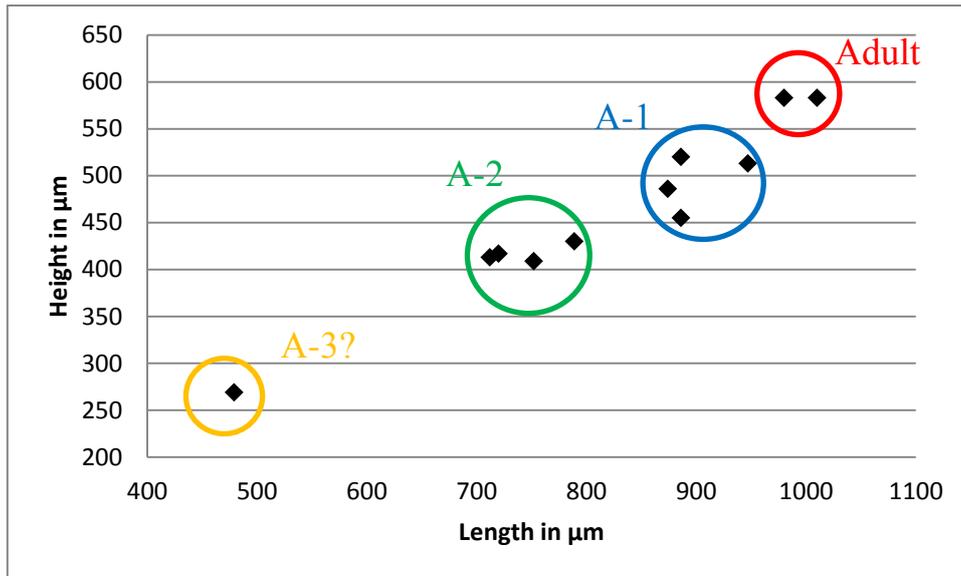


Diagram 14: Height-Length diagram of *Bairdia* sp. F.

Bairdia sp. G

(Pl. 7; Fig. I, J)

Bairdia sp. 39 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 9E.

Bairdia sp. 40 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 9F.

MATERIAL EXAMINED. — Two complete carapaces, four broken carapaces, five isolated valves and three broken valves.

DIMENSIONS. — L= 822-1680 μm; H= 320-422 μm.

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (sample: 11CHAO95, 11CHAO99, see Table 1).

REMARKS

Juvenile specimens (corresponding to *Bairdia* sp. 39 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015) present more elongated DB.

Bairdia sp. H

(Pl. 3, Figs F-G)

Bairdia sp. 25 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 8E.

Bairdia sp. 44 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 9J.

MATERIAL EXAMINED. — Two complete carapaces, two broken carapaces, two isolated valves.

DIMENSIONS. — L= 331-684 μm; H= 197-461 μm.

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO95, 11CHAO97, 11CHAO99, 11CHAO100, see Table 1).

REMARKS

Juvenile specimens (corresponding to *Bairdia* sp. 25 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015) present more elongate and less steep ADB and less expressed overlap.

Bairdia sp. I

(Pl. 6; Figs I, J)

MATERIAL EXAMINED. — Three complete carapaces, 14 broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 1040-1200 μm ; H= 444 -218 μm .

OCCURRENCES. — Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples: 12PE44, 12PE46, 12PE47, see Table 2).

Bairdia sp. J

(Pl. 6; Figs K, L)

MATERIAL EXAMINED. — One complete carapace, five broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 998-1140 μm ; H= 430-535 μm .

OCCURRENCES. — Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples: 12PE44, 12PE47, 12PE66, see Table 2).

REMARKS

Bairdia sp. J differs from *Bairdia* sp. I by its nearly straight DB, its more elongated posterior end, its PDB nearly horizontal in its lower part, its ADB concave and its pointed AB.

Bairdia sp. J could be compared to *Bairdia permagna* Geis, 1932 *sensu* Shi & Chen (2002) from the Late Permian of China, by its general lateral shape. It differs here by its more elongated anterior and posterior part and its AB pointing upward.

Bairdia sp. K

(Pl. 7; Figs A-D)

MATERIAL EXAMINED. — 28 broken carapaces, three isolated valves and 11 broken valves.

DIMENSIONS. — L= 789-1000 μm ; H= 366-585 μm .

OCCURRENCES. — Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples: 12PE46, 12PE47, see Table 2).

REMARKS

Bairdia sp. K could be compared to *Petasobairdia collini* Forel, 2011 from the Early-Middle Triassic of Tibet (Forel & Crasquin 2011), by its general lateral outlines. It differs here by its more broadly arched DB associated with a less expressed crest, at LV.

Bairdia sp. L

(Pl. 8, Figs A-G; Diag. 15)

MATERIAL EXAMINED. — Four complete carapaces, 19 broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 455-1300 μm ; H= 206-611 μm .

OCCURRENCES. — Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples: 12PE48, 12PE49, 12PE62, 12PE64, 12PE64bis, see Table 2).

REMARKS

Greatest specimens of *Bairdia* sp. L present more elongated valves, more acute pointed PB, more marked overlap and the presence of a crest all along the DB at LV.

On the height-length diagram (Diagram 15), specimens gathered into four ontogenic stages: three juvenile (A-1, A-2 and A-3) and the adult one.

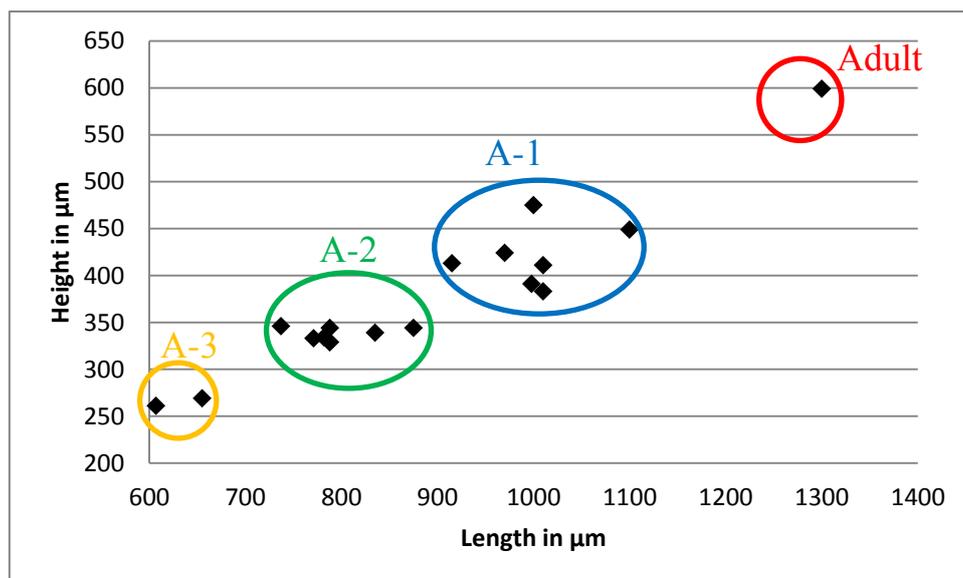


Diagram 15: Height-Length diagram of *Bairdia* sp. L.

Bairdia sp. M

(Pl. 7; Figs E, F)

MATERIAL EXAMINED. — Four broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 625-681 μm ; H= 355-377 μm .

OCCURRENCES. — Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples: 12PE47, 12PE49, see Table 2).

REMARKS

A species of *Bairdia* characterized by robust carapace, nearly straight DB and ADB, slight overlap and pustule-like carapace ornamentation.

Bairdia sp. N

(Pl. 7; Figs G, H)

MATERIAL EXAMINED. — Five complete carapaces, three broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 407-617 μm ; H= 173-297 μm .

OCCURRENCES. — Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples: 12PE48, 12PE49, 12PE51, 12PE65, 12PE66, see Table 2).

REMARKS

Bairdia sp. N is close to smallest specimens of *Bairdia* sp. L, but differs by a shorter carapace and DB and steeper ADB and PDB.

Bairdia sp. O

(Pl. 8; Fig. H)

MATERIAL EXAMINED. — Three broken carapaces, four broken valves.

DIMENSIONS. — L= 450-772 μm ; H= 273-440 μm .

OCCURRENCES. — Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples: 12PE49, 12PE52, 12PE64, see Table 2).

Bairdia sp

(Pl. 9; Fig. C)

Bairdia sp. 5 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 6K.

MATERIAL EXAMINED. — One broken carapace.

DIMENSIONS. — L= 614 μm ; H= 290 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian (sample: 11CHAO171, see Table 1).

REMARKS

As I have found only one specimen for this species, which is moreover broken, I decided to let it in “sp.”.

Bairdia sp

(Pl. 9; Fig. D)

Bairdia sp. 28 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 8H.

MATERIAL EXAMINED. — One broken carapace.

DIMENSIONS. — L= 1020 μm ; H= 666 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (sample: 11CHAO88, see Table 1).

REMARKS

As I have found only one specimen for this species, which is moreover broken, I decided to let it in “sp.”.

Bairdia sp

(Pl. 9; Fig. E)

Bairdia sp. 29 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 8I.

MATERIAL EXAMINED. — One broken carapace.

DIMENSIONS. — L= 1070 μm ; H= 567 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (sample: 11CHAO88, see Table 1).

REMARKS

As I have only one specimen for this species, which is moreover broken, I decided to let it in “sp.”.

Bairdia sp

(Pl. 9; Fig. F)

Bairdia sp. 41 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 9G.

MATERIAL EXAMINED. — One complete carapace.

DIMENSIONS. — L= 882 μm ; H= 447 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (sample: 11CHAO99, see Table 1).

REMARKS

As I have found only one specimen for this species, I decided to let it in “sp.”.

Bairdia sp

(Pl. 9; Fig. K)

Bairdia sp. 32 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 8M.

MATERIAL EXAMINED. — One isolated valve.

DIMENSIONS. — L= 777 μm ; H= 363 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO92, see Table 1).

REMARKS

As I have only one valve, I decided to let it in “sp.”.

This specimen is close to *Bairdia* sp. 49 *sensu* Chitnarin 2010 (unpublished PhD thesis; Pl.8, Fig. 21) from the Early Permian of Thailand, by its general lateral outlines. It differs here by a shorter and more arched DB, a longer and more concave PDB and a thinner and more elongated posterior portion.

This specimen is also close to *Acanthoscapha blesi* Kozur, 1985 from Late Permian of Hungary but differs in having an obvious bairdiid shape with a noticeably more thin posterior part.

Bairdia sp

(Pl. 9; Fig. L)

Bairdia sp. 48 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 9L.

MATERIAL EXAMINED. — One complete carapace, nine broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 358-564 μm ; H= 233-350 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (sample: 11CHAO91, 11CHAO100, see Table 1).

REMARKS

As this species is only composed of juveniles that could not be assigned to another species, I decided to let it in “sp.”.

Bairdia sp

(Pl. 9; Fig. M)

Bairdia sp. 13 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 7E.

MATERIAL EXAMINED. — One complete carapace, two broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 383-419 μm ; H= 233-274 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (sample: 11CHAO81, see Table 1).

REMARKS

As this species is only composed of juveniles that could not be assigned to another species, I decided to let it in “sp.”.

Bairdia sp

(Pl. 9; Fig. N)

Bairdia sp. 18 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 7K.

MATERIAL EXAMINED. — Two broken carapaces, three broken valves.

DIMENSIONS. — L= 222-490 μm ; H= 146 -325 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (sample: 11CHAO83, see Table 1).

REMARKS

As this species is only composed of juveniles that could not be assigned to another species, I decided to let it in “sp.”.

Bairdia sp
(Pl. 9; Fig. O)

Bairdia sp. 31 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 8L.

MATERIAL EXAMINED. — Six broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 329-566 μm ; H= 212-362 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO91, 11CHAO92, 11CHAO97, 11CHAO100, see Table 1).

REMARKS

As this species is only composed of juveniles that could not be assigned to another species, I decided to let it in “sp.”.

Bairdia sp
(Pl. 9; Fig. P)

Bairdia sp. 37 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 9C.

MATERIAL EXAMINED. — Two broken carapaces, one isolated valve.

DIMENSIONS. — L= 297-466 μm ; H= 193-323 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO97, 11CHAO99, see Table 1).

REMARKS

As this species is only composed of juveniles that could not be assigned to another species, I decided to let it in “sp.”.

Genus *Bairdiacypris* Bradfield, 1935

TYPE SPECIES. — *Bairdiacypris deloi* Bradfield, 1935.

Bairdiacypris sp. 8 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015

(Pl. 10; Fig. L)

Bairdiacypris sp. 8 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 10L.

MATERIAL EXAMINED. — Ten complete carapaces, 14 broken carapaces, and three broken valves.

DIMENSIONS. — L= 892-1420 μm ; H= 400-592 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO87, 11CHAO88, 11CHAO90, 11CHAO91, 11CHAO95, 11CHAO96, 11CHAO97, 11CHAO98, 11CHAO99, 11CHAO100, see Table 1; Zazzali *et al.*, 2015).

REMARKS

Bairdiacypris sp. 8 could be compared to *Bairdiacypris deloi* Bradfield, 1935 (*in* Cordell 1952) from the Late Carboniferous of Missouri (U.S.A.) and from the Late Permian of Greece (Crasquin-Soleau & Baud 1998), by its general lateral outlines. It differs here by less elongated carapace and DB and ADB and a slightly more elongated posterior portion.

Bairdiacypris sp. 8 is also close to *Praezabythocypris?* sp. 1 *sensu* Forel *et al.* (2015) from the Late Permian of Iran by its general lateral outlines. It differs here by a shorter ADB, a longer PDB and a PB with a maximum convexity located under mid-H.

Bairdiacypris sp. A

(Pl. 10, Figs E-K; Diag. 16)

Bairdiacypris sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015; Fig. 10E.

Bairdiacypris sp. 2 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015; Fig. 10F.

Bairdiacypris sp. 3 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015; Fig. 10G.

Bairdiacypris? sp. 4 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015; Fig. 10H.

Bairdiacypris sp. 5 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015; Fig. 10I.

Bairdiacypris sp. 6 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015; Fig. 10J.

Bairdiacypris sp. 7 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015; Fig. 10K.

MATERIAL EXAMINED. — Chaotian section: 25 complete carapaces, 35 broken carapaces, five isolated valves; Penglaitan section: seven complete carapaces, 12 broken carapaces and two isolated valve.

DIMENSIONS. — L= 212-830 μm ; H= 109-386 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou and Wujiaping Formations, Middle Capitanian-basal Wuchiapingian, Middle-Late Permian (samples: 11CHAO173, 11CHAO172, 11CHAO171, 11CHAO169, 11CHAO168, 11CHAO167, 11CHAO166, 11CHAO163, 11CHAO80, 11CHAO81, 11CHAO82, 11CHAO86, 11CHAO87, 11CHAO88, 11CHAO90, 11CHAO91, 11CHAO95, 11CHAO98, 11CHAO99, 11CHAO100, see Table 1); Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples: 12PE39, 12PE42, 12PE44, 12PE46, 12PE49, 12PE50, 12PE52, 12PE60, 12PE65, 12PE66, see Table 2).

REMARKS

Morphological variations between specimens previously attributed to seven different species seem in fact related to ontogenic transformations. Indeed, small specimens (corresponding to *Bairdiacypris* sp. 4, 5, 6 and 7, *sensu* Zazzali *et al.*, 2015) present less elongated valves. Carapace elongation, especially on the posterior third is here noticeable between small and great size specimens.

Bairdiacypris sp. A is close to *Bairdiacypris* sp. J by its general lateral outlines but differs by more elongated valves and ADB and a narrower AB with a maximum of curvature located behind mid-H.

On the height-length diagram (Diagram 16), distribution of specimens is too homogeneous to distinguish different juvenile ontogenic stages. Adult stage is nevertheless noticeably distinct from juvenile specimens.

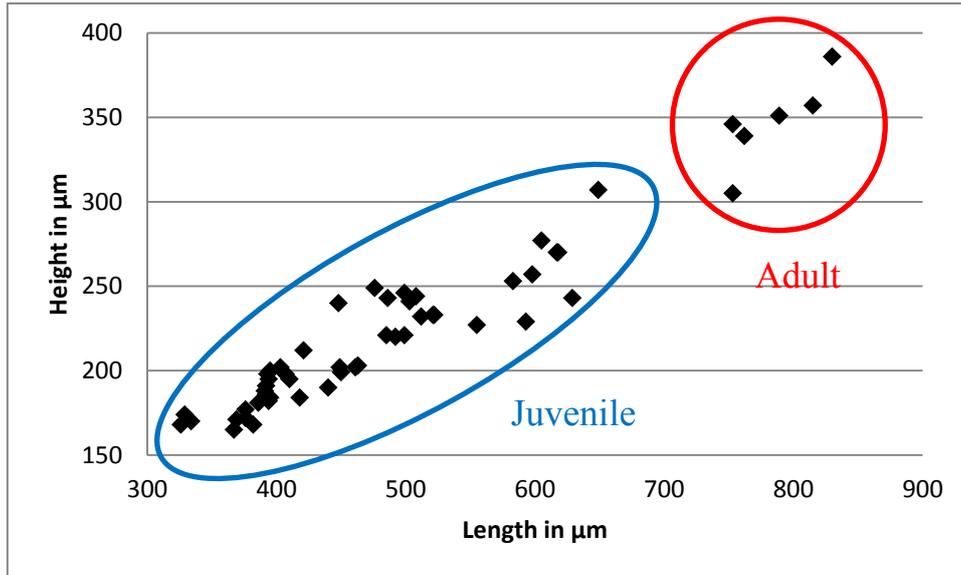


Diagram 16: Height-Length diagram of *Bairdiacypris* sp. A.

Bairdiacypris? sp. B

(Pl. 8; Fig. I, J)

Silenites? sp.3 sensu Zazzali *et al.*, 2015 : Fig. 13C.

Silenites? sp.6 sensu Zazzali *et al.*, 2015 : Fig. 13F.

MATERIAL EXAMINED. — 15 complete carapaces, 11 broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 310-772 μm; H= 173-437 μm.

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO81, 11CHAO92, 11CHAO95, 11CHAO97, 11CHAO98, 11CHAO99, 11CHAO100, see Table 1).

REMARKS

Dorsal margin is distinct from what is expected for a specimen of genus *Silenites*. However, it seems close to *Bairdiacypris* morphology with its nearly straight DB and its steep and straight PDB and ADB. Moreover, general lateral outlines suggest Bairdiidae morphology. Thus, I decided to reattribute this species to genus *Bairdiacypris*, with doubt because carapace seems not really elongated.

Bairdiacypris sp. C

(Pl. 10; Fig. P)

Fabalitypris sp. 3 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 11D.

MATERIAL EXAMINED. — Three complete carapaces, three broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 823-942 μm ; H= 339-413 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO83, 11CHAO87, 11CHAO95, 11CHAO97, 11CHAO100, see Table 1).

REMARKS

Bairdiacypris sp. C differs from *Bairdiacypris* sp. A by its more elongated DB equalling about the half of carapace L, its shorter end steeper ADB and its AB maximum of curvature located slightly under mid-H.

Bairdiacypris? sp. D

(Pl. 8; Fig. K)

Silenites? sp.4 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 : Fig. 13D.

MATERIAL EXAMINED. — Two complete carapaces, four broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 853-901 μm ; H= 374-558 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO87, 11CHAO88, see Table 1).

REMARKS

Dorsal margin is distinct from what is expected for a specimen of genus *Silenites*. However, it seems close to *Bairdiacypris* morphology with its nearly straight DB and its steep and straight PDB and ADB. Moreover, general lateral outlines suggest Bairdiidae morphology. Thus, I decided to reattribute this species to genus *Bairdiacypris*, with doubt because carapace seems not really elongated.

Bairdiacypris? sp. D differs from *Bairdiacypris?* sp. B by maximum H located at mid L, less elongated DB, more elongated ADB, and less round PB.

Bairdiacypris sp. E

(Pl. 10, Fig. O; Diag. 17)

Bairdiacypris sp. 10 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 10N.

Bairdiacypris? sp. 12 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 11A.

MATERIAL EXAMINED. — 13 complete carapaces, four broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 327-1240 μm ; H= 170-606 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO90, 11CHAO91, 11CHAO95, 11CHAO97, 11CHAO99, 11CHAO100, see Table 1).

REMARKS

Bairdiacypris sp. E differs from *Bairdiacypris* sp. 8 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 by its less elongated carapace with a shorter and more arched DB and its more round PB.

On the height-length diagram (Diagram 17), distribution of specimens is too homogeneous to clearly distinguish the different ontogenic stages. One specimen is clearly greatest than the others and separate from the main scatter plot. It could represents the adult stage.

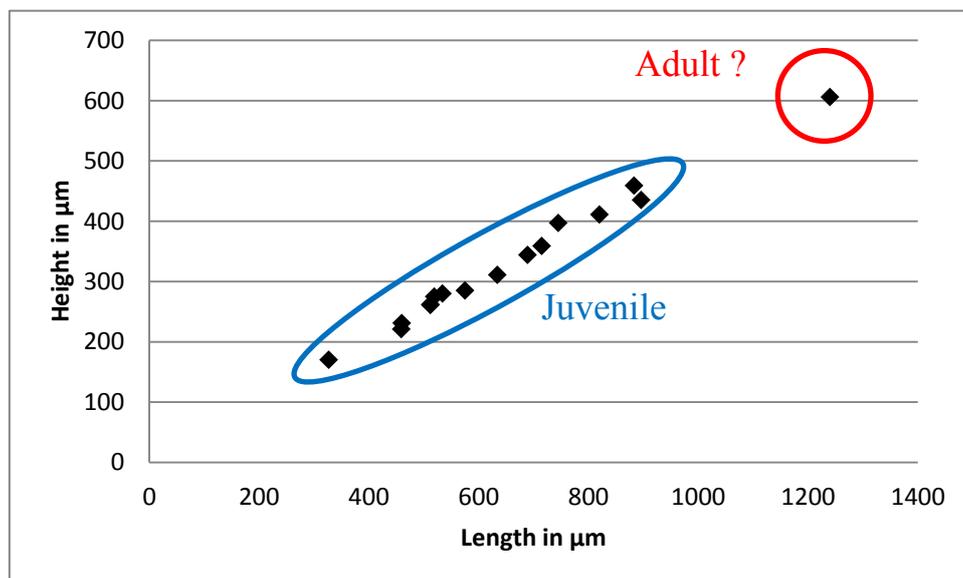


Diagram 17: Height-Length diagram of *Bairdiacypris* sp. E.

Bairdiacypris? sp. F

(Pl. 8; Fig. L)

Silenites? sp.5 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 13E.

MATERIAL EXAMINED. — Seven complete carapaces, one broken carapace.

DIMENSIONS. — L= 297-690 μm ; H= 200-423 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO91, 11CHAO99, 11CHAO100, see Table 1).

REMARKS

Dorsal margin is distinct from what is expected from a specimen of genus *Silenites*. However, it seems close to *Bairdiacypris* morphology with its nearly straight DB and its steep and straight PDB and ADB. Moreover, general lateral outlines suggest Bairdiidae morphology. Thus, I decided to reattribute this species to genus *Bairdiacypris*, with doubt because carapace seems not really elongated.

Bairdiacypris sp. G

(Pl. 10; Figs M-N)

Bairdiacypris? sp. 9 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 10M.

Bairdiacypris sp. 11 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 10O.

MATERIAL EXAMINED. — Six complete carapaces, five broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 390-1010 μm ; H= 210-495 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (sample: 11CHAO95, 11CHAO96, 11CHAO97, 11CHAO99, 11CHAO100, see Table 1).

REMARKS

Specimens initially assigned to *Bairdiacypris* sp. 11 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 are all shifted on pictures. When I reanalysed them, I observed the same morphology than *Bairdiacypris?* sp. 9 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015. Thus, I decided to attribute all specimens to a unique species.

Bairdiacypris sp. H

(Pl. 8; Fig. M)

MATERIAL EXAMINED. — 20 broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 294-667 μm ; H= 167-350 μm .

OCCURRENCES. — Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples: 12PE46, 12PE47 see Table 2).

REMARKS

Bairdiacypris sp. H is close to *Bairdiacypris? caeca* Shi, 1987 *sensu* Crasquin *et al.* (2008) from the Late Permian of Italy, by its general lateral outlines. It differs here by a less marked overlap, a shorter posterior portion with a steeper PDB and a nearly straight PVB and VB.

Bairdiacypris? sp. I

(Pl. 10; Figs A-D)

MATERIAL EXAMINED. — 14 complete carapaces, 15 broken carapaces, five isolated valves and six broken valves.

DIMENSIONS. — L= 288-947 μm ; H= 158-599 μm .

OCCURRENCES. — Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples : 12PE46, 12PE47, 12PE48, 12PE49, 12PE50, 12PE51, 12PE52, see Table 2).

REMARKS

Bairdiacypris? sp. I could be compared to *Bairdiacypris ottomanensis* Crasquin-Soleau, 2004 originally described from the Early Triassic of Turkey (Crasquin-Soleau *et al.* 2004), by its general lateral outlines. It differs here by a reduced overlap, a more arched DB at RV and a laterally flattened anterior end.

Noteworthy, *Bairdiacypris ottomanensis* was reassigned with doubt to the genus *Praezabythocypris* Kozur, 1985 by Mette (2010). Because the taxonomy of these two genera (*Bairdiacypris* and *Praezabythocypris*) and their phylogenetic relationship are still obscure, we chose here to keep it under the original attribution.

Bairdiacypris sp

(Pl. 10; Fig. Q)

Bairdia sp. 11 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 7C.

MATERIAL EXAMINED. — One complete carapace.

DIMENSIONS. — L= 528 μm ; H= 267 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian (samples: 11CHAO166, see Table 1).

REMARKS

With its subreniform elongated carapace and its slightly concave VB, this specimen presents a typical *Bairdiacypris* morphology. Thus, I decided to reattribute it to the genus *Bairdiacypris*. As I have found only one specimen for this species, differing from all other species identified in my samples, I decided to let it in “sp.”.

Genus *Cetollina* Shi, 2002

TYPE SPECIES. — *Cetollina lageniforma* Shi, 2002.

Cetollina lageniforma Shi, 2002

(Pl. 11, Figs H, J)

Cetollina lageniforma Shi in Shi & Chen, 2002: 98, 118, Pl.27, Figs 23-25.

non C. lageniforma Shi, 2002 in Crasquin *et al.* 2010: 364, Fig. 20C.

Cetollina sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 9O.

MATERIAL EXAMINED. — Chaotian section: three broken carapaces; Penglaitan section: one complete carapace, one isolated valve and three broken valves.

DIMENSIONS. — L= 407-640 μm ; H= 216-373 μm .

OCCURRENCES. — Pingding section, Guangxi Province, China, Wuchiapingian, Late Permian (Shi & Chen 2002); Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO95, 11CHAO100, see Table 1); Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (this study, sample: 12PE47, see Table 2).

REMARKS

Our specimens present a posterior spine-like end and a DB slightly longer than *C. lageniforma* Shi, 2002.

Cetollina lageniforma Shi, 2002 has been documented from the Late Permian of China (Crasquin *et al.* 2010). However the specimens documented by Crasquin *et al.* (2010) have a more elongated carapace, an ADB and PDB less steep and a valve ornamentation less pronounced. This let us exclude it from *C. lageniforma* Shi, 2002 originally described by Shi & Chen (2002).

Our specimens are close to Gen. sp. indet *sensu* Crasquin-Soleau & Baud (1998) from the Early Permian of Greece, which also seem to be a species of *Cetollina*, by its general lateral

outlines. They differ here by their shorter carapaces, longer posterior spines, less steep PDB and shorter DB and ADB.

Cetollina sp. A

(Pl. 11; Figs E-G)

MATERIAL EXAMINED. — One broken carapace, one isolated valve and one broken valve.

DIMENSIONS. — L= 654-685 μm ; H= 346-408 μm .

OCCURRENCES. — Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (sample: 12PE47, see Table 2).

REMARKS

A species of *Cetollina* with reticulated surface, both valves presenting a nearly flat nodule slightly posterior to mid-L and below mid-H. Specimens present a crest on both valves, more or less serrated at DB of LV, parallel to hinge line at DB, marked by a right angle between DB and PDB, extending vertically from DB to PVB and then parallel to ventral margin until PB, delineating deeply depressed posterior end.

Cetollina sp. A could be compared to *Cetollina lageniforma* Shi, 2002 from the Late Permian of China (Shi & Shen 2002; Zazzali *et al.* 2015) and the Middle Permian of China (Penglaitan section, see above) by its general lateral shape. It differs here by a more elongated posterior part, its crest, its posterior end flattening and its flat nodule.

Genus *Ceratobairdia* Sohn, 1954

TYPE SPECIES. — *Ceratobairdia dorsospina* Sohn, 1954.

Ceratobairdia? ambigua Ishizaki, 1964

(Pl. 3; Figs A-C)

Ceratobairdia? ambigua Ishizaki, 1964: 155, Pl.19, Fig. 6 a, b (non 7, 8). Zazzali *et al.* 2015: 12, Fig. 6 A-C.

Bairdia guangxiensis Guan in Guan *et al.*, 1978: 154, Pl.38, Figs. 3, 4. - Wang 1978: 291 Pl.3 Fig. 5. - Chen & Shi 1982: 122, Pl.5 Fig. 17. - Wei *et al.* 1983: 56, Pl.15, Fig. 6. - Chen & Bao 1986: 114, Pl.3, Figs. 7, 8. - Shi & Chen 1987: 31, Pl.3, Figs. 1-9. - Shi & Chen 2002: 67, Pl.5, Figs. 1-9; Pl.28, Figs. 1, 2.

Bairdia fujisan Tanaka & Maeda in Tanaka *et al.*, 2012: 96, Fig. 6.3.
Bairdia nishiwakii Tanaka & Nishimura in Tanaka *et al.*, 2013: 297, Fig. 8.1 (non 2).

MATERIAL EXAMINED. — Five complete carapaces, ten broken carapaces, five isolated valves and three broken valves.

DIMENSIONS. — L=1020-1570 μm ; H=666-974 μm .

OCCURRENCES. — Kitakami Massif, North-East Japan, Middle Permian (Ishizaki 1964); Guangxi Province, China, Late Permian (Guan *et al.* 1978); Guizhou province, China, Late Permian (Wang 1978); Nantong, Jiangsu Province, China, latest Permian (Chen & Shi 1982); Guizhou Province, China, Late Permian (Wei *et al.* 1983); Jiangsu Province, China, Early Permian (Chen & Bao 1986); Zhejiang Province, China, latest Permian (Shi & Chen, 1987); Guangxi, China, Late Permian (Shi & Chen 2002); Gifu Prefecture, Japan, Early Permian (Tanaka *et al.* 2012); Gifu Prefecture, Japan, Middle Permian (Tanaka *et al.* 2013); Chaotian section, Sichuan Province, China, basal Wuchiapingian, Late Permian (sample: 11CHAO88, see Table 1; Zazzali *et al.* 2015).

REMARKS

Ceratobairdia? ambigua Ishizaki, 1964 shows a strong dorsal and ventral overlap. Length of DB is about the third of carapace L. DB and VB are nearly straight at RV and slightly convex to nearly straight at LV. The maximum thickness is located at mid-L, slightly below midventral part of valves. In anterior and posterior views, VB is quite flat and bounded by a ventral ridge or alae. This structure, added to the flat ventral area, leads to a specific subtriangular shape that could be observed in anterior/posterior view. A sinuous midventral contact margin is also observed. I suggest then that *Bairdia guangxiensis* Guan, 1978, *Bairdia fujisan* Tanaka & Maeda, 2012 and *Bairdia nishiwakii* Tanaka & Nishimura, 2013 are junior synonyms of *C.? ambigua* Ishizaki, 1964.

Genus *Fabalitypris* Cooper, 1946

TYPE SPECIES. — *Fabalitypris wileyensis* Cooper, 1946.

Fabalitypris sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015

(Pl. 13; Fig. B)

Fabalitypris sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 11B

MATERIAL EXAMINED. — 21 complete carapaces, nine broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 311-551 μm ; H= 161-263 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian (samples: 11CHAO173, 11CHAO172, 11CHAO171, 11CHAO169, 11CHAO168, 11CHAO167, 11CHAO166, 11CHAO150, 11CHAO165, 11CHAO164, see Table 1; Zazzali *et al.*, 2015).

Fabalitypris sp. 5 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015

(Pl. 13; Fig. D)

Fabalitypris sp. 5 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 11F.

MATERIAL EXAMINED. — Four complete carapaces.

DIMENSIONS. — L= 315-337 μm ; H= 158-167 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (sample: 11CHAO95, see Table 1; Zazzali *et al.*, 2015).

REMARKS

Fabalitypris sp. 5 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 differs from *Fabalitypris* sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 by its nearly straight DB, its more curved ADB and its maximum H located in the anterior third of carapace.

Fabalitypris sp. A

(Pl. 13; Fig. C)

Fabalitypris sp. 2 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 11C.

Fabalitypris sp. 4 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 11E.

MATERIAL EXAMINED. — 12 complete carapaces, ten broken carapaces, one isolated valve, and two broken valves.

DIMENSIONS. — L= 237-1140 μm ; H= 132-563 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO80, 11CHAO81, 11CHAO82, 11CHAO84, 11CHAO87, 11CHAO91, 11CHAO95, 11CHAO97, 11CHAO98, 11CHAO99, 11CHAO100, see Table 1).

REMARKS

Specimens present elongated carapace and nearly equally rounded AB and PB. Maximum W is located in posterior part of carapace.

Fabalitypris sp. B

(Pl. 13; Fig. A)

MATERIAL EXAMINED. — Five broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 456-566 μm ; H= 184-259 μm .

OCCURRENCES. — Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples: 12PE60, 12PE64, 12PE65, 12PE66, see Table 2).

REMARKS

Fabalitypris sp. B is close to *Fabalitypris* sp. 4 *sensu* Chitnarin 2010 (unpublished PhD thesis; Pl.11, Fig. 3) from the Early Permian of Thailand by its general lateral outlines. It differs here by its PB slightly more rounded and its AB more pointed (*Fabalitypris* sp. 4 *sensu* Chitnarin 2010 seems broken at AB).

Genus *Mirabairdia* Kollmann, 1963

TYPE SPECIES. — *Mirabairdia pernodosa* Kollmann, 1963.

Mirabairdia sp. A

(Pl. 12; Fig. A)

MATERIAL EXAMINED. — One complete carapace, seven broken valves.

DIMENSIONS. — L= 953-984 μm ; H= 436-616 μm .

OCCURRENCES. — Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples: 12PE59, 12PE60, 12PE64, 12PE64bis, see Table 2).

REMARKS

Mirabairdia sp. A could be compared to *Mirabairdia sublangshanensis* Chen, 1987 from the Late Permian of China (Shi & Chen 1987), by its general lateral outlines and its strongly domed central part of valve. It differs here by absence of ridge along ventral margin, more pointed AB, strong flattening all around carapace, presence of a well-developed crest at DB of LV and a more or less expressed pustule-like ornamentation.

Mirabairdia sp

(Pl. 12; Fig. M)

Mirabairdia sp. 1 sensu Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 10A.

MATERIAL EXAMINED. — One complete carapace.

DIMENSIONS. — L= 571 μm ; H= 391 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian (sample: 11CHAO173, see Table 1).

REMARKS

This specimen differs from *Mirabairdia* sp. A by more elongated DB, more rounded AB, a less domed central part of valve, a slighter flattening all around carapace and the absence of pustule-like ornamentation.

As I have only one specimen for this species, I decided to let it in “sp.”.

Genus *Paramacrocypris* Kozur, 1985

TYPE SPECIES. — *Paramacrocypris schallreuti* Kozur, 1985.

Paramacrocypris sp. A

(Pl. 12; Figs G)

MATERIAL EXAMINED. — One complete carapace, two broken valves.

DIMENSIONS. — L= 390-546 μm ; H= 165-217 μm .

OCCURRENCES. — Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (sample: 12PE49, see Table 2).

REMARKS

Paramacrocypris sp. A is close to *Paramacrocypris* sp. *sensu* Chitnarin 2010 (unpublished PhD thesis; Pl.12, Fig. 6) from the Middle Permian of Thailand by its general lateral outlines. It differs here by dorsal margin broadly arched, a less pointed PB and a maximal H slightly posterior to mid-L.

Genus *Petasobairdia* Chen, 1982

TYPE SPECIES. — *Petasobairdia bicornuta* Chen, 1982.

Petasobairdia bicornuta? Chen, 1982

(Pl. 11; Fig. A)

Petasobairdia bicornuta Chen 1982 in Chen & Shi 1982: 130, 147, Pl. VI, Figs 10-15.

Petasobairdia sp. 6 *sensu* Chitnarin, 2010: Pl. 9, Fig. 21.

MATERIAL EXAMINED. — One broken valve.

DIMENSIONS. — L= 808 μm ; H= 658 μm .

OCCURRENCES. — Nantong, Jiangsu Province and Mianyang, Hubei Province, China, latest Permian (Chen & Shi 1982); Ban Naen Sawan II section, Phetchabun Province, central Thailand, Middle Permian (Chitnarin 2010, unpublished PhD thesis); ?Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian (sample: 11CHAO171, see Table 1).

REMARKS

The specimen is assigned to *Petasobairdia bicornuta* Chen 1982 from latest Permian of South China (Chen & Shi 1982) with doubt because of poor preservation.

Petasobairdia sp. A

(Pl. 11; Fig. D, E)

Petasobairdia sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 10C.

Petasobairdia sp. 2 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 10D.

MATERIAL EXAMINED. — Two complete carapaces, 14 broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 843-1320 μm ; H= 428-838 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO82, 11CHAO86, 11CHAO87, 11CHAO88, 11CHAO99, see Table 1).

REMARKS

Species from the genus *Petasobairdia* Chen, 1982 could presents important variations of ornamentation at DB of LV, presenting either nodules, spines or crest. *Petasobairdia* sp. A is characterised by the presence of a dorsal crest at LV.

Petasobairdia sp. A could be compared to *Petasobairdia tricornuta* Chen, 2002 from the Late Permian of China (Shi & Chen 2002), by its general lateral outlines. It differs here by a slightly longer carapace and DB, a shorter PDB and the absence of spine at DB of LV.

Petasobairdia sp. B

(Pl. 11; Figs B, C)

MATERIAL EXAMINED. — Chaotian section: one broken carapace and one isolated valve; Penglaitan section; two broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 274-494 μm ; H= 219-358 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formations, Middle basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO91, 11CHAO100, see Table 1); Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (sample: 12PE66, see Table 2).

REMARKS

Presence of two well-developed spines at DB of LV.

Petasobairdia sp. B differs from *Petasobairdia bicornuta* Chen 1982 from latest Permian of South China (Chen & Shi 1982) and Middle Permian from the Chaotian section by its more elongated valves and DB, its straight ADB and PDB and its less elongated ADB. Nevertheless, specimens are quite small. Thus, they might represent instars of *Petasobairdia bicornuta*.

Petasobairdia sp

(Pl. 11; Fig. L)

Bairdia sp. 6 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 6L.

MATERIAL EXAMINED. — One complete carapace.

DIMENSIONS. — L= 745 μm ; H= 432 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian (sample: 11CHAO171, see Table 1).

REMARKS

This specimen presents a typical *Petasobairdia* morphology. Thus, I decided to reattribute it to the genus *Petasobairdia*.

This specimen differs from *Petasobairdia* sp. A by the presence of a nod in mid-dorsal position at RV and more developed dorsal crest at LV.

As I have only one specimen for this species, I decided to let it in “sp.”.

Genus *Pustulobairdia* Sohn, 1960

TYPE SPECIES. — *Bairdia? prunisemiata* Sohn, 1954.

Pustulobairdia spinosa (Cooper, 1946)

(Pl. 12; Figs B, C)

Bairdia spinosa Cooper, 1946: 52, Pl.3, Figs 44-46.

Pustulobairdia spinosa (Cooper, 1946) in Shi & Chen 2002: 87, Pl.23, Figs 13-15 (non 8-12)

MATERIAL EXAMINED. — One complete carapace, two broken carapaces and five broken valves.

DIMENSIONS. — L= 602-718 μm ; H= 342-447 μm .

OCCURRENCES. — Shoal Creek Limestone, Illinois, U.S.A., Early-Middle Carboniferous (Cooper, 1946); Guangxi Province, China, Late Permian (Shi & Chen 2002) ; Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples: 12PE43, 12PE46, 12PE47, 12PE51, see Table 2).

REMARKS

The specimen illustrated Pl. 12 Fig. C presents a more elongate carapace and a longer and slightly more arched DB than other specimens found in the Penglaitan section, *Bairdia spinosa* Cooper, 1946 and *Pustulobairdia spinosa* (Cooper, 1946) in Shi & Chen (2002).

Pustulobairdia subspinosa Shi, 2002

(Pl. 12, Figs D-F; Diag. 18)

Pustulobairdia subspinosa Shi in Shi & Chen 2002:88,113, Pl.23, Figs 16-23.

Bairdia sp. 30 *sensu* Zazzali *et al.* 2015: Fig. 8K.

MATERIAL EXAMINED. — Chaotian section: 13 complete carapaces, four broken carapaces; Penglaitan section: one complete carapace, four broken carapaces, two broken valves.

DIMENSIONS. — L= 456-964 μm ; H= 295-625 μm .

OCCURRENCES. — Heshan and Yishan section, Guangxi Province, China, Heshan Formation, Late Permian (Shi & Chen 2002) ; Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO88, 11CHAO92, 11CHAO95, 11CHAO100, see Table 1) ; Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (this study, samples: 12PE46, 12PE47, 12PE49, see Table 2).

REMARKS

Greatest specimens (Pl. 12, Fig. D) present stronger overlap and more elongated ADB than smaller ones. In the Late Capitanian of Penglaitan, only small forms (juvenile) are found.

On the height-length diagram (Diagram 18), distribution of specimens is too homogeneous to distinguish different juvenile ontogenic stages. Adult stage is nevertheless noticeably distinct from juvenile specimens.

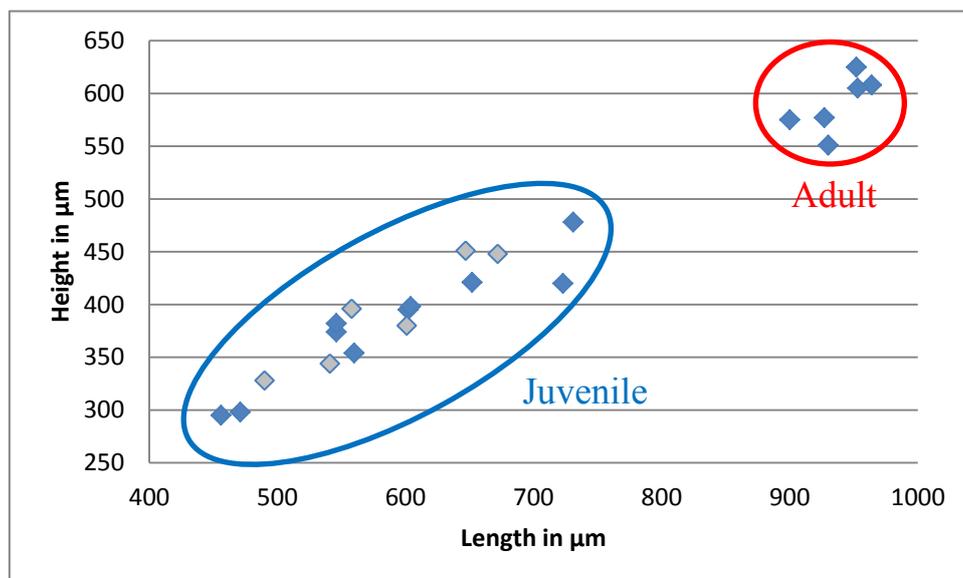


Diagram 18: Height-Length diagram of *Pustulobairdia subspinoso* Shi, 2002 from Chaotian section (in blue) and Penglaitan section (in grey).

Suborder CYTHEROCOPINA Gründel, 1967
Infraorder ARCHAEOCYTHERININA Liebau, 1991
Superfamily BYTHOCYTHEROIDEA Sars, 1928
Family BYTHOCYTHERIDAE Sars, 1928
Genus *Callicythere* Wei, 1981

TYPE SPECIES. — *Callicythere postiangusta* Wei, 1981.

Callicythere? sp. A

(Pl. 15; Figs L-N)

MATERIAL EXAMINED. — One complete carapace, five broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 339-471 μm ; H= 159-232 μm .

OCCURRENCES. — Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Carboniferous, Middle Permian (samples: 12PE46, 12PE47, see Table 2).

REMARKS

This species is assigned to genus *Callicythere* with doubt because of the poor preservation of specimens.

Infraorder NOMOCYTHERININA Liebau, 1991
Superfamily CYTHEROIDEA Baird, 1850
Family CYTHERIDAE Baird, 1850
Genus *Basslerella* Kellett, 1935

TYPE SPECIES. — *Basslerella crassa* Kellett, 1935.

Basslerella sp. A

(Pl. 16; Fig. A-N; Diag. 19)

Basslerella sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 13H.

Basslerella sp. 2 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 13I.

Basslerella sp. 4 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 13K.

Basslerella sp. 5 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 13L.

Basslerella sp. 6 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 13M.

Basslerella sp. 7 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 13N.

Basslerella sp. 8 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 13O.

Basslerella sp. 9 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 14A.

Basslerella sp. 11 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 14C.

Basslerella sp. 12 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 14D.

MATERIAL EXAMINED. — Chaotian section: 106 complete carapaces, 124 broken carapaces. Penglaitan section: 64 complete carapaces, 31 broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 206-445 μm ; H= 132-306 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou and Wujiaping Formations, Middle Capitanian and Early Wuchiapingian, Middle-Late Permian (samples: 11CHAO173, 11CHAO172, 11CHAO171, 11CHAO170, 11CHAO169, 11CHAO168, 11CHAO167, 11CHAO166, 11CHAO150, 11CHAO165, 11CHAO164, 11CHAO151, 11CHAO163, 11CHAO80, 11CHAO81, 11CHAO82, 11CHAO83, 11CHAO84, 11CHAO85, 11CHAO86, 11CHAO87, 11CHAO88, 11CHAO90, 11CHAO91, 11CHAO92, 11CHAO95, 11CHAO96, 11CHAO97, 11CHAO98, 11CHAO99, 11CHAO100, see Table 1). Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples: 12PE41, 12PE44, 12PE46, 12PE47, 12PE48, 12PE49, 12PE50, 12PE52, 12PE65, 12PE66, see Table 2).

REMARKS

Intraspecific variations are observed. Specimens present more or less elongated carapaces with more or less elongated posterior part, more or less marked angles between DB and ADB and between PDB and DB, PDB and VB nearly straight to slightly arched and More or less flattened AB.

Specimens of *Basslerella* sp. A presents morphological features suggesting cytheroidean juvenile forms such as an high morphological variation, a maximum length not exceeding 500 μm , or again a flattened AB. Nevertheless these features are also noticeable on adult specimens from several species of *Basslerella* such as *Basslerella tota* Chen & Bao, 1986 from the Early Permian of China (Chen & Bao, 1986) and the Late Permian of China (Forel 2012) and *Basslerella superarella* Crasquin, 2015 from the late Permian and the Early Triassic of Iran (Forel *et al.* 2015). Moreover, specimens of *Basslerella* sp. B from Chaotian section, presenting typical cytheroidean adult morphology, also do not exceed 500 μm . These data could let considered that greatest specimens from Chaotian and Penglaitan could be adult forms.

On the height-length diagram (Diagram 19), distribution of specimens is too homogeneous to distinguish different ontogenic stages.

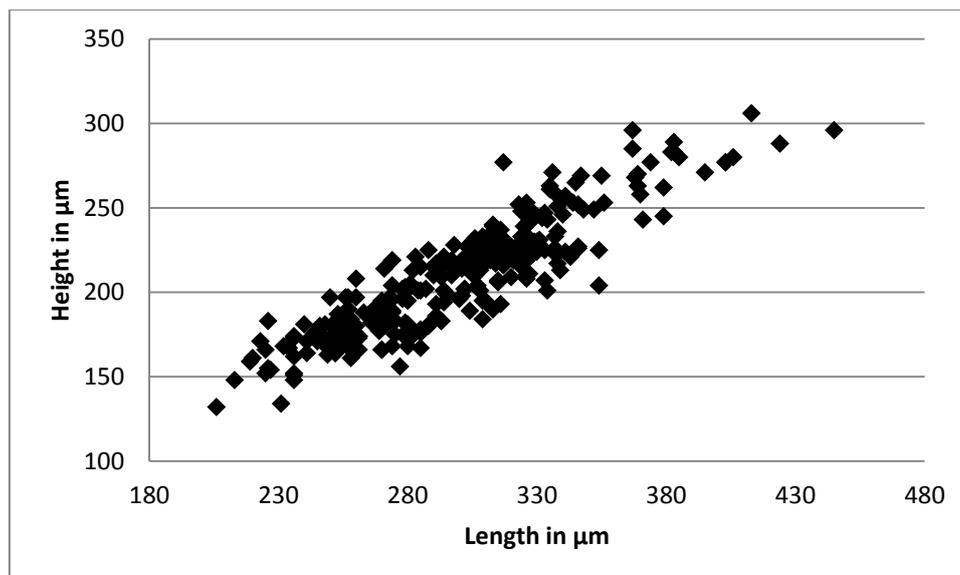


Diagram 19: Height-Length diagram of *Basslerella* sp. A.

Basslerella sp. B

(Pl. 16; Figs O-P; Diag. 20)

Basslerella sp. 3 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 13J.

Basslerella sp. 10 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 14B.

MATERIAL EXAMINED. — 23 complete carapaces, 62 broken carapaces, ten isolated valves and 20 broken valves.

DIMENSIONS. — L= 235-504 μm; H= 158-379 μm.

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou and Wujiaping Formations, Middle-Capitanian and Early Wuchiapingian, Middle-Late Permian (samples: 11CHAO173, 11CHAO172, 11CHAO171, 11CHAO170, 11CHAO169, 11CHAO168, 11CHAO167, 11CHAO166, 11CHAO165, 11CHAO163, 11CHAO80, 11CHAO81, 11CHAO84, 11CHAO85, 11CHAO87, 11CHAO88, 11CHAO91, 11CHAO92, 11CHAO95, 11CHAO97, 11CHAO99, 11CHAO100, see Table 1).

REMARKS

A species of *Basslerella* presenting a rounded carapace and a more or less developed overlap.

Basslerella sp. B differs from *Basslerella* sp. A by its noticeably more round carapace in lateral view.

Basslerella sp. B is very close to *Basslerella ola* Chen & Bao, 1986 from the Early Permian of China (Chen & Bao, 1986) by its general lateral outlines. As the original material could not

be studied and the original illustrations are of poor quality, specimens could not be attributed to *Basslerella ola*.

Basslerella sp. B is close to *Basslerella annesophieae* Crasquin, 2010 from the Late Permian of China (Crasquin *et al.* 2010), by its general lateral outlines. It differs here by noticeably more round carapace for juvenile specimens, presenting the same morphology than adults, and by the absence of flattened posterior extremity.

Basslerella sp. B is close to *Basslerella* sp. *sensu* Burett *et al.* (2015) from Permian of Thailand by its general lateral outlines but differs by slightly less elongated and more round carapace.

On the height-length diagram (Diagram 20), distribution of specimens is too homogeneous to clearly distinguish different ontogenic stages. Three specimens, separate from the main scatter plot, seem to indicate the presence of two juvenile stages and the adult stage, but the low number of specimen do not permit to interpret these results.

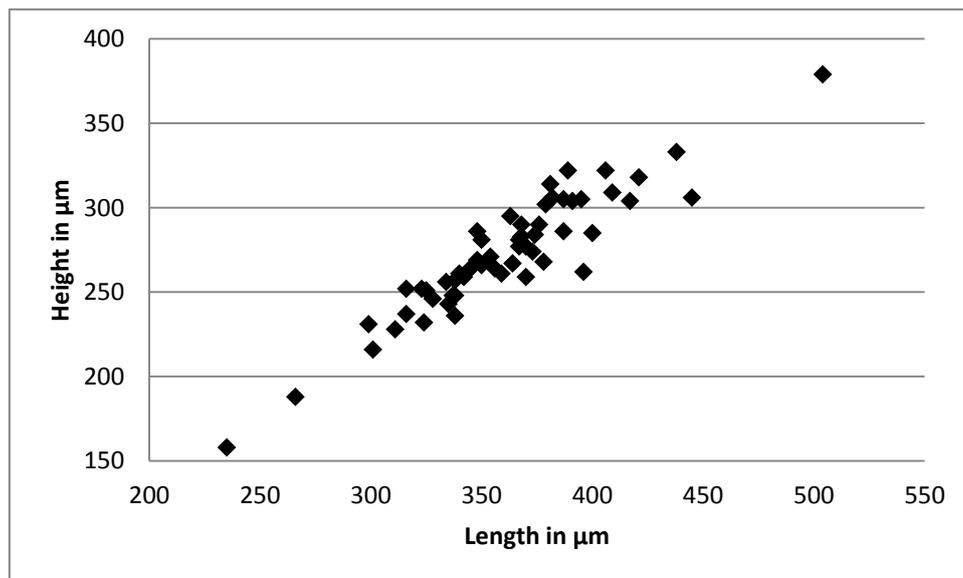


Diagram 20: Height-Length diagram of *Basslerella* sp. B.

Suborder METACOPINA Sylvester & Bradley, 1961

Superfamily HEALDIOIDEA Harlton, 1933

Family HEALDIIDAE Harlton, 1933

Genus *Waylandella* Coryell & Billings, 1932

TYPE SPECIES. — *Waylandella spinosa* Coryell & Billings, 1932.

Waylandella sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015

(Pl. 16; Fig. R)

Waylandella sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 13G.

MATERIAL EXAMINED. — Height complete carapaces, nine broken carapaces, three isolated valves and four broken valves.

DIMENSIONS. — L= 272-500 µm; H= 150-280 µm.

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian (samples: 11CHAO173, 11CHAO172, 11CHAO171, 11CHAO170, 11CHAO169, 11CHAO168, 11CHAO167, 11CHAO166, 11CHAO165, see Table 1; Zazzali *et al.*, 2015).

Suborder SIGILLIOCOPINA Martens, 1992

Superfamily BAIRDIOCYPRIDOIDEA Shaver, 1961

Family BAIRDIOCYPRIDAE Shaver, 1961

Genus *Baschkirina* Rozhdestvenskaya, 1959

TYPE SPECIES. — *Baschkirina memorabilis* Rozhdestvenskaya, 1959.

Baschkirina sp. A

(Pl. 17, Fig. K, L)

Acraatinella? sp. 2 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 10K

MATERIAL EXAMINED. — Chaotian section: Two complete carapaces, one broken carapace; Penglaitan section: one broken carapace.

DIMENSIONS. — L= 291-422 µm; H= 165-216 µm.

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian (samples: 11CHAO173, 11CHAO170, 11CHAO165, see Table

1); Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (sample: 12PE64bis, see Table 2).

REMARKS

This species presents typical *Baschkirina* morphology, differing here from genus *Acratinella* by slightly concave VB, more rounded and not flattened PB. Thus, I decided to reattribute it to the genus *Baschkirina*.

Baschkirina sp. A is similar to *Baschkirina* sp. 2 *sensu* Chitnarin (2010, unpublished PhD thesis; Pl.11, Figs 19-21) from the Middle Permian of Thailand.

Baschkirina sp. A is also close to *Baschkirina* cf. *baillei* Crasquin, 2010 *sensu* Sebe (2013, unpublished PhD thesis; Pl.14, Figs 13-15) from Triassic of Romania by its general outlines. It differs here by a more elongated carapace and a slightly less marked angle between DB and PDB

Baschkirina? sp. B

(Pl. 17; Figs M, N)

MATERIAL EXAMINED. — One complete carapace, one broken carapace.

DIMENSIONS. — L= 391-410 μm ; H= 195-198 μm .

OCCURRENCES. — Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (sample: 12PE47, see Table 2).

REMARKS

Baschkirina? sp. B is assigned to genus *Baschkirina* with doubt because of its rounded PB differing from the typical pointed posterior end of *Baschkirina* specimens.

Baschkirina? sp. B is close to *Baschkirina* sp. 1 *sensu* Chitnarin 2010 (unpublished PhD thesis; Pl.11, Figs 16-18) from the Early Permian of Thailand but differs by having a less marked angle between DB and PDB.

Genus *Cytherellina* Jones & Holl, 1969

TYPE SPECIES. — *Beyrichia siliqua* Jones, 1855.

Cytherellina sp. A

(Pl. 17; Figs I, J)

MATERIAL EXAMINED. — One complete carapace, six broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 298-462 μm ; H= 153-233 μm .

OCCURRENCES. — Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples: 12PE46, 12PE47, see Table 2).

REMARKS

Cytherellina sp. A is close to *Cytherellina* sp. *sensu* Chitnarin 2010 (unpublished PhD thesis; Pl.12, Figs 20-21) from the Early Permian of Thailand by its general lateral outlines. It differs here by more rounded extremities.

Genus *Silenites* Coryell & Booth, 1933

TYPE SPECIES. — *Silenites silenus* Coryell & Booth, 1933.

Silenites sp. A
(Pl. 17; Fig. G)

Silenites? sp.1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 13A.

MATERIAL EXAMINED. — Four complete carapaces, two broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 270-540 μm ; H= 131-344 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian (samples: 11CHAO173, 11CHAO172, 11CHAO171, see Table 1).

REMARKS

The small and short carapace with subtriangular shape in lateral view are typical of genus *Silenites*. Thus I decided to attribute without doubt this species to the genus *Silenites*.

Silenites sp. A is close to small forms of *Silenites* sp. C but differs by its nearly straight VB and its slightly less round PB.

Silenites sp. B
(Pl. 17; Fig. H)

Silenites? sp.2 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 13B.

MATERIAL EXAMINED. — Seven complete carapaces.

DIMENSIONS. — L= 213-312 μm ; H= 146-212 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian (samples: 11CHAO173, 11CHAO172, 11CHAO171, see Table 1).

REMARKS

The small and short carapace with subtriangular shape in lateral view is typical of genus *Silenites*. Thus, I decided to attribute without doubt this species to the genus *Silenites*.

Silenites sp. B is close to small forms of *Silenites* sp. D but differs by its nearly vertical PB and its nearly straight VB.

Silenites sp. C

(Pl. 17; Figs C-F; Diag. 21)

MATERIAL EXAMINED. — Chaotian section: two complete carapaces, two broken carapaces; Penglaitan section: 16 complete carapaces, 12 broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 248-639 μm ; H= 157-429 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian (samples: 11CHAO173, 11CHAO171, 11CHAO167, see Table 1); Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples: 12PE46, 12PE47, 12PE48, 12PE49, 12PE50, see Table 2).

REMARKS

Valves, of typical *Silenites* shape, are thicker in posterior half on great sized specimens than on smaller size specimens.

Silenites sp. C could be compared to *Praezabythocypris subtriangularis* Kozur, 1985, originally described from the Late Permian of Hungary (Kozur 1985) and documented from the Late Permian of Greece (Crasquin-Soleau & Baud 1998). The present species differs by a sharper angle between ADB and DB and between ADB and AB and by a slightly straighter PDB.

On the height-length diagram (Diagram 21), specimens gathered into five ontogenic stages: four juvenile (A-1, A-2, A-3 and A-4) and the adult one.

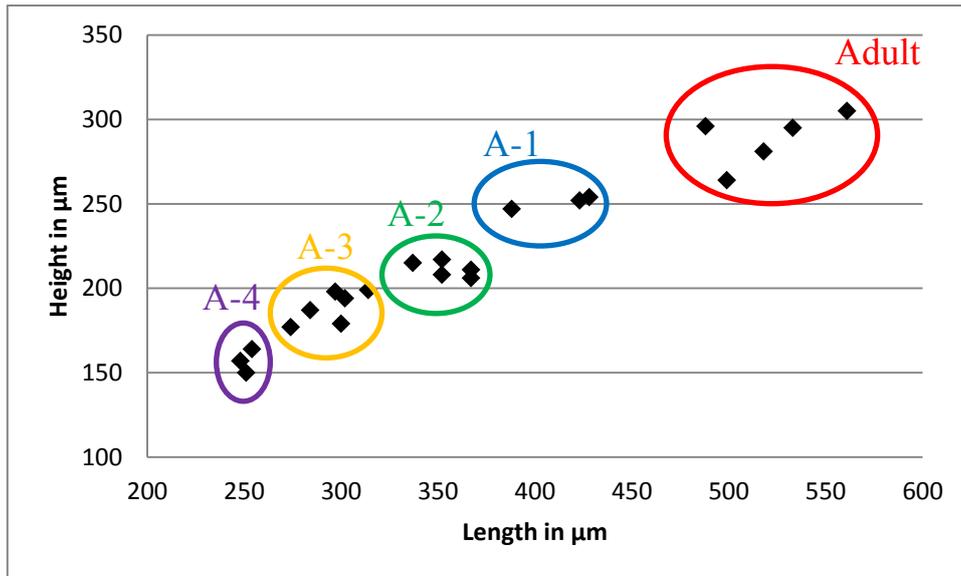


Diagram 21: Height-Length diagram of *Silenites* sp. C.

Silenites sp. D

(Pl. 17; Figs A, B)

MATERIAL EXAMINED. — Three complete carapaces, eight broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 291-939 μm; H= 180-523 μm.

OCCURRENCES. — Penglitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples: 12PE44, 12PE46, 12PE45, 12PE48, see Table 2).

REMARKS

Some specimens present a more developed overlap.

Silenites sp. D is close to *Silenites* sp. 1 *sensu* Forel (2012) from the Late Permian of China (Forel 2012) by its general lateral outlines but differs in having more elongated PDB and maximum H located near mid-L.

Superfamily SIGILLIOIDEA Mandelstam, 1960

Family MICROCHEILINELLIDAE Gramm, 1975

Genus *Microcheilinella* Geis, 1933

TYPE SPECIES. — *Microcheilus distortus* Geis, 1932.

Microcheilinella n. sp. 1

(Pl. 13; Figs I-L)

Microcheilinella rectodorsata? Forel, 2010 in Zazzali *et al.* 2015: Fig. 11K-L

TYPE MATERIAL. — Holotype: one complete carapace (Pl. 13; Fig. I); paratype: one complete carapace (Pl. 13; Fig. J).

MATERIAL EXAMINED. — Chaotian section: six complete carapaces and two broken carapaces; Penglaitan section: two complete carapaces, three broken carapaces.

DIMENSIONS. — Due to the morphology of specimens, great valves (LV) dimensions could not be measured precisely. Thus, measurements presented here are from small valves (RV): L= 292-416 μm ; H= 109-237 μm . Holotype: L= 345 μm ; H= 133 μm . Paratype: L= 329 μm ; H= 110 μm .

TYPE HORIZON. — Sample 12PE47, bed 18, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian.

TYPE LOCALITY. — Penglaitan section (23°41'43''N-109°19'16''E), Guangxi Province, P.R. China.

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO80, 11CHAO81, 11CHAO85, 11CHAO95, 11CHAO99, 11CHAO100, see Table 1); Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples: 12PE46, 12PE47, see Table 2).

DIAGNOSIS. — A little species of *Microcheilinella* with elongated ovoid shape. Narrow to absent overlapping. Moderate W with maximum located slightly posterior to mid-L at both valves. RV with a pointed downward PB and a concave PVB.

DESCRIPTION

Overlap narrow to absent. DB broadly arched, PDB and ADB in the lengthening of DB. AB roundly convex with a medium radius of curvature and a maximum convexity at mid-H. AVB

in the lengthening of VB, broadly convex. PVB nearly straight to slightly curved at LV, in the lengthening of VB, but concave at RV. PB pointed downward, near or slightly below mid-H at RV. PB arched with a smaller radius of couverture than AB at LV, maximum convexity below mid-H. Maximum L at mid-H, and maximum H slightly posterior to mid-L.

In dorsal view, lateral outlines nearly symmetric, with a maximum W slightly posterior to mid-L. Valves noticeably bulging in transversal view.

REMARKS

The presence of a pointed PB and a concave PVB at LV distinguishes *Microcheilinella* n. sp. 1 from all other close species.

Microcheilinella n. sp. could be compared to *Microcheilinella rectodorsata* Forel, 2010 (in Crasquin *et al.* 2010) from the Late Permian of China, by its general lateral shape. It differs here by a longer carapace, its maximum W located at mid-L on both valves, its continuously arched dorsal and ventral margins and its weaker overlap.

Microcheilinella n. sp. 2

(Pl. 14; Figs C-E)

TYPE MATERIAL. — Holotype: one complete carapace (Pl. 14; Fig. C); paratype: one complete carapace (Pl. 14; Fig. D).

MATERIAL EXAMINED. — Two complete carapaces, four broken carapaces.

DIMENSIONS. — Due to the morphology of specimens, great valves (LV) dimensions could not be measured precisely. Thus, measurements presented here are from small valves (RV): L= 206-333 μm ; H= 132-233 μm . Holotype: L= 279 μm ; H= 209 μm . Paratype: L= 319 μm ; H= 233 μm .

TYPE HORIZON. — Sample 12PE46, bed 18, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian.

TYPE LOCALITY. — Penglaitan section (23°41'43''N-109°19'16''E), Guangxi Province, P.R. China.

OCCURRENCES. — Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples: 12PE46, 12PE47, see Table 2).

DIAGNOSIS. — A species of *Microcheilinella* with massive small carapace. Valves are very bulging. The maximal W is in front of mid-L at RV and posterior to mid-L at LV. Ventral and

anterior areas are more or less flattened. DB slightly expressed crest on both valves parallel to hinge line. Presence of a more or less developed nodule at posterior extremity of DB at RV.

DESCRIPTION

Valves very bulging. DB slightly convex, with slightly expressed crest on both valves parallel to hinge line. Hinge slightly invaginated. ADB and AB broadly curved. Presence of a slightly pronounced ridge parallel to VB. Flat ventral areas.

RV: Presence of more or less developed spine-like nodule at posterior extremity of DB. VB concave in its medium part. PVB arched. PDB concave in its upper part.

LV: Broadly arches to nearly straight DB without nodule. Nearly straight to slightly convex VB.

Maximum L slightly below mid-H. Maximum H anterior to mid-L.

Subtriangular shape in dorsal view. Slightly laterally flattened posterior extremity. Nearly flat anterior end. LV wider than RV. Maximum W anterior to mid-L at RV and posterior to mid-L at LV.

REMARKS

The new species is quite different from all the previously described species.

Microcheilinella cf. hungarica Kozur, 1985

(Pl. 14; Figs H-J)

Microcheilinella hungarica Kozur, 1985: 95, Pl.19, Fig.7.

Microcheilinella sp. 13 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 12K (non J)

MATERIAL EXAMINED. — Chaotian section: one complete carapace, six broken carapaces
Penglaitan section: one complete carapace, one broken carapace.

DIMENSIONS. — L= 284-445 μm ; H= 135-213 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO87, 11CHAO88, 11CHAO95, 11CHAO99, 11CHAO101, see Table 1); Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (sample: 12PE65, see Table 2).

REMARKS

The general outline of valves is close to *Microcheilinella hungarica* Kozur, 1985 from the Late Permian of Hungary (Kozur 1985). However here, the carapace is slightly shorter and the overlap is less marked to nearly absent at AB and PB.

Microcheilinella pagodaensis Zazzali, 2015

(Pl. 14; Figs A, B; Diag. 22)

Microcheilinella pagodaensis Zazzali, 2015 in Zazzali *et al.*, 2015: 18, Fig. 11I, J.

TYPE MATERIAL. — Holotype: one complete carapace (P6M3692; Pl. 14; Fig. A); paratype: one complete carapace (P6M3693; Pl. 14; Fig. B).

ETYMOLOGY. — Reference to the pagoda at the top of the Chaotian section.

MATERIAL EXAMINED. — 22 complete carapaces and four broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 209-350 μm ; H= 110-187 μm . Holotype: L= 263 μm ; H= 138 μm . Paratype: L= 306 μm ; H= 169 μm (Fig. 21).

TYPE HORIZON. — Sample 11CHAO99, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian.

TYPE LOCALITY. — Chaotian section (30°23'71''N-106°49'61''E), Sichuan Province, P.R. China.

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou and Wujiaping Formations, Middle Capitanian-basal Wuchiapingian, Middle-Late Permian (samples: 11CHAO 173, 11CHAO172, 11CHAO171, 11CHAO166, 11CHAO84, 11CHAO90, 11CHAO92, 11CHAO97, 11CHAO99, 11CHAO100, see Table 1; Zazzali *et al.* 2015).

DIAGNOSIS. — A species of *Microcheilinella* with small sized carapace. RV anterior half significantly higher than posterior one in lateral view. Maximum W located behind mid-L at RV and in front of mid-L at LV.

DESCRIPTION

LV overlaps RV all around the carapace: very slightly at AVB and VB, narrowly at AB, ADB, PDB and PB, distinctly at DB.

Hinge line straight, equalling about half L.

In right lateral view: DB slightly arched to nearly straight at RV and broadly convex at LV. PDB arched. PB with small radius of curvature. PB maximum convexity located below mid-H. PVB convex. VB slightly concave to nearly straight. AVB broadly convex. AB broadly rounded with maximum convexity located at mid-H. Greatest L located near mid-H. Greatest H anterior to mid-L at RV and near mid-L at LV. RV anterior half significantly higher than posterior one.

In dorsal view: posterior extremities rounded, anterior extremities slender. Maximum W located behind mid L at RV and in front of mid-L at LV.

REMARKS

This species is quite different from all the previously described species. The closest species is an unpublished species, *Microcheilinella* sp. 10 *sensu* Chitnarin (2010, unpublished PhD thesis; Pl. 16, Fig.7), from the Middle Permian of Thailand. This last species has the same general outline. Here PB radius of curvature at RV is smaller, the overlap less marked at PDB and ADB and the RV anterior half significantly higher than posterior one.

On the height-length diagram (Diagram 22), distribution of specimens is too homogeneous to clearly distinguish the different ontogenic stages.

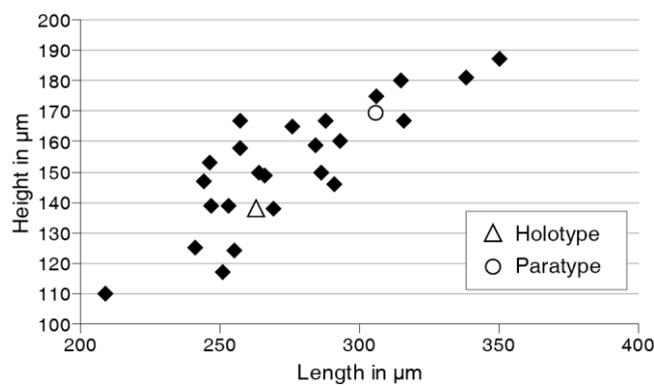


Diagram 22: Height-Length diagram of *Microcheilinella pagodaensis* Zazzali, 2015.

Microcheilinella wujiapingensis Zazzali, 2015

(Pl. 13; Figs E-H)

Microcheilinella wujiapingensis Zazzali, 2015 in Zazzali *et al.*, 2015: 12-17, Figs 11G, H.

Microcheilinella sp. 14 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 12 L

TYPE MATERIAL. — Holotype: one complete carapace (P6M3690; Pl. 13; Fig. E); paratype: one complete carapace (P6M3691; Pl. 13; Fig. F).

ETYMOLOGY. — From the Type horizon, Wujiaping Formation.

MATERIAL EXAMINED. — Chaotian section: five complete carapaces and 15 broken carapaces; Penglaitan section: two complete carapaces, 11 broken carapaces, three isolated valves and 12 broken valves.

DIMENSIONS. —L= 289-567 µm; H= 190-386 µm. Holotype: L= 535 µm; H= 370 µm. Paratype: L= 531 µm; H= 386 µm.

TYPE HORIZON. — Sample 11CHAO88, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian.

TYPE LOCALITY. — Chaotian section (30°23'71''N-106°49'61''E), Sichuan Province, P.R. China.

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO83, 11CHAO88, 11CHAO90, 11CHAO100, see Table 1; Zazzali *et al.*, 2015); Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples: 12PE44, 12PE46, 12PE47, 12PE49, 12PE50, 12PE51, 12PE60, see Table 2).

DIAGNOSIS. — A species of *Microcheilinella* with medium sized carapace. Both valves present prominent mid-dorsal shoulder. Maximum W located behind mid L at RV and in front of mid L at LV.

DESCRIPTION

LV overlaps RV all around the carapace: very slightly at DB, narrowly at PDB, PVB and AVB, distinctly at ADB, AB, PB and VB. Overlap maximum at VB.

Hinge line straight, equalling about two third of RV length and about half the LV length, located well below DB of both valves which present prominent mid-dorsal shoulder.

RV: DB nearly straight and mid-dorsal shoulder broadly convex in lateral view. PDB and PB slightly flattened laterally. PB with small radius of curvature. PB maximum convexity located at mid-H. Ventral margin broadly convex. AB broadly rounded with maximum convexity at mid-H. Greatest L located at mid-H. Greatest H located slightly anterior to mid-L.

LV: DB nearly straight. Mid-dorsal shoulder more prominent than at RV. Anterior part of the shoulder nearly straight. ADB and AB broadly rounded with maximum convexity located slightly below mid-H. Posterior part of the shoulder slightly concave at median part. PDB nearly straight. PB with small radius of curvature, smaller than RV one. PB maximum convexity located slightly above mid-H. Ventral margin more convex at LV than at RV. Greatest L located slightly above mid-H at LV. Greatest H located slightly anterior to mid-L. Carapace asymmetric in dorsal view with W max located behind mid-L at RV and posterior to mid-L at LV. RV thicker than LV.

REMARKS

Specimens from the Penglaitan section are slightly smaller than those from the Chaotian section. They present moreover dorsal shoulders slightly less prominent at both valves, letting suggest that they could represent juvenile forms.

Microcheilinella wujiapingensis Zazzali, 2015 is close to *M. venusta* Chen, 1958 from the Early Permian of South China (Chen 1958). It differs here by its DB which is nearly straight unlike the convex one of *M. venusta* Chen, 1958, and by its mid-dorsal shoulder present on both valves. VB, at RV, is here broadly convex but seems nearly straight for *M. venusta*. VB, at LV, is here more convex than *M. venusta* one. *Microcheilinella venusta* maximum W is located near mid-L at both valves, whereas *M. wujiapingensis* maximum W is located behind mid-L at RV and posterior to mid-L at LV.

Microcheilinella wujiapingensis is close to *M. venusta* Chen, 1958 (*sensu* Chen & Shi 1982. In this paper, the species is different from the original one) from latest Permian of South China, by its LV and RV general outline in lateral view, its mid-dorsal shoulder on each valves, the LV ends radius of curvature and maximum on convexity position and the general overlap. It differs by the maximum W, located in the anterior- quarter of both valves for *M. venusta* (*sensu* Chen & Shi 1982) in dorsal view.

Microcheilinella sp. 2 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015

(Pl. 14, Figs L-N; Diag. 24)

Microcheilinella sp. 2 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 11N.

MATERIAL EXAMINED. — Chaotian section: four complete carapaces, one broken carapace; Penglaitan section: one complete carapace, four broken carapaces, three isolated valves and five broken valves.

DIMENSIONS. — L= 243-503 μm ; H= 188-357 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian (samples: 11CHAO172, 11CHAO171, 11CHAO167, see Table 1; Zazzali *et al.*, 2015); Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples: 12PE57, 12PE60, 12PE64, 12PE64bis, see Table 2).

REMARKS

Microcheilinella sp. 2 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 is close to *Microcheilinella wujiapingensis* Zazzali, 2015 from the late Permian of China (Zazzali *et al.*, 2015) and the Middle Permian of China (Penglaitan section, see above) by its general lateral outlines but differs here by a absence of dorsal shoulders on both valves, PDB broadly arched in the lengthening of DB, a posterior end not flattened and the presence of a posterior spine.

Microcheilinella sp. 2 is very close to *Microcheilinella* sp. B but differs by the presence of a posterior spine at LV.

Microcheilinella sp. 7 sensu Zazzali *et al.*, 2015

(Pl. 15; Fig. A, B)

Microcheilinella sp. 7 sensu Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 12D.

MATERIAL EXAMINED. — Chaotian section: one complete carapace, one broken carapace; Penglaitan section: five complete carapaces, 11 broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 223-474 μm ; H= 155-291 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (sample: 11CHAO81, see Table 1; Zazzali *et al.*, 2015); Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (this study, samples: 12PE48, 12PE49, 12PE50, 12PE65, 12PE66, see Table 2).

REMARKS

Microcheilinella sp. 7 sensu Zazzali *et al.*, 2015 presents an elongated carapace with nearly straight VB, slightly curved DB, maximum H located in the posterior quarter of both valves, PB with a noticeably smaller radius of curvature than AB and moderate overlap.

Microcheilinella sp. 12 sensu Zazzali *et al.*, 2015

(Pl. 15; Fig. J)

Microcheilinella sp. 12 sensu Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 12I.

MATERIAL EXAMINED. — Two complete carapaces, two broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 308-456 μm ; H= 142-196 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO87, 11CHAO88, 11CHAO95, 11CHAO97, see Table 1; Zazzali *et al.*, 2015).

REMARKS

A species of *Microcheilinella* with a really elongated carapace and nearly straight DB and VB.

Microcheilinella sp. 17 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015

(Pl. 15; Fig. I)

Microcheilinella sp. 17 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 12O.

MATERIAL EXAMINED. — One complete carapace, one isolated valve.

DIMENSIONS. — L= 313-378 μm ; H= 161-162 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO91, 11CHAO100, see Table 1; Zazzali *et al.*, 2015).

REMARKS

Microcheilinella sp. 17 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 presents an elongated carapace with nearly straight VB, slightly curved DB, maximum H located near mid-L and a posterior spine at both valves.

Microcheilinella sp. 17 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 is close to *Microcheilinella?* sp. 4 *sensu* Fohrer 1991 from the Late Carboniferous of Austria, by its general outlines and the presence of a spine at PB. It differs here by more convex DB and VB in lateral view and more convex lateral outlines in dorsal view.

Microcheilinella sp. 17 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 is close to *M. postspinosa* Chen, 1958 from the Early Permian of South China (Chen 1958), by its general lateral shape. It differs here, in its anterior part not flattened and presence of posterior spine at both valves.

Microcheilinella sp. 17 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 differs from *Microcheilinella* sp. D by its less developed posterior spine, its anterior part not flattened, the absence of pustule-like ornamentation and presence of posterior spine at both valves.

Microcheilinella sp. A

(Pl. 15, Figs C-H; Diag. 23)

Microcheilinella sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 11M.

Microcheilinella sp. 5 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 12B.

Microcheilinella sp. 6 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 12C.

Microcheilinella sp. 8 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 12E.

Microcheilinella sp. 9 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 12F.

Microcheilinella sp. 10 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 12G.

MATERIAL EXAMINED. — 20 complete carapaces, 30 broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 222-595 μm ; H= 136-393 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou and Wujiaping Formations, Middle Capitanian-basal Wuchiapingian, Middle-Late Permian (samples: 11CHAO173, 11CHAO172, 11CHAO171, 11CHAO170, 11CHAO169, 11CHAO79, 11CHAO80, 11CHAO81, 11CHAO82, 11CHAO84, 11CHAO83, 11CHAO86, 11CHAO87, 11CHAO88, 11CHAO90, 11CHAO91, 11CHAO92, 11CHAO95, 11CHAO97, 11CHAO98, 11CHAO100, see Table 1).

REMARKS

A species of *Microcheilinella* presenting an ovoid carapace in lateral view, broadly arched DB and VB at LV, broadly arched DB and slightly arched to nearly straight VB at LV.

Smallest specimens present nearly straight VB at RV and nearly symmetric posterior and anterior ends. Some specimens of great size present slightly more bulged carapace (Figs 15G, H).

On the height-length diagram (Diagram 23), distribution of specimens is too homogeneous to distinguish different juvenile ontogenic stages. Adult stage is nevertheless noticeably distinct from juvenile specimens.

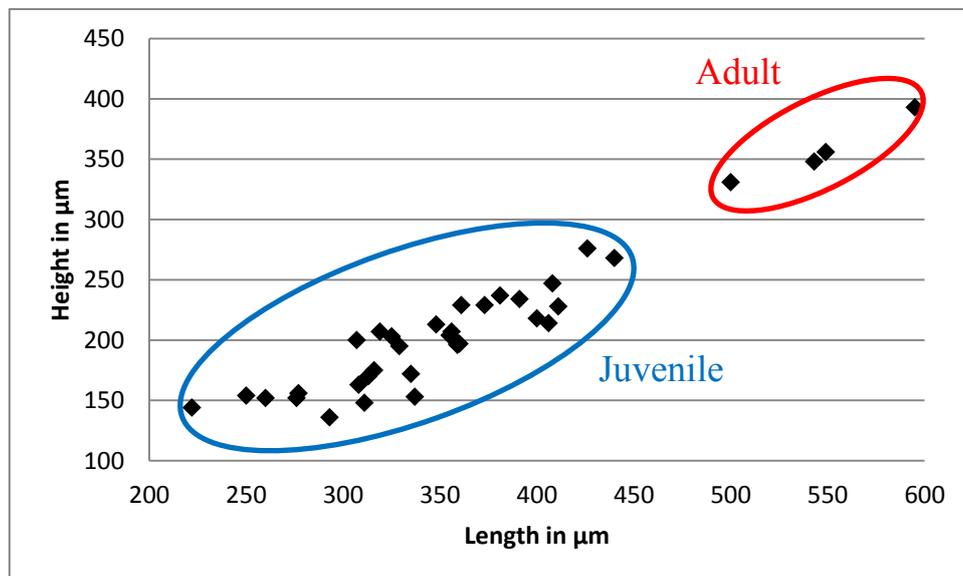


Diagram 23: Height-Length diagram of *Microcheilinella* sp. A.

Microcheilinella sp. B

(Pl. 8, Fig. O; Diag. 24)

Microcheilinella sp. 11 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 12H.

Microcheilinella sp. 15 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 12M.

MATERIAL EXAMINED. — 14 complete carapaces, 16 broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 212-546 μm ; H= 202-380 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO86, 11CHAO86, 11CHAO87, 11CHAO88, 11CHAO91, 11CHAO95, 11CHAO97, 11CHAO98, 11CHAO99, 11CHAO100, see Table 1).

REMARKS

Microcheilinella sp. B is very close to *Microcheilinella* sp. 2 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 from the Middle of China (Zazzali *et al.*, 2015; Penglaitan section, see above) by its general lateral outlines, but differs by the absence of a posterior spine at LV. Due to this slight difference *Microcheilinella* sp. B and *Microcheilinella* sp. 2 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 might represent two subspecies from the same species.

On the height-length diagram (Diagram 24), *Microcheilinella* sp. B specimens (in blue) gathered into into five ontogenic stages: four juvenile (A-1, A-2, A-3 and A-4) and the adult one.

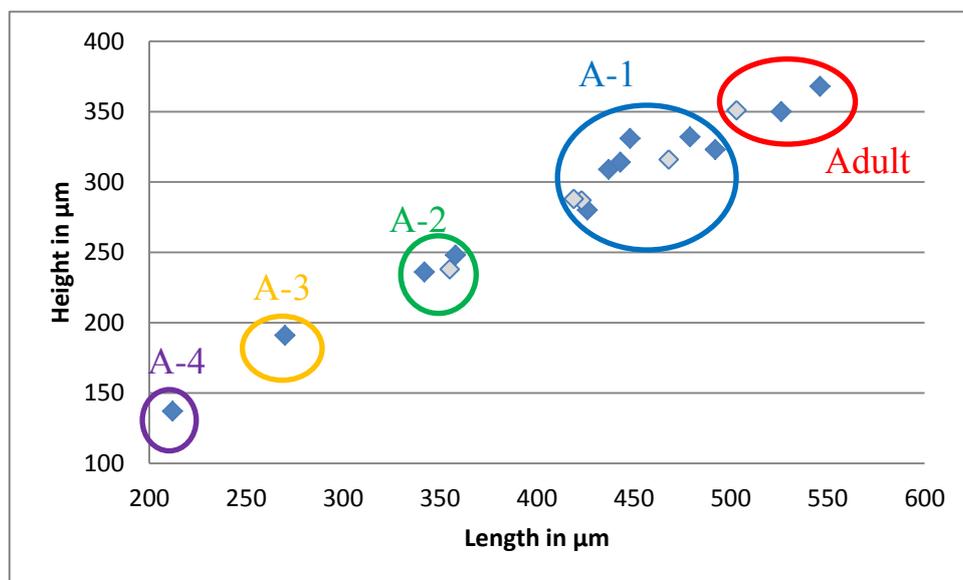


Diagram 24: Height-Length diagram of *Microcheilinella* sp. B (in blue) and *Microcheilinella* sp. 2 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015 (in grey).

Microcheilinella? sp. C

(Pl. 14; Figs K)

Microcheilinella sp. 13 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 12J (non K)

MATERIAL EXAMINED. — Two complete carapaces, two broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 234-520 μm ; H= 1142-285 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO87, 11CHAO88, 11CHAO95, 11CHAO99, see Table 1).

REMARKS

This species is assigned with doubt to the genus *Microcheilinella* because of a reversed overlap regardless to the original description.

Except this feature, specimens of *Microcheilinella?* sp. C are close to *Microcheilinella* cf. *hungarica* Kozur, 1985 from the Middle Permian of Penglaitan, Guangxi Province, China and the Late Permian of Chaotian (see above).

Microcheilinella sp. D

(Pl. 14; Figs F-G)

MATERIAL EXAMINED. — 20 broken carapaces and three broken valves.

DIMENSIONS. — Due to the nearly absent overlap, dimensions presented here have been measured on RV: L= 250-516 μm ; H= 126-233 μm .

OCCURRENCES. — Penglaitan section, Guangxi Province, China, Maokou Formation, Late Capitanian, Middle Permian (samples: 12PE48, 12PE49, 12PE50, 12PE51, 12PE60, 12PE64, see Table 2).

REMARKS

Microcheilinella sp. D presents medium sized elongate carapace with nearly absent overlap, pustule-like ornamentation, more or less developed spine at PB and maximum W in the posterior quarter of both valves. In dorsal view, AB is more acute than PB at both valves. AB is laterally flattened at RV.

Microcheilinella sp. D, could be compared to *M. postspinosa* Chen, 1958 from the Early Permian of South China (Chen 1958), by its general lateral shape. It differs here, in lateral view by its nearly straight DB, in dorsal view by its wider carapace, its LV distinctly wider than RV, its flattened RV anterior end, and its pustule-like ornamentation.

Microcheilinella sp. D is also close to *M. dorsicostata* Shi, 1982 (*in* Chen & Shi 1982) from latest Permian of China, by its general shape in lateral and dorsal-ventral view. It differs here by the presence of a spine at PB, a slightly shorter carapace, and a pustule-like ornamentation.

Microcheilinella sp

(Pl. 15; Fig. K)

Microcheilinella sp. 16 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 12N.

MATERIAL EXAMINED. — Two complete carapaces, three broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 296-469 μm ; H= 130-209 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (samples: 11CHAO90, 11CHAO95, 11CHAO97, 11CHAO100, see Table 1).

REMARKS

As specimens of this species are poorly preserved, I decided to let it in “sp.”.

Ostracod indet.

(Pl. 24; Fig. L)

Microcheilinella? sp. 3 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 11O.

MATERIAL EXAMINED. — Height broken carapaces.

DIMENSIONS. — L= 313-570 μm ; H= 159-298 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian (sample: 11CHAO156, see Table 1).

REMARKS

As specimens of this species are poorly preserved, I decided to let it in “Ostracod indet.”.

Ostracod indet.

(Pl. 24; Fig. M)

Microcheilinella? sp. 4 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015: Fig. 12A.

MATERIAL EXAMINED. — Ten complete carapaces, 51 broken carapaces, nine isolated valves and 22 broken valves.

DIMENSIONS. — L= 269-387 μm ; H= 127-217 μm .

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian (sample: 11CHAO158, see Table 1).

REMARKS

As specimens of this species are poorly preserved, I decided to let it in “Ostracod indet.”.

B. Penglaitan section

The study of the 28 fossiliferous samples from the Penglaitan section lead to the identification of 51 species belonging to 26 genera, 14 families, 12 superfamilies, 4 orders et 2 sub-classes. Their distribution is presented on Table 2.

Age	Middle Permian																												Upper Permian								
	Late Guadalupian																												Early Lopingian								
	Late Capitanian																												Early Wuchiapingian								
	Maokou Formation																												Heshan Formation								
Formations																																					
Samples	12PE39	12PE40	12PE41	12PE42	12PE43	12PE44	12PE45	12PE46	12PE47	12PE48	12PE49	12PE50	12PE51	12PE52	12PE53	12PE54	12PE55	12PE56	12PE57	12PE58	12PE59	12PE60	12PE61	12PE62	12PE64	12PE64bs	12PE65	12PE66	12PE67	12PE68	12PE69	12PE70	12PE71	12PE72	12PE73	12PE74	
<i>Bairdiacypris</i> sp. A	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	3	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	2	6								
<i>Knoxella</i> sp. A			5																																		
<i>Kirkbya</i> sp. C			5																																		
<i>Paracavellina</i> sp. A			11																																		
<i>Krighina</i> sp. B			1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1		
<i>Acrotinella</i> sp. A			1	-	2	-	-	68	25	1	9	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	4		
<i>Basslerella</i> sp. A			1	-	-	1	-	41	8	1	3	1	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	18	27		
<i>Roundella?</i> <i>suboblonga</i> Wang, 1978			12	11	-	-	-	-	1	8	13	24	33	59	3	1	-	4	9	17	12	50	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	17
<i>Pustulobairdia spinosa</i> (Cooper 1946)						1	-	1	5	-	-	-	1																								
<i>Bairdia</i> sp. I						2	-	8	8																												
<i>Silenites</i> sp. D						3	-	2	1	5																											
<i>Microchelinella wujiapingensis</i> Zazzali, 2015						1	-	4	2	-	3	3	9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6														
? <i>Bairdia</i> cf. <i>subcontracta</i> Chen, 1978 sensu Crasquin-Soleau & Baud., 1998						3	-	13	33	1	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5		
<i>Polycopse</i> n. sp.						1	-	55	15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	
<i>Bairdia</i> sp. J						1	-	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	
<i>Bairdia</i> sp. K								8	34																												
<i>Bairdia episkopiensis?</i> Crasquin-Soleau, 1998								4	11																												
<i>Bairdiacypris</i> sp. H								8	12																												
<i>Cytherellina?</i> sp. A								4	3																												
<i>Acrotinella</i> sp. B								1	2																												
<i>Microchelinella</i> n. sp. 1								2	3																												
<i>Microchelinella</i> n. sp. 2								4	2																												
<i>Callicythere?</i> sp. A								1	5																												
<i>Samarella</i> sp. A								1	15																												
<i>Roundella</i> sp. A								3	6																												
<i>Pustulobairdia subspinosa</i> Shi, 2002								2	2	-	3																										
<i>Silenites</i> sp. C								4	1	1	20	2																									
<i>Bairdiacypris?</i> sp. I								1	1	4	18	5	9	2																							
<i>Bairdia</i> sp. L								2	4	4	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	3	-	1	16	4										
<i>Bairdia</i> sp. F								3	-	1	1	2	-	7	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	5	1											
<i>Bairdia rigaensis</i> Crasquin-Soleau, 1998								2	-	-	9	-	1	-	-	-	-	-	2	4	1	3	-	3	9	2	3	2									
<i>Cetollina lageniforma</i> Shi, 2002									5																												
<i>Cetollina</i> sp. A									3																												
<i>Baschirina?</i> sp. B									2																												
<i>Bairdia</i> sp. M									3	-	1																										
<i>Acrotia recurvata?</i> Cordell, 1952									1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	
<i>Bairdia</i> n. sp.									3	7	3	7	2	-	-	-	-	-	-	4	3	3	-	-	4												
<i>Microchelinella</i> sp. D									9	6	2	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	4												
<i>Microchelinella</i> sp. 7 sensu Zazzali et al., 2015									7	4	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	2	
<i>Bairdia</i> sp. N									2	1	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	3	
<i>Paramacrocypris</i> sp. A										3																											
<i>Bairdia</i> sp. O									4	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	
<i>Hollinella martensiformis</i> Crasquin, 2010																																					
<i>Microchelinella</i> sp. 2 sensu Zazzali et al., 2015																																					
<i>Mirabairdia</i> sp. A																																					
<i>Fabalyocypris</i> sp. B																																					
<i>Bairdia postilonga</i> (Chen, 2002)																																					
<i>Kegelites</i> sp. A																																					
<i>Baschirina</i> sp. A																																					
<i>Microchelinella</i> cf. <i>hungarica</i> Kozur, 1985																																					
<i>Petasobairdia</i> sp. B																																					

Table 2(1) : Biostratigraphic distribution of ostracod specimens from the Penglaitan section. Numeric values represent abundance (number of specimens).

Age	Middle Permian														Upper Permian																								
	Late Guadalupian														Early Lopingian																								
	Late Capitanian														Early Wuchiapingian																								
Formations	Maokou Formation														Heshan Formation																								
Samples	12PE39	12PE40	12PE41	12PE42	12PE43	12PE44	12PE45	12PE46	12PE47	12PE48	12PE49	12PE50	12PE51	12PE52	12PE53	12PE54	12PE55	12PE56	12PE57	12PE58	12PE59	12PE60	12PE61	12PE62	12PE64	12PE64bs	12PE65	12PE66	12PE67	12PE68	12PE69	12PE70	12PE71	12PE72	12PE73	12PE74			
<i>Acratia</i> spp								1																															
<i>Acratinella</i> spp																																							
<i>Mirabairdia</i> spp			3																																				
<i>Bairdia</i> spp			4		6	6		19	32	5	22	4	1	5					1	1	1	3	10	1		13	1	7	25										
<i>Bairdiacypris</i> spp			1					7	15	3	6			5						2		5		1	4	2	2	4											
<i>Bairdiacypris?</i> spp			2					2	5		5													1	1			1	4										
<i>Fabalycypris</i> spp								2		2																													
Bairdiidae spp	4	1	2	1	3	3	1	26	26	5	12	2	1	2				2	2			2		1	1		6	19	9										
<i>Baschirina?</i> spp								1		1																													
<i>Basslerella</i> spp			2					3	2											1									4	12									
<i>Basslerella?</i> spp								1	2		1																												
<i>Microchelinella</i> spp			1	1		2		1	2	1	9	1	1	7						1		1			1			1	3										
<i>Podocopida</i> indet.	4	2	1		1	7		17	11	1	14	1	1	2				1		1	2		2	1		1	4	9	7										
<i>Hollinella</i> spp																									1	1	1												
<i>Knoxella</i> spp											2																												
<i>Kloedenellidae</i> sp.								1																															
<i>Roundyella</i> spp																				1	4	1	1	1		2		2	1										
<i>Kirkyoidea</i> spp			1						2	3			1																										
<i>Amphisitidae</i> indet.																							1																
<i>Palaeocopida</i> indet.		1	1				2		1		2		1																										
<i>Cavellina?</i> spp							5	1	7																														
Unstudied fragments	9		9	8	5	16	3	40	33	39	101	99	65	59					8	21		22		5	31	2	13	74											

Table 2(2) : Biostratigraphic distribution of ostracod specimens from the Chaotian section, undetermined at species level. Numeric values represent abundance (number of specimens).

V. Plates

Samples numbered 11CHAO173 to 151 correspond to Early-Middle Capitanian from Chaotian section. Samples numbered 12PE39 to 65 correspond to Upper Capitanian from Penglaitan section. Samples numbered 12PE66 correspond to basal Wuchiapingian from Penglaitan section. Samples numbered 11CHAO72 to 101 correspond to basal Wuchiapingian from Chaotian section.

For species presented with a height-length diagram in “III. Systematic palaeontology”, attribution to adult or juvenile forms is specified.

The prefix P6M is used in the collection numbers given for specimens housed in the Paleontological collections of the Pierre & Marie Curie University (Paris 6).

Plate 1

Scale bar is 100 μ m.

A-B, *Acratia recurvata?* Cordell, 1952; **A**, right lateral view of broken carapace, sample 12PE65; **B**, right lateral view of broken carapace, sample 11CHAO95;

C-I, *Acratinella* sp. A; **C**, left subdorsal view of complete carapace, sample 12PE46; **D**, right lateral view of complete carapace, sample 12PE46; **E**, dorsal view of broken carapace, sample 12PE46; **F**, left lateral view of broken carapace, sample 12PE47. **G**, right lateral view of complete carapace, P6M3608, sample 11CHAO99; **H**, left lateral view of complete carapace, P6M3605, sample 11CHAO173; **I**, right lateral view of broken carapace, P6M3607, sample 11CHAO99;

J-K, *Acratinella* sp. B; **J**, right lateral view of broken carapace, sample 12PE47; **K**, left lateral view of complete carapace, sample 12PE46;

L, ?*Acratia* sp. C; left lateral view of complete carapace, P6M3599, sample 11CHAO99.

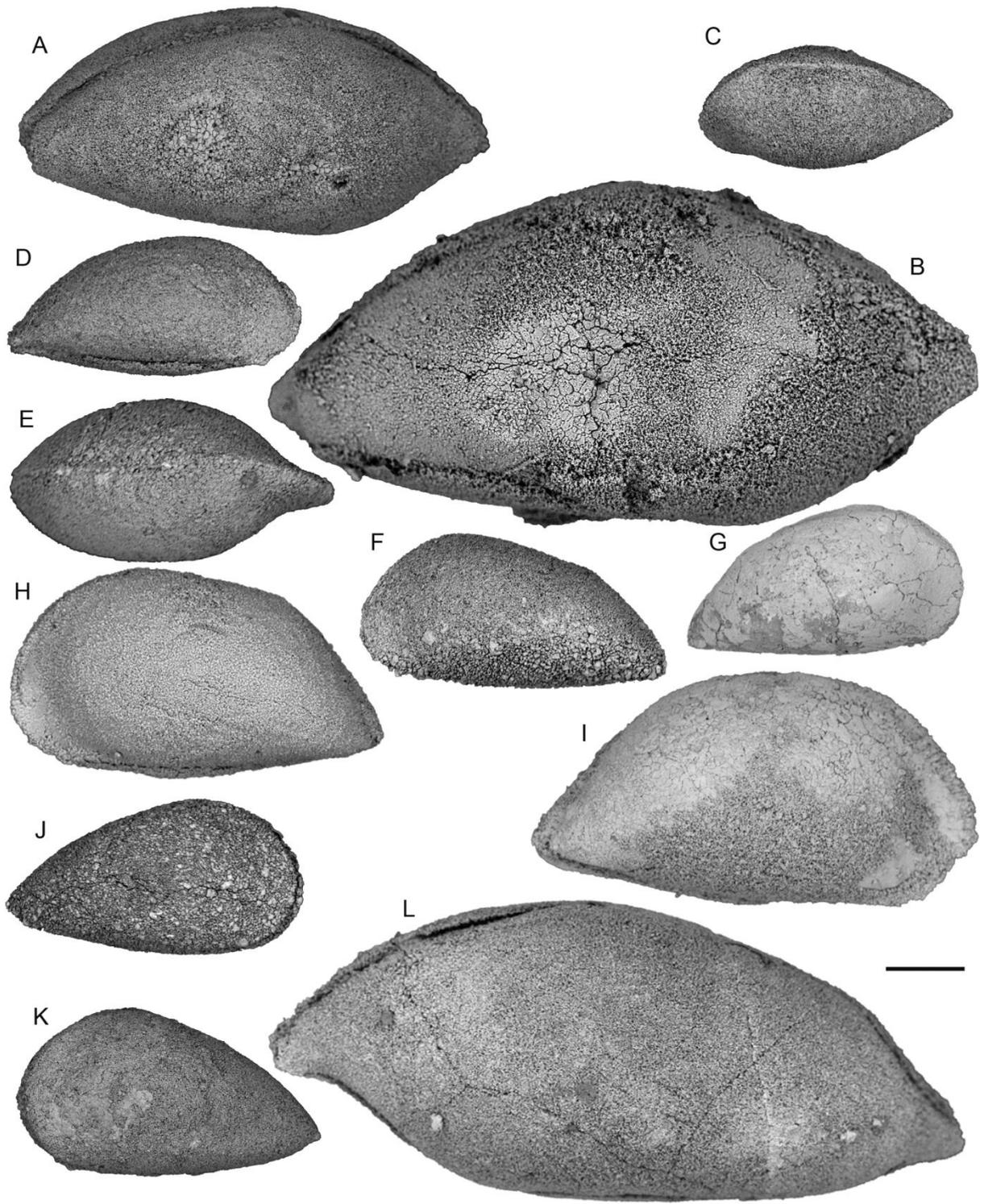


Plate 1

Plate 2

Scale bar is 100 μm .

A-C, *Acratia nagyvisnyoensis?* Forel, 2013; **A**, right lateral view of broken carapace, P6M3596, sample 11CHAO84; **B**, right lateral view of broken carapace, P6M3597, sample 11CHAO81; **C**, right lateral view of complete carapace, P6M3601, sample 11CHAO167;

D-E, *Acratia* sp. 4 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015; **E**, right lateral view of broken carapace, sample 11CHAO81; **E**, right lateral view of broken carapace, P6M3603, sample 11CHAO80;

F, *Acratia* sp., right lateral view of broken carapace, sample 11CHAO99;

G, *Acratia* sp., right lateral view of broken carapace, sample 11CHAO100;

H-I, *Acratia striulata?* Shi, 1987; **H**, left lateral view of broken carapace, sample 11CHAO173; **I**, right lateral view of broken carapace, sample 11CHAO92;

J, *Acratia* sp., right lateral view of broken carapace, sample 11CHAO168;

K, *Acratia* sp., right lateral view of broken carapace, P6M3604, sample 11CHAO95.

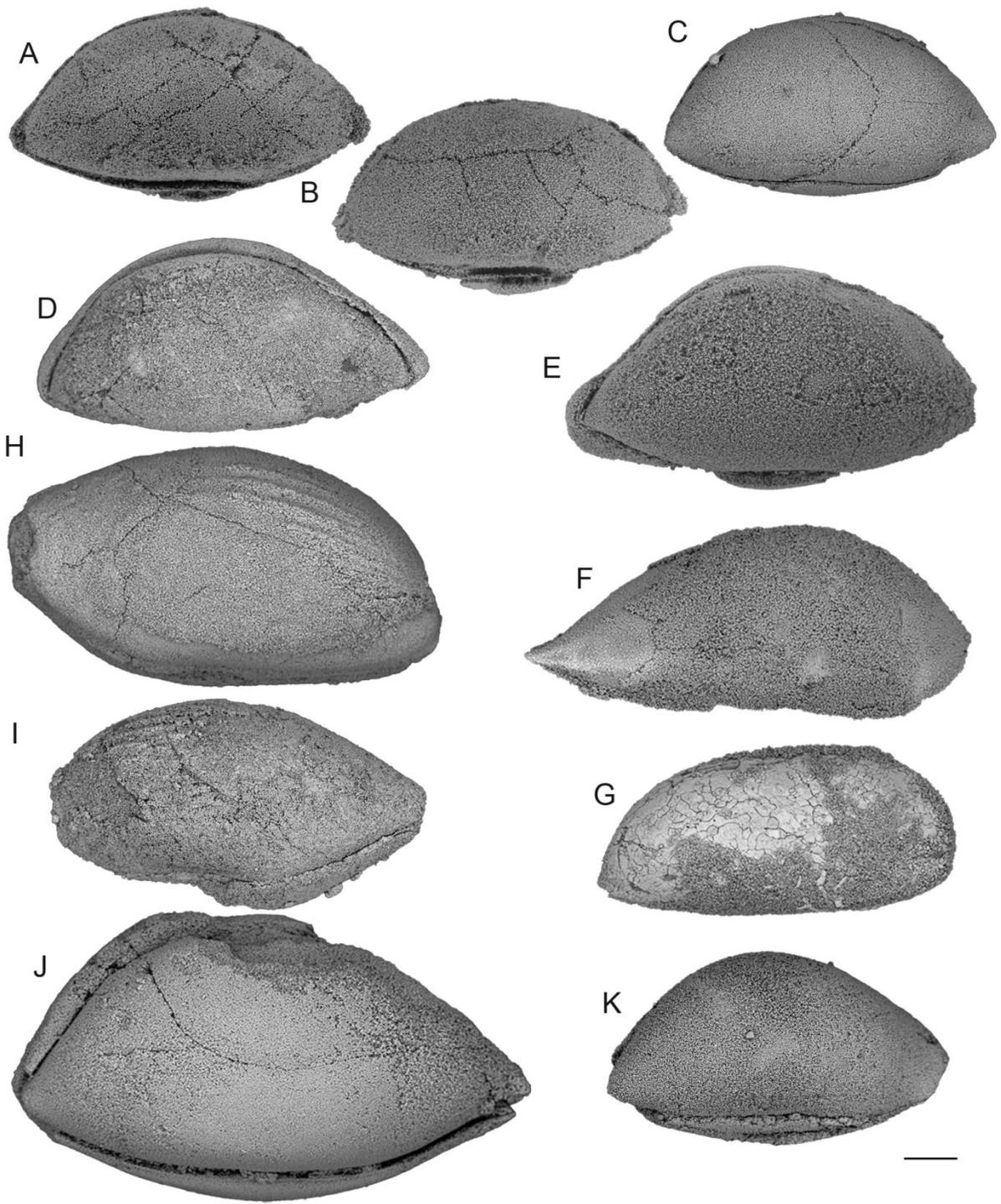


Plate 2

Plate 3

Scale bar is 100 μ m. All photographs represent specimens in right lateral view.

A-C *Ceratobairdia? ambigua* Ishizaki, 1964; **A**, broken carapace, P6M3610, sample 11CHAO88; **B**, , complete carapace, P6M3611, 11CHAO88; **C**, complete carapace, P6M3612, sample 11CHAO88;

D-E, *Bairdia chaotianensis* Zazzali, 2015; **D**, holotype, complete carapace, P6M3613, 11CHAO172; **E**, paratype, complete carapace, P6M3614, sample 11CHAO88;

F-G, *Bairdia* sp. H; **F**, P6M3664, broken carapace, sample 11CHAO99; **G**, complete carapace, P6M3644, sample 11CHAO95;

H-J, *Bairdia* sp. 3 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015; **H**, complete carapace, juvenile form (A-2?), P6M3617, sample 11CHAO171; **I**, complete carapace, juvenile form (A-2?), P6M3618, sample 11CHAO171; **J**, broken carapace, adult? form, sample 11CHAO165;

K-L, *Bairdia* sp. A; **K**, complete carapace, P6M3628, sample 11CHAO163; **L**, broken carapace, P6M3619, sample 11CHAO172;

M, *Bairdia* sp. 7 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015, complete carapace, P6M3622, sample 11CHAO171;

N-O, *Bairdia* sp. 8 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015; **N**, broken carapace, P6M3623, sample 11CHAO170; **O**, complete right valve, P6M3624, sample 11CHAO165.

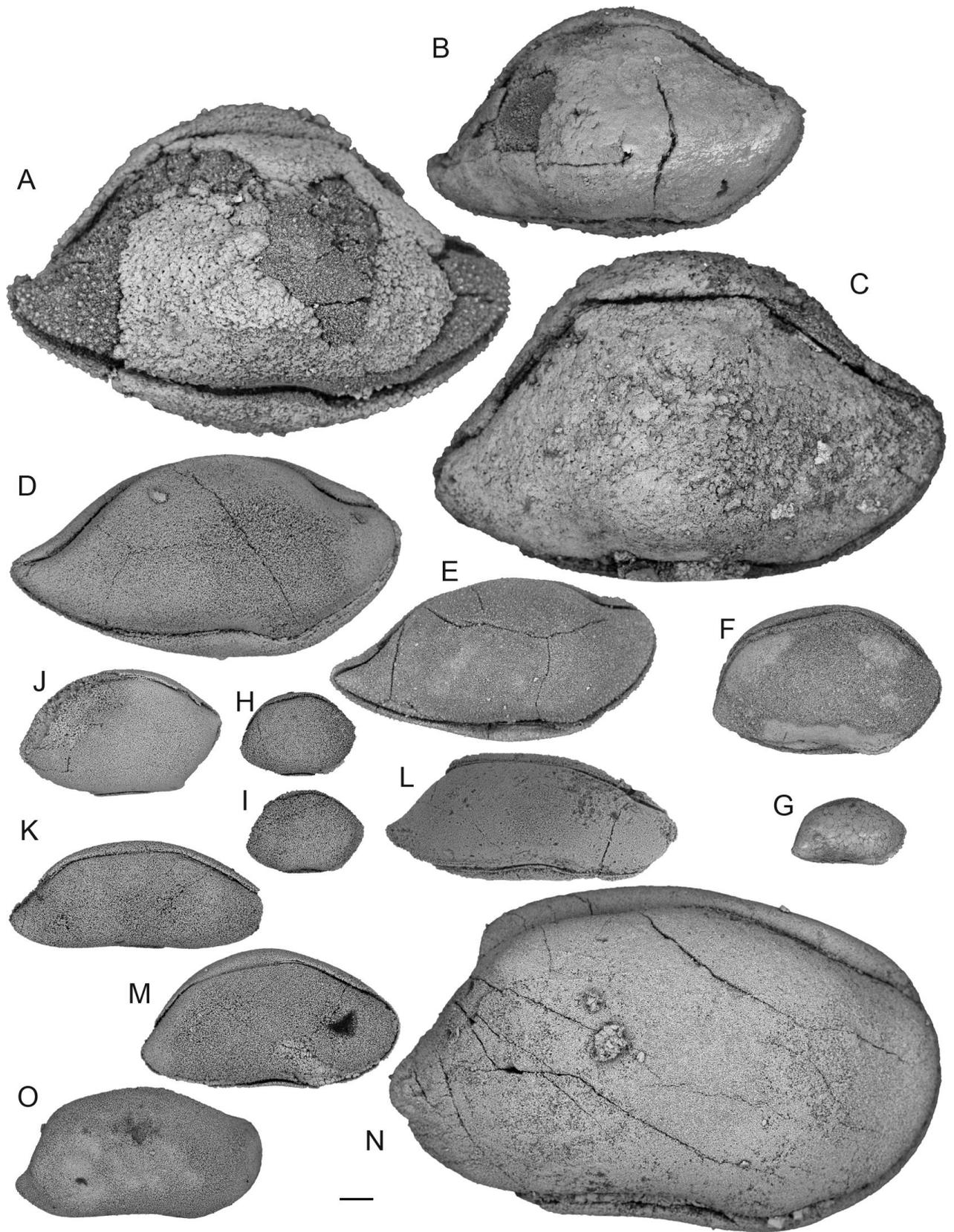


Plate 3

Plate 4

Scale bar is 100 µm. All photographs represent specimens in right lateral view.

A-B, *Bairdia* sp. B. **A**, broken carapace, P6M3625, sample 11CHAO168; **B**, complete carapace, P6M3626, sample 11CHAO165;

C-J, ?*Bairdia* cf. *subcontracta* Chen, 1987 *sensu* Crasquin-Soleau & Baud., 1998 ; **C**, broken carapace, juvenile form, P6M3663, sample 11CHAO99; **D**, broken carapace, adult form, P6M3665, sample 11CHAO100; **E**, complete carapace, juvenile form, P6M3616, sample 11CHAO173; **F**, complete carapace, juvenile form, P6M3666, sample 11CHAO100; **G**, complete carapace, juvenile form, P6M3631, sample 11CHAO95; **H**, complete carapace, adult form, P6M3632, sample 11CHAO99; **I**, complete carapace, juvenile form, sample 11CHAO171 ; **J**, complete carapace, juvenile form, sample 11CHAO171;

K-L, *Bairdia* sp. D; **K**, broken carapace, P6M3654, sample 11CHAO95; **L**, broken carapace, P6M3634, sample 11CHAO82;

M-N, *Bairdia* sp. 20 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015; **M**, complete carapace, P6M3637, sample 11CHAO88; **N**, complete carapace, P6M3638, sample 11CHAO88;

O-P, *Bairdia* sp. C; **O**, broken carapace, P6M3633, sample 11CHAO85; **P**, broken carapace, P6M3658, sample 11CHAO100.

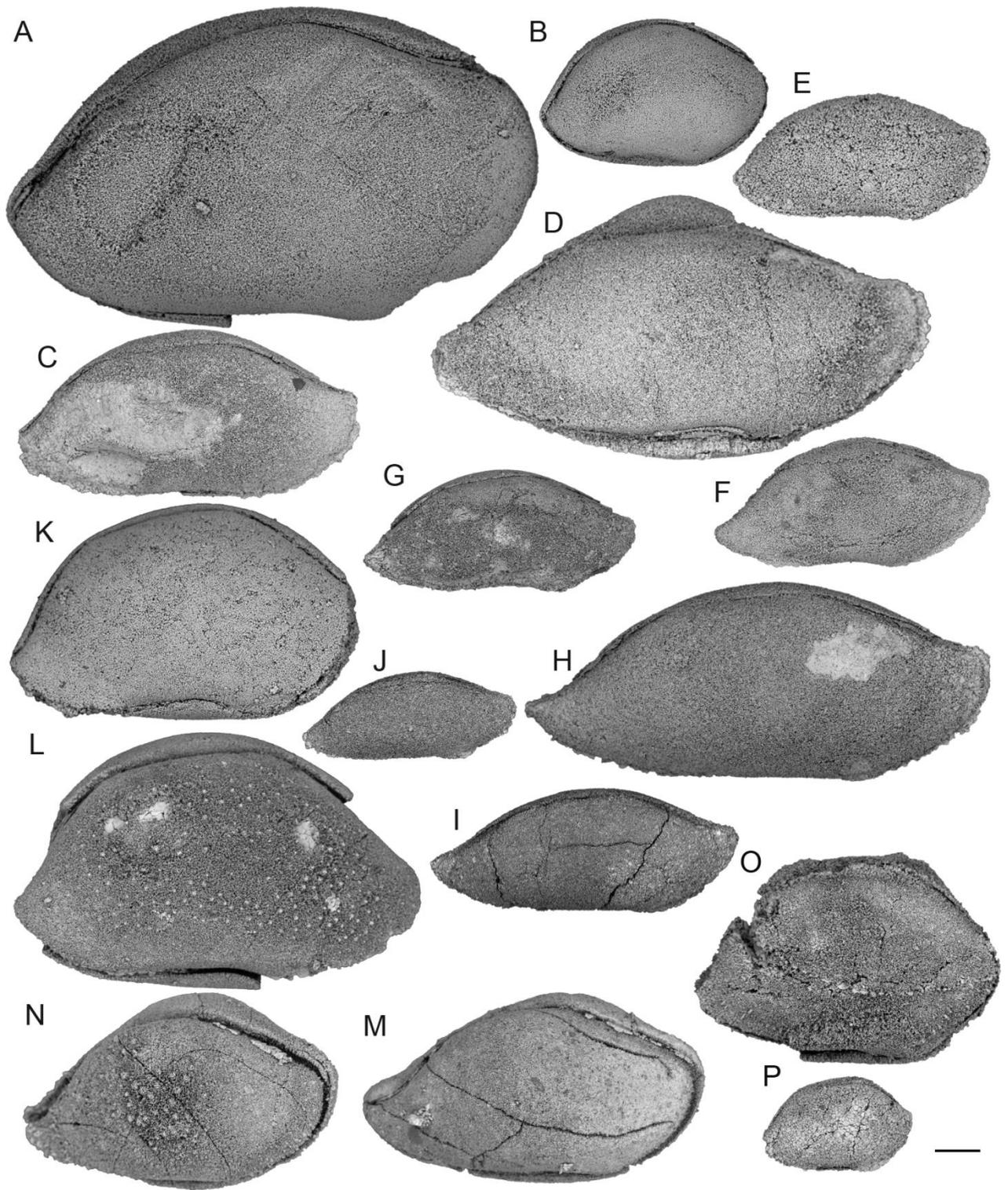


Plate 4

Plate 5

Scale bar is 100 μm . All photographs represent specimens in right lateral view.

A, *Bairdia* sp. 36 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015, complete carapace, P6M3656, sample 11CHAO99;

B, *Bairdia* sp. 23 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015, complete carapace, P6M3641, sample 11CHAO99;

C-D, *Bairdia* sp. 24 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015; **C**, broken carapace, juvenile form (A-2), P6M3642, sample 11CHAO87; **D**, P6M3643, complete carapace, juvenile form (A-1), sample 11CHAO100;

E-F, *Bairdia* sp. 27 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015; **E**, complete carapace, P6M3646, sample 11CHAO100. **F**, broken carapace, sample 11CHAO99;

G-I, *Bairdia* sp. E; **G**, broken carapace, juvenile form (A-2), P6M3667, sample 11CHAO100; **H**, complete carapace, juvenile form (A-1), P6M3640, sample 11CHAO96; **I**, broken carapace, adult form, P6M3639, sample 11CHAO95;

J-L *Bairdia* sp. F; **J**, complete carapace, P6M3636, sample 11CHAO87; **K**, complete carapace, P6M3655, sample 11CHAO99; **L**, broken carapace, sample 12PE64;

M-Q, *Bairdia postilonga* (Chen, 2002); **M**, broken carapace, juvenile form (A-1), P6M3645, sample 11CHAO100; **N**, complete carapace, adult form, P6M3653, sample 11CHAO95; **O**, broken carapace, juvenile form (A-1), sample 11CHAO86; **P**, broken carapace, adult form, sample 12PE65; **Q**, broken carapace, juvenile form (A-3), sample 12PE65.

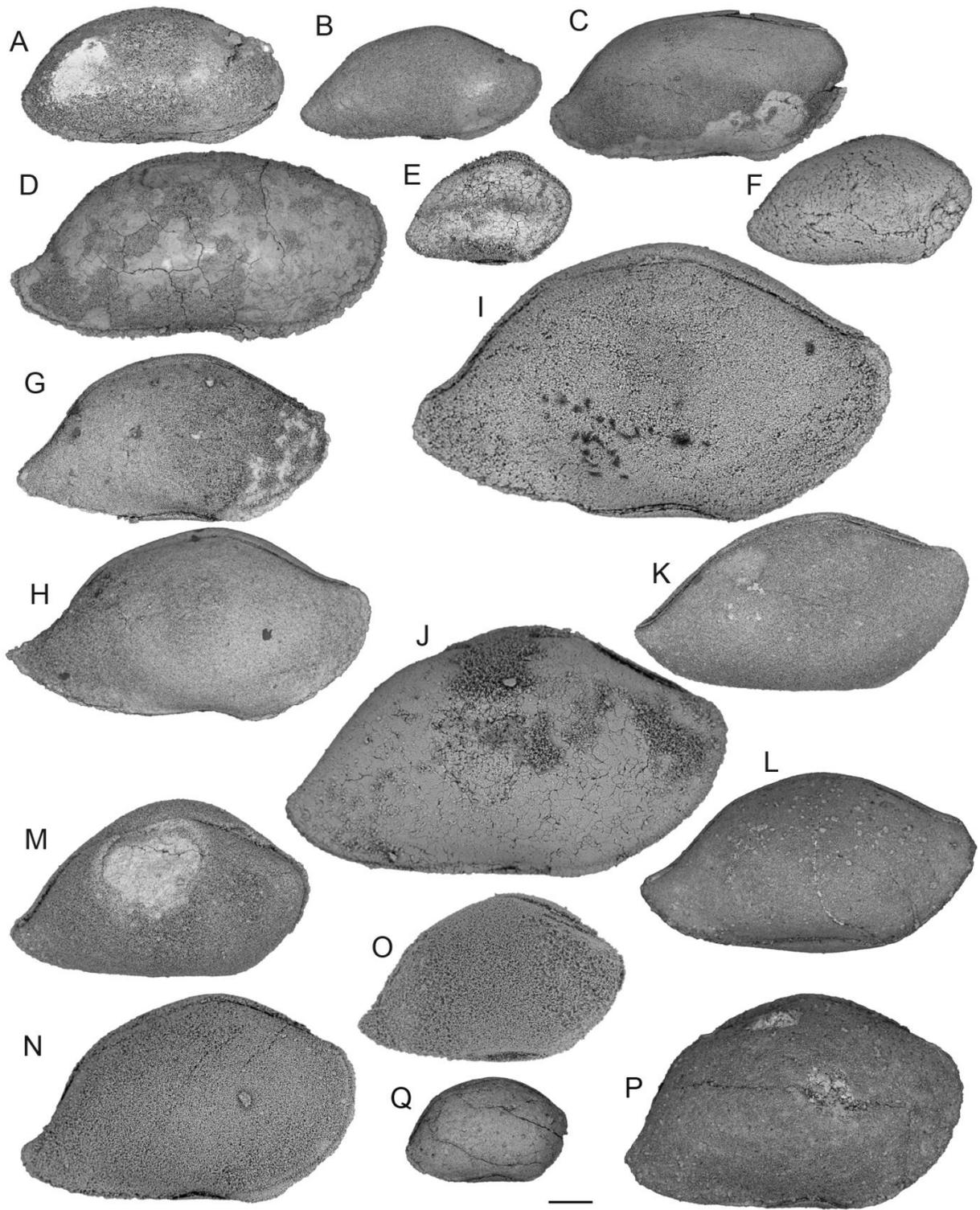


Plate 5

Plate 6

Scale bar is 100 μm . All photographs represent specimens in right lateral view.

A-C *Bairdia* n. sp.; **A**, holotype, broken carapace, sample 12PE49; **B**, paratype, complete carapace, sample 12PE49; **C**, broken carapace, sample 12PE50;

D, E, *Bairdia episkopiensis?* Crasquin-Soleau, 1998; **D**, broken carapace, sample 12PE47; **E**, complete carapace, sample 12PE47;

F-H, *Bairdia rigaensis* Crasquin-Soleau, 1998; **F**, broken carapace, sample 12PE57; **G**, complete carapace, sample 12PE64; **H**, broken carapace, sample 12PE60;

I-J, *Bairdia* sp. I; **I**, complete carapace, sample 12PE47; **J**, complete carapace, sample 12PE47;

K-L, *Bairdia* sp. J; **K**, broken carapace, sample 12PE47; **L**, complete carapace, sample 12PE47.

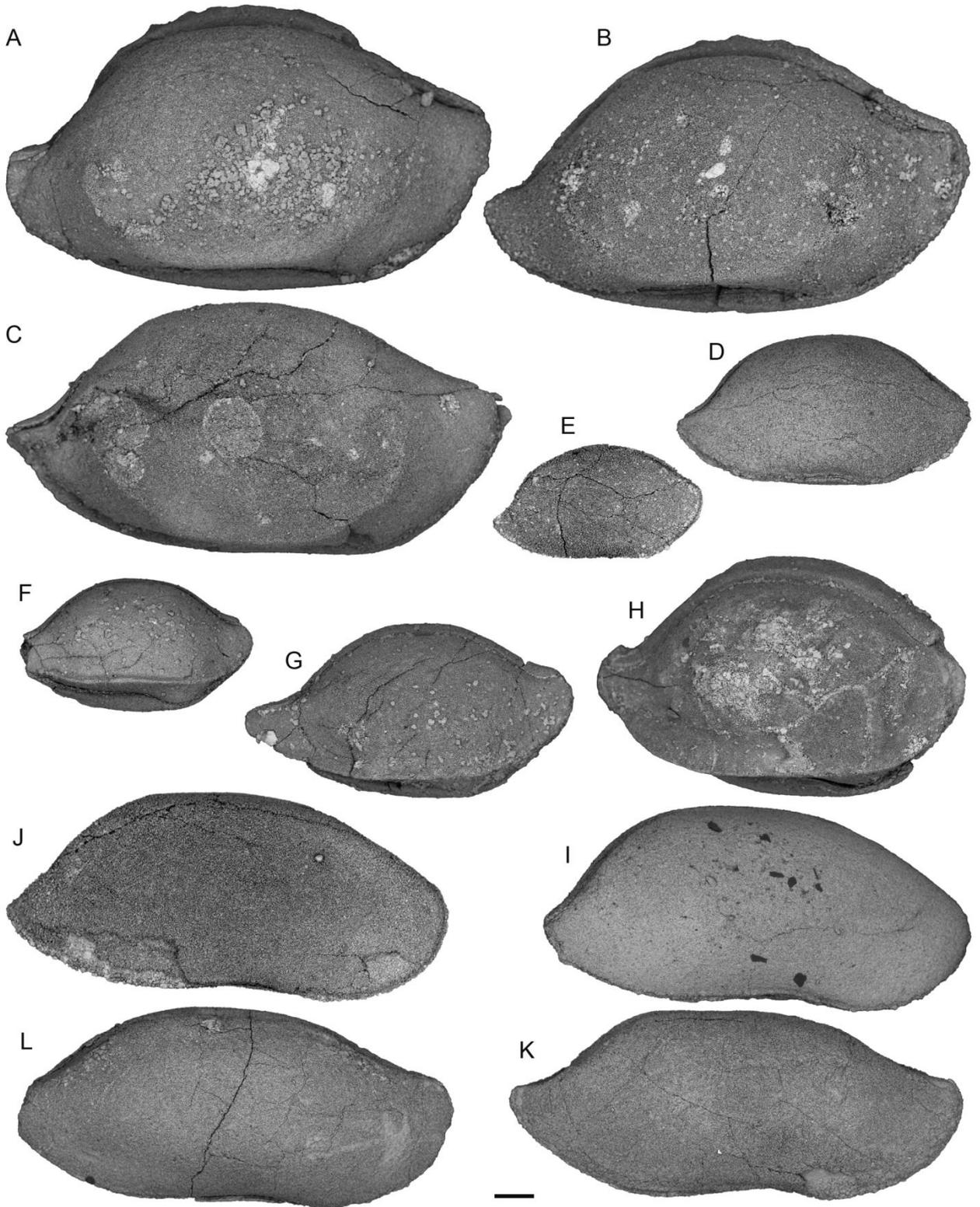


Plate 6

Plate 7

Scale bar is 100 μm . All photographs represent specimens in right lateral view.

A-D, *Bairdia* sp. K; **A**, broken carapace, sample 112PE46; **B**, broken carapace, sample 12PE47; **C**, broken carapace, sample 12PE47; **D**, right valve, sample 12PE47;

E-F, *Bairdia* sp. M; **E**, broken carapace, sample 12PE47; **F**, broken carapace, sample 12PE47;

G-H, *Bairdia* sp. N; **G**, complete carapace, sample 12PE48; **H**, complete carapace, sample 12PE49;

I- J, *Bairdia* sp. G; **I**, complete carapace, P6M3659, sample 11CHAO99; **J**, broken carapace, P6M3660, sample 11CHAO99;

K, *Bairdia* sp. 42 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015, broken carapace, P6M3662, sample 11CHAO99;

L-M, *Abrobairdia bitubera* Chen, 2002; **L**, broken carapace, P6M3670, sample 11CHAO97; **M**, broken carapace, sample 11CHAO95.

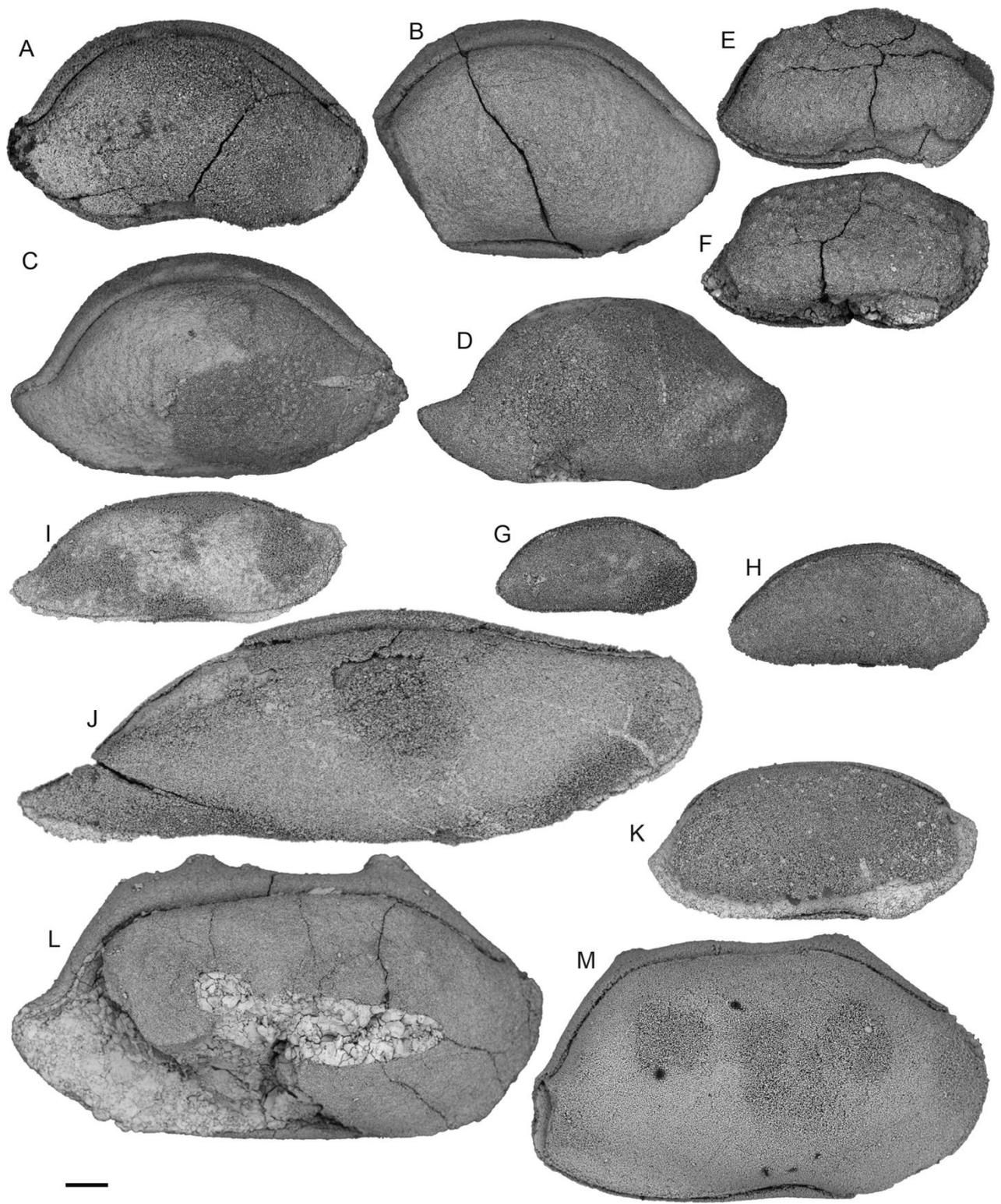


Plate 7

Plate 8

Scale bar is 100 μm . All photographs represent specimens in right lateral view.

A-G, *Bairdia* sp. L; **A**, complete carapace, juvenile form (A-3), sample 12PE49; **B**, broken carapace, juvenile form (A-3), sample 12PE49; **C**, complete carapace, juvenile form (A-2), sample 12PE64; **D**, broken carapace, juvenile form (A-2), sample 12PE64; **E**, complete carapace, juvenile form (A-1), sample 12PE64; **F**, broken carapace, juvenile form (A-1), sample 12PE64; **G**, broken carapace, adult form, sample 12PE64;

H, *Bairdia* sp. O, complete carapace, sample 12PE49;

I-J, *Bairdiacypris?* sp. B; **I**, broken carapace, P6M3716, sample 11CHAO97; **J**, complete carapace, P6M3719, sample 11CHAO95;

K, *Bairdiacypris?* sp. D, complete carapace, P6M3717, sample 11CHAO87;

L, *Bairdiacypris?* sp. F, complete carapace, P6M3718, sample 11CHAO91;

M, *Bairdiacypris* sp. H, broken carapace, sample 12PE46.

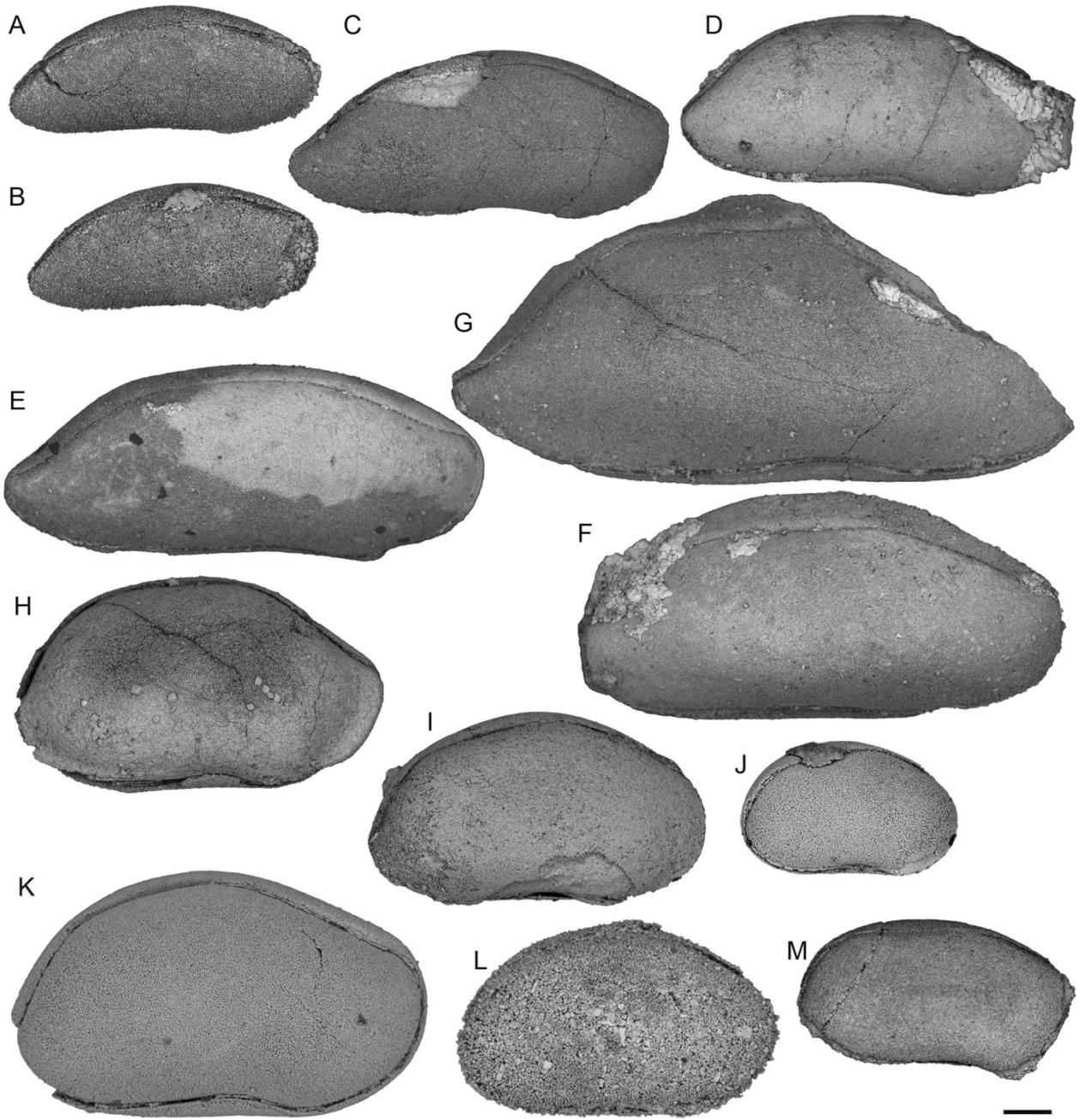


Plate 8

Plate 9

Scale bar is 100 μm . All photographs represent specimens in right lateral view except G and K, which are in left lateral view.

A, *Bairdia* sp., broken carapace, sample 12PE47;

B, *Bairdia* sp., broken carapace, sample 12PE47;

C, *Bairdia* sp., broken carapace, P6M3620, sample 11CHAO171;

D, *Bairdia* sp., complete carapace, P6M3647, sample 11CHAO88;

E, *Bairdia* sp., broken carapace, P6M3648, sample 11CHAO88;

F, *Bairdia* sp., complete carapace, P6M3661, sample 11CHAO99;

G, *Bairdia* sp., left valve, sample 11CHAO168;

H, *Bairdia* sp., complete carapace, sample 11CHAO99;

I, *Bairdia* sp., complete carapace, sample 11CHAO100;

J, *Bairdia* sp., complete carapace, sample 12PE47;

K, *Bairdia* sp., left valve, P6M3652, sample 11CHAO92;

L, *Bairdia* sp., broken carapace, P6M3668, sample 11CHAO100;

M, *Bairdia* sp., complete carapace, P6M3629, sample 11CHAO81;

N, *Bairdia* sp., broken carapace, P6M3635, sample 11CHAO83;

O, *Bairdia* sp., broken carapace, P6M3651, sample 11CHAO100;

P, *Bairdia* sp., broken carapace, P6M3657, sample 11CHAO97.

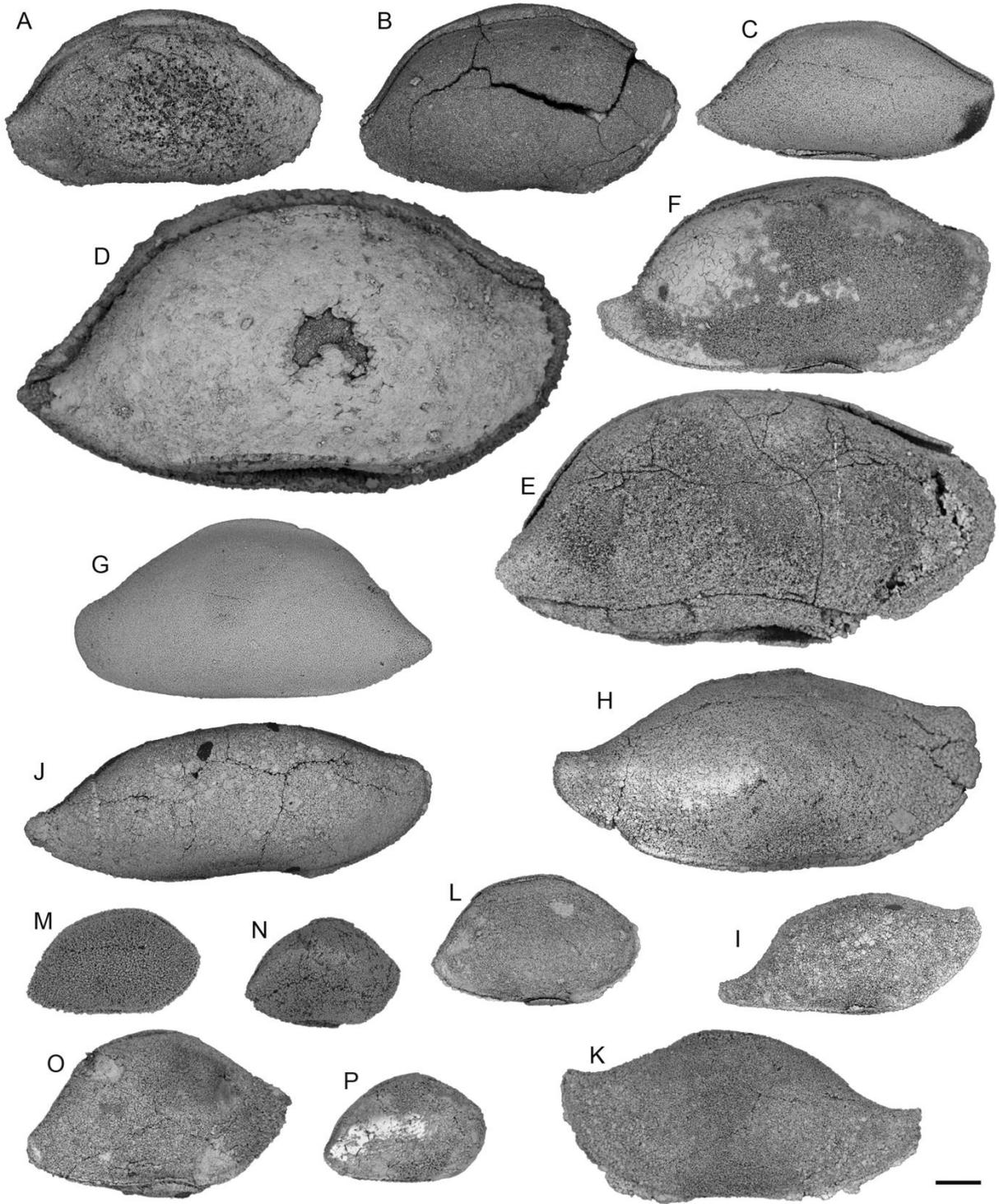


Plate 9

Plate 10

Scale bar is 100 μm . All photographs represent specimens in right lateral view.

A-D, *Bairdiacypris?* sp. I; **A**, complete carapace, sample 12PE49; **B**, complete carapace, sample 12PE49; **C**, complete carapace, sample 12PE49; **D**, complete carapace, sample 12PE51;

E-K, *Bairdiacypris* sp. A; **E**, complete carapace, juvenile form, sample 12PE50; **F**, broken carapace, adult form, P6M3674, sample 11CHAO173; **G**, broken carapace, adult form, P6M3675, sample 11CHAO172; **H**, complete carapace, juvenile form, sample 12PE66; **I**, complete carapace, juvenile form, P6M3677, sample 11CHAO166; **J**, complete carapace, juvenile form, P6M3678, sample 11CHAO80; **K**, complete carapace, juvenile form, P6M3679, sample 11CHAO87;

L, *Bairdiacypris* sp. 8 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015, complete carapace, P6M3680, sample 11CHAO88;

M-N, *Bairdiacypris* sp. G; **M**, complete carapace, sample 11CHAO95; **N**, complete carapace, P6M3683, sample 11CHAO100;

O, *Bairdiacypris* sp. E, complete carapace, adult form P6M3684, sample 11CHAO95;

P, *Bairdiacypris* sp. C, complete carapace, P6M3687, sample 11CHAO83;

Q, *Bairdiacypris* sp., complete carapace, P6M3627, sample 11CHAO166.

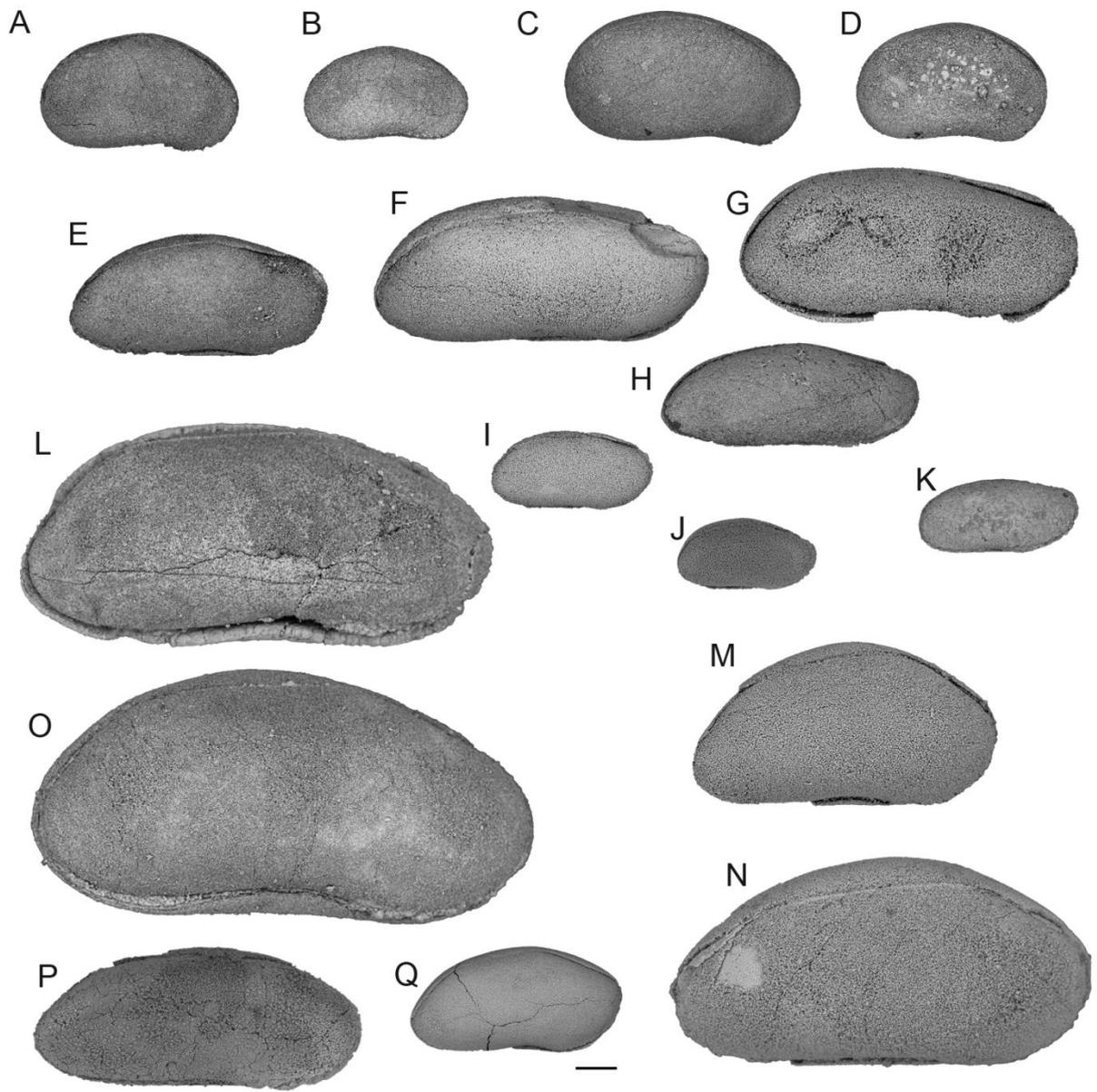


Plate 10

Plate 11

Scale bar is 100 μm .

A, *Petasobairdia* bicornuta? Chen, 1982, left lateral view of broken carapace, sample 11CHAO95;

B-C, *Petasobairdia* sp. B; **B**, right lateral view of broken carapace, sample 12PE66; **C**, right lateral view of broken carapace, sample 12PE66;

D-E, *Petasobairdia* sp. A; **D**, right lateral view of broken carapace, P6M3671, sample 11CHAO82; **E**, right lateral view of complete carapace, P6M3672, sample 11CHAO88;

F-H, *Cetollina* sp. A; **F**, left lateral view of complete left valve, sample 12PE47; **G**, right lateral view of broken carapace, sample 12PE47; **H**, left lateral view of broken left valve, sample 12PE47;

I-K, *Cetollina lageniforma* Shi, 2002; **I**, right lateral view of complete carapace, sample 12PE47; **J**, right lateral view of broken carapace, PM3775, sample 11CHAO95; **K**, left lateral view of complete left valve, sample 12PE47;

L, *Petasobairdia* sp., right lateral view of complete carapace, P6M3621, sample 11CHAO171.

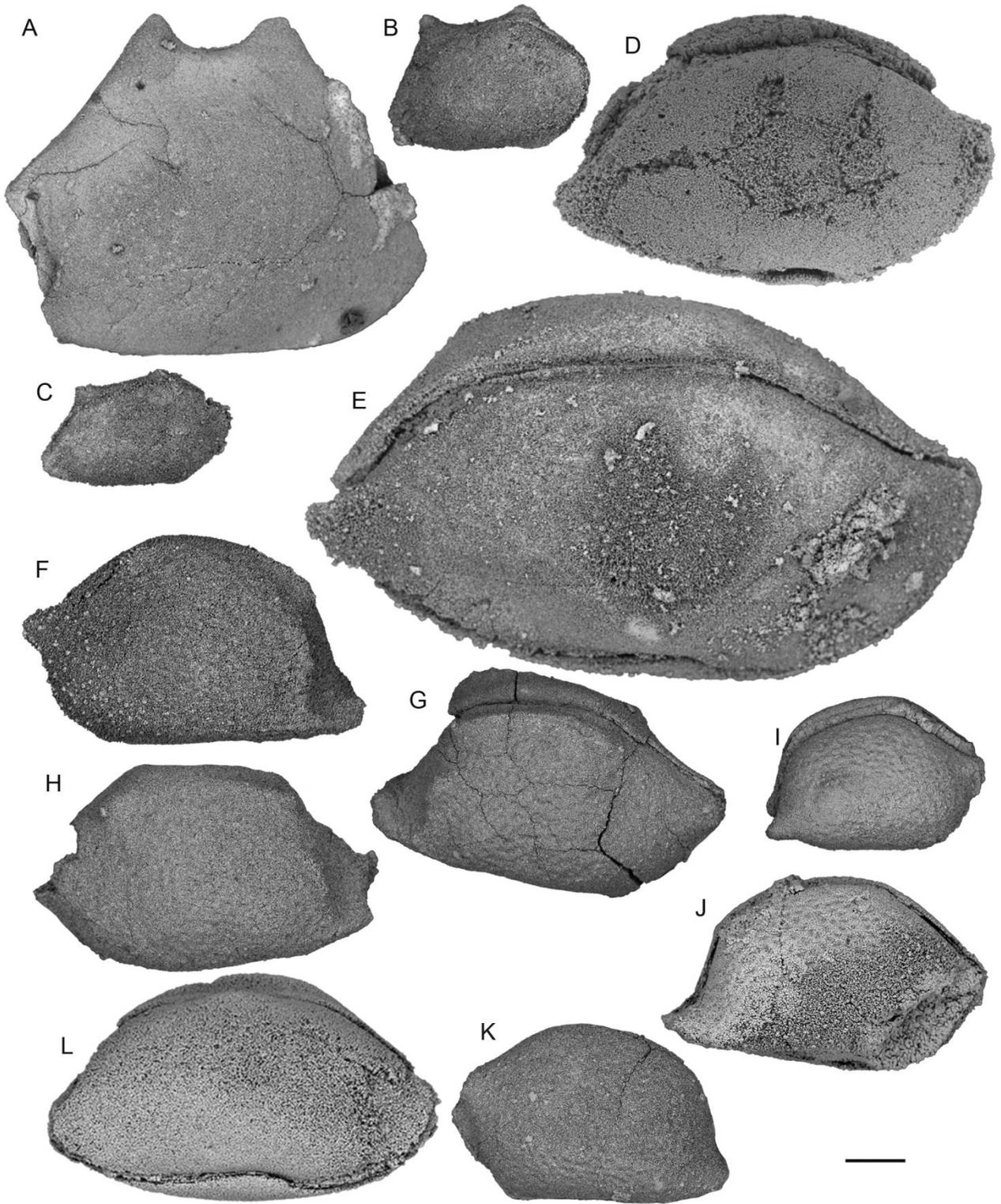


Plate 11

Plate 12

Scale bar is 100 μm . All photographs represent specimens in right lateral view except L, which is in left lateral view.

A, *Mirabairdia* sp. A; **A**, complete carapace, sample 12PE64;

B-C, *Pustulobairdia spinosa* (Cooper, 1946); **B**, complete carapace, sample 12PE47. **C**, broken carapace, sample 12PE47;

D-F, *Pustulobairdia subspinosa* Shi, 2002; **D**, complete carapace, adult form P6M3649, sample 11CHAO88; **E**, complete carapace, juvenile form, P6M3650, sample 11CHAO95; **F**, broken carapace, juvenile form, sample 12PE47;

G, *Paramacrocypris* sp. A, complete carapace, sample 12PE49;

H-K, Bairdiidae sp.; **H**, complete carapace, sample 12PE46; **I**, complete carapace, sample 12PE47; **J**, complete carapace, 12PE47; **K**, complete carapace, sample 12PE66;

L, Bairdiidae sp., complete carapace, sample 12PE47;

M, *Mirabairdia* sp., broken carapace, P6M3669, sample 11CHAO173.

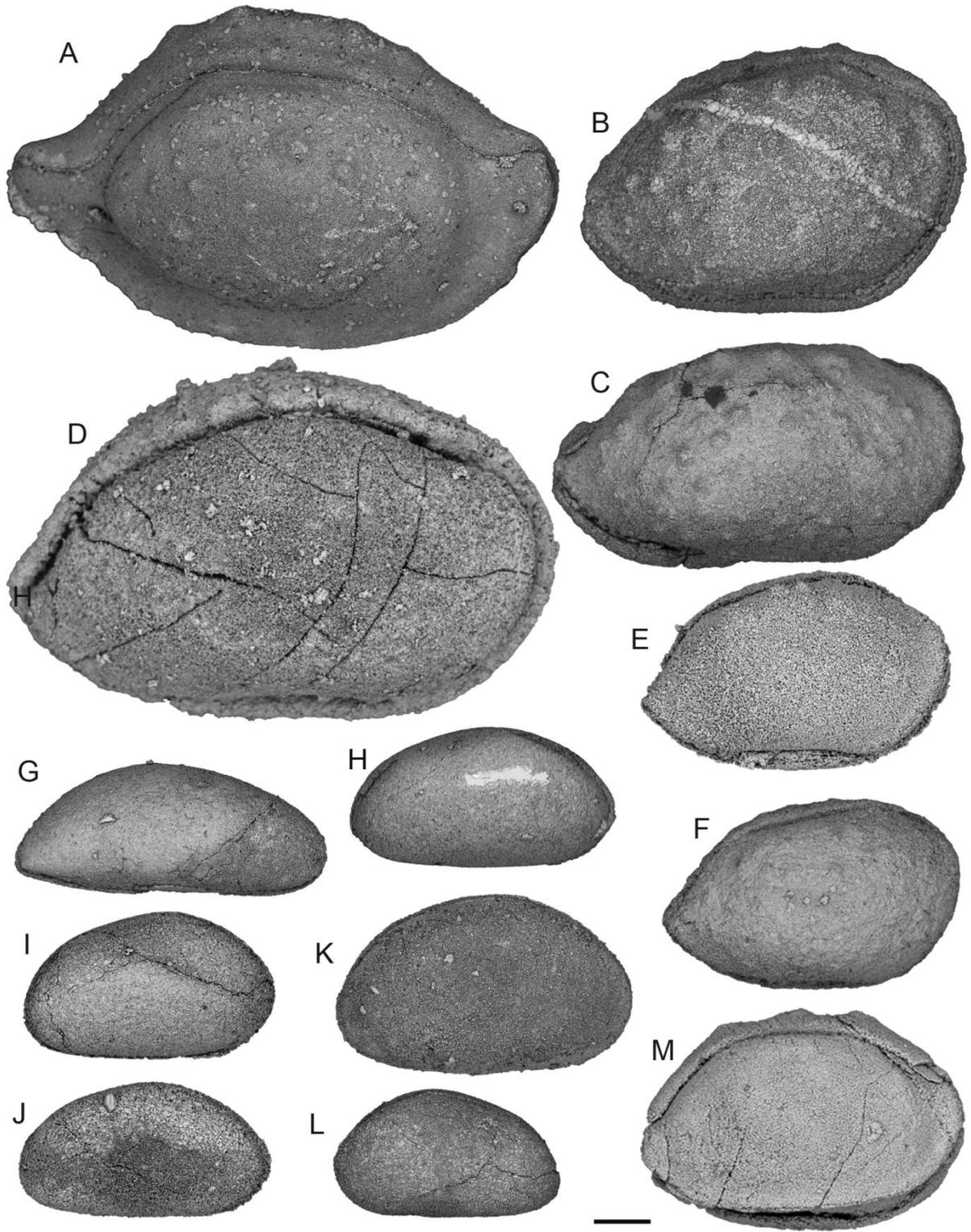


Plate 12

Plate 13

Scale bar is 100 μm . All photographs represent specimens in right lateral view.

A, *Fabalitypris* sp. B, broken carapace, sample 12PE60;

B, *Fabalitypris* sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015, complete carapace, P6M3685, sample 11CHAO172;

C, *Fabalitypris* sp. A, broken carapace, P6M3688, sample 11CHAO95;

D, *Fabalitypris* sp. 5 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015, complete carapace, P6M3689, sample 11CHAO95;

E-H, *Microcheilinella wujiapingensis* Zazzali, 2015; **E**, holotype, complete carapace, P6M3690, 11CHAO88; **F**, paratype, complete carapace, P6M3691, 11CHAO88; **G**, complete carapace, sample 12PE47 ; **H**, broken carapace, sample 12PE60;

I-L, *Microcheilinella* n. sp. 1; **I**, holotype, complete carapace, sample 12PE47; **J**, paratype, complete carapace, sample 12PE47; **K**, complete carapace, P6M3694, 11CHAO81; **L**, broken carapace, P6M3695, 11CHAO80.

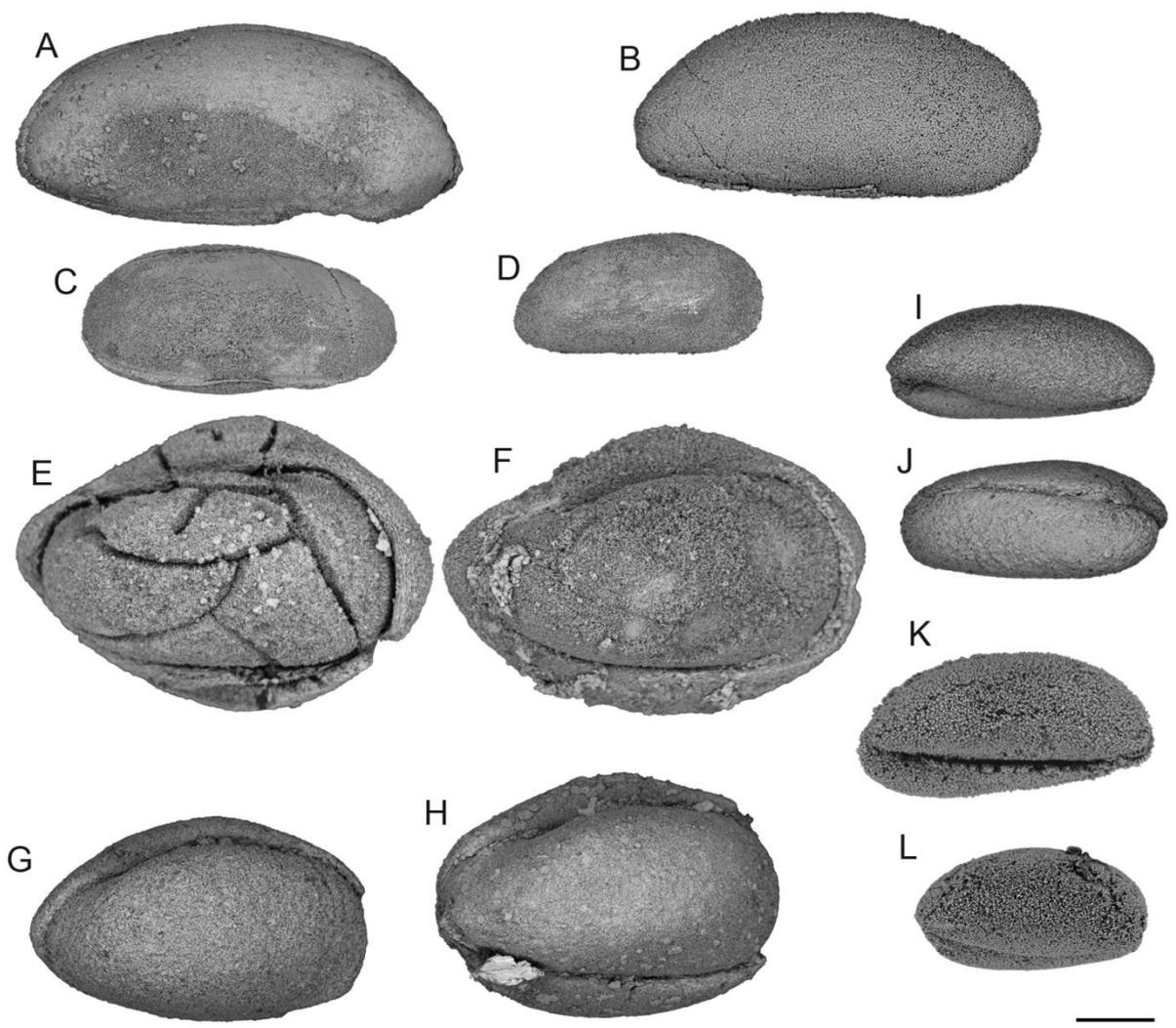


Plate 13

Plate 14

Scale bar is 100 μm .

A-B, *Microcheilinella pagodaensis* Zazzali, 2015; **A**, holotype, right lateral view of complete carapace, P6M3692, 11CHAO99; **B**, paratype, right lateral view of complete carapace, P6M3693, 11CHAO166;

C-D, *Microcheilinella* n. sp. 2; **C**, holotype, right lateral view of complete carapace, sample 12PE46; **D**, paratype, dorsal view of complete carapace, sample 12PE46. **E**, ventral view of broken carapace, sample 12PE46;

F-G, *Microcheilinella* sp. D; **F**, dorsal view of broken carapace, sample 12PE64; **G**, right lateral view of broken carapace, sample 12PE64;

H-J, *Microcheilinella* cf. *hungarica* Kozur, 1985; **H**, right lateral view of broken carapace, sample 12PE65; **I**, right lateral view of complete carapace, sample 12PE65. **J**, P6M3709, sample 11CHAO88;

K, *Microcheilinella?* sp. C; left lateral view of P6M3708, sample 11CHAO95;

L-N, *Microcheilinella* sp. 2 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015; **L**, right lateral view of complete carapace, P6M3697, sample 11CHAO167; **M**, right lateral view of complete carapace, sample 12PE64bis; **N**, right lateral view of broken carapace, sample 12PE64;

O, *Microcheilinella* sp. B, right lateral view of complete carapace, juvenile form (A-1), P6M3706, sample 11CHAO95.

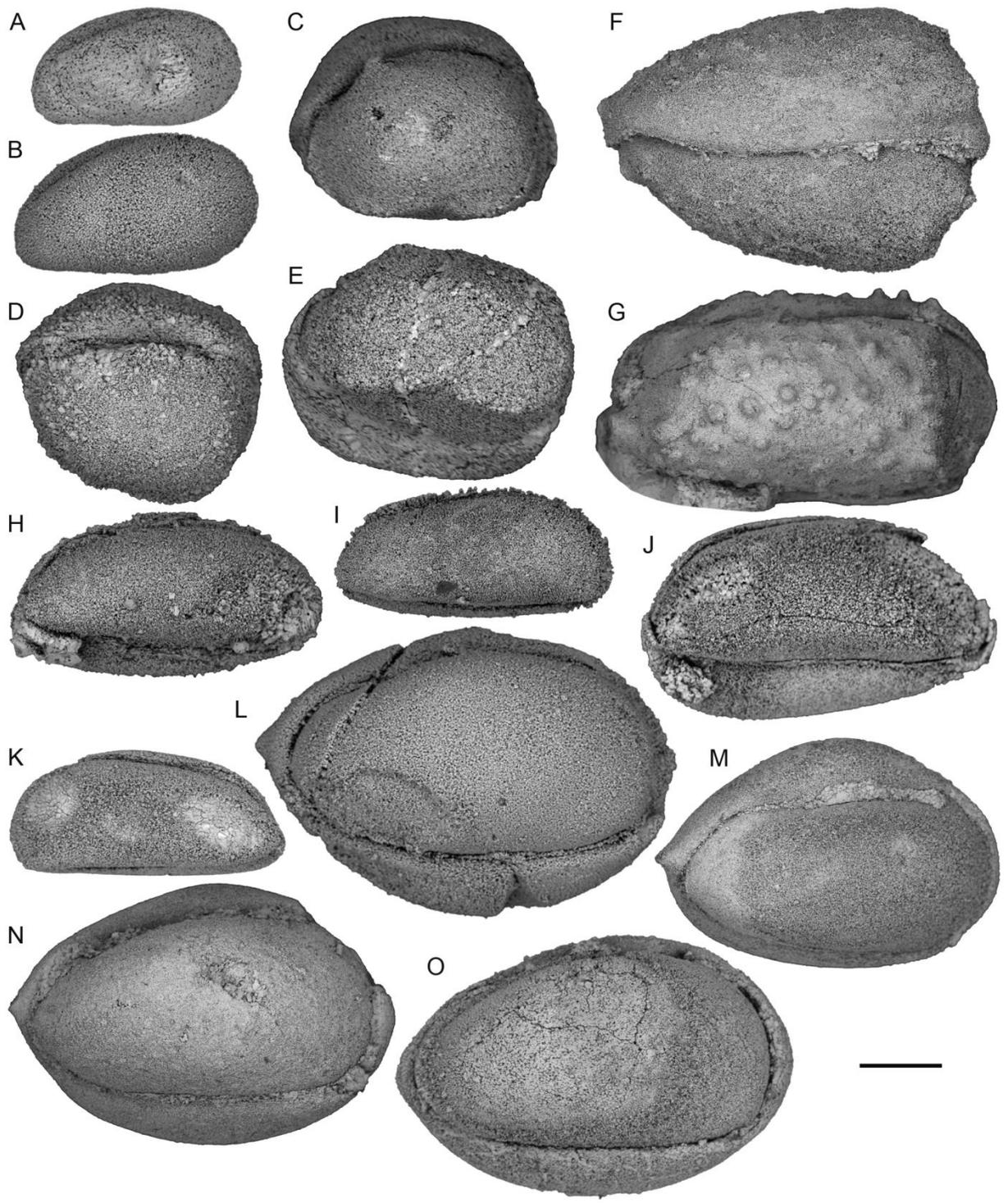


Plate 14

Plate 15

Scale bar is 100 μm . All photographs represent specimens in right lateral view, except L and M, which are in left lateral view.

A-B, *Microcheilinella* sp. 7 *sensu* Zazzali *et al.* 2015 ; **A**, broken carapace, sample 12PE48; **B**, complete carapace, P6M3702, sample 11CHAO81;

C-H, *Microcheilinella* sp. A; **C**, complete carapace, juvenile form, P6M3701, sample 11CHAO97; **D**, complete carapace, juvenile form, P6M3705, sample 11CHAO87; **E**, complete carapace, juvenile form, sample 11CHAO92; **F**, complete carapace, juvenile form, P6M3700, sample 11CHAO97; **G**, complete carapace, juvenile form, P6M3704, sample 11CHAO87; **H**, broken carapace, juvenile form, P6M3696, sample 11CHAO172;

I, *Microcheilinella* sp. 17 *sensu* Zazzali *et al.* 2015, complete carapace, complete carapace, P6M3713, sample 11CHAO100;

J, *Microcheilinella* sp. 12 *sensu* Zazzali *et al.* 2015, P6M3707, sample 11CHAO87;

K, *Microcheilinella* sp., broken carapace, P6M3712, sample 11CHAO90;

L-N, *Callicythere?* sp. A; **L**, broken carapace, sample 12PE47; **M**, broken carapace, sample 12PE47; **N**, complete carapace, sample 12PE47.

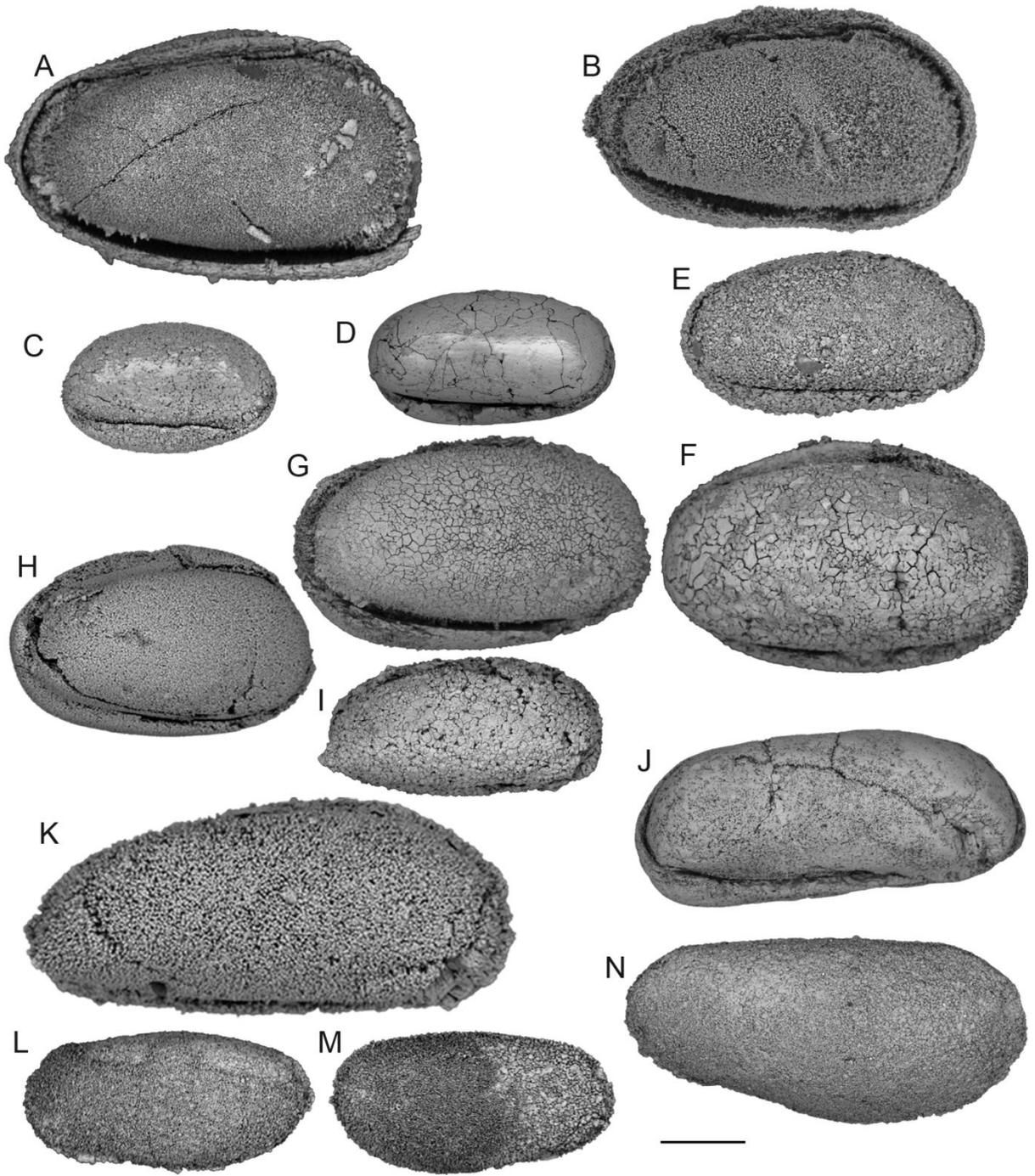


Plate 15

Plate 16

Scale bar is 100 μm . All photographs represent complete carapaces except E and N, which are broken.

A-N, *Basslerella* sp. A; **A**, right lateral view, sample 12PE46; **B**, right lateral view, sample 12PE46; **C**, right lateral view, sample 12PE65; **D**, right lateral view, P6M3725, sample 11CHAO171; **E**, right lateral view, P6M3728, sample 11CHAO87. **F**, right lateral view, P6M3729, sample 11CHAO 99; **G**, left lateral view, P6M3731, sample 11CHAO100; **H**, left lateral view, P6M3721, sample 11CHAO173; **I**, left lateral view, P6M3722, sample 11CHAO173; **J**, left lateral view, P6M3732, sample 11CHAO99; **K**, left lateral view, P6M3724, sample 11CHAO171; **L**, right lateral view, P6M3727, sample 11CHAO168; **M**, right lateral view, P6M3726, sample 11CHAO171; **N**, left lateral view, sample 11CHAO100;

O-P, *Basslerella* sp. B; **O**, right lateral view, P6M3723, sample 11CHAO173; **P**, right lateral view, P6M3730, sample 11CHAO85;

Q, *Basslerella* sp., right lateral view, sample 12PE58;

R, *Waylandella* sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015, right lateral view, P6M3720, sample 11CHAO165.

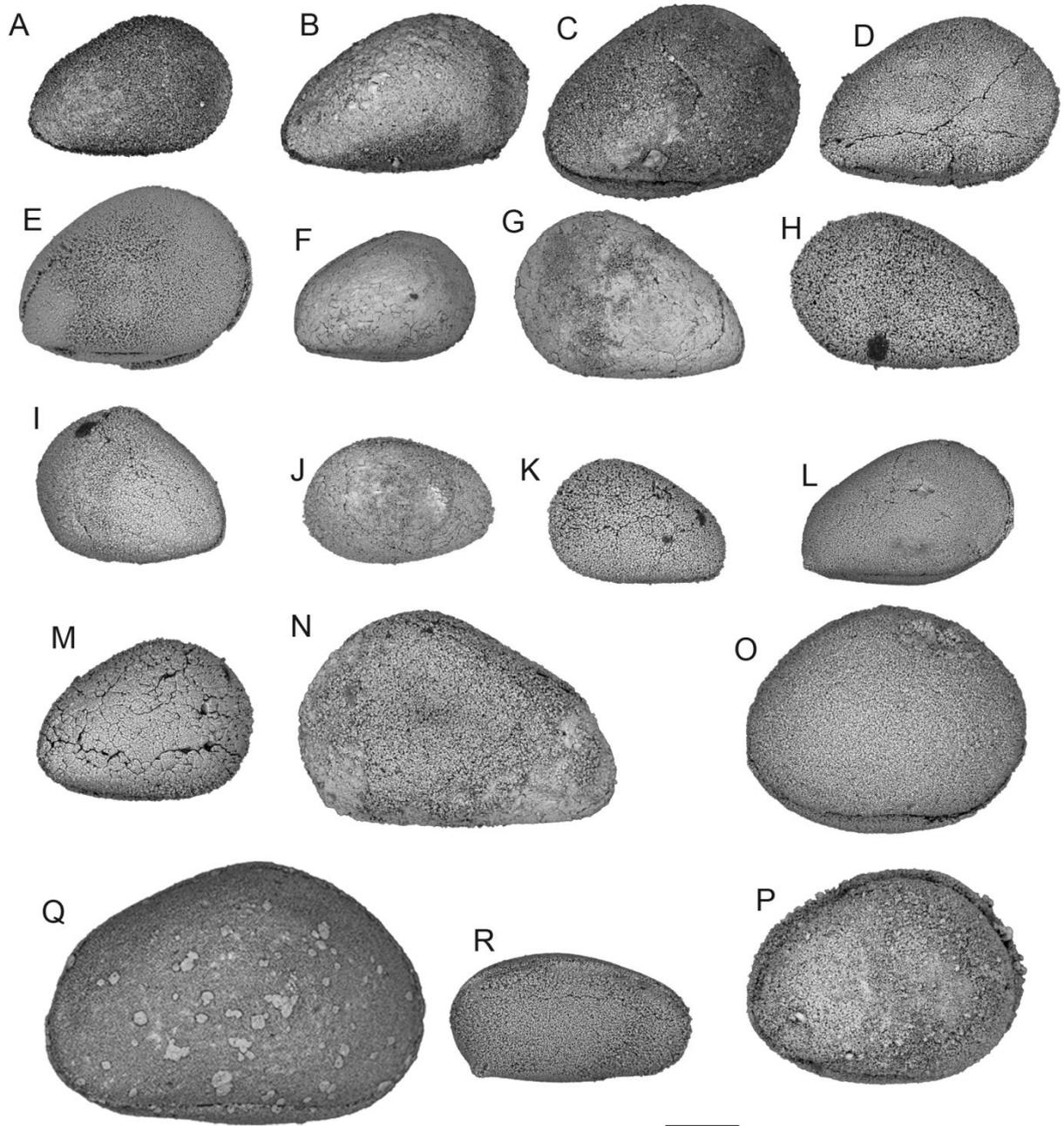


Plate 16

Plate 17

Scale bar is 100 μm .

A-B, *Silenites* sp. D; **A**, right lateral view of broken carapace, sample 12PE47; **B**, right lateral view of complete carapace, sample 12PE48;

C-F, *Silenites* sp. C; **C**, left lateral view of complete carapace, adult form, sample 12PE49; **D**, right lateral view of complete carapace, adult form, sample 12PE49; **E**, right lateral view of complete carapace, juvenile form (A-3), sample 12PE49; **F**, right lateral view of complete carapace, juvenile form (A-2), sample 12PE49;

G, *Silenites* sp. A, right lateral view of complete carapace, P6M3714, sample 11CHAO173;

H, *Silenites* sp. B, right lateral view of complete carapace, P6M3715, sample 11CHAO172;

I-J, *Cytherellina* sp. A; **I**, right lateral view of complete carapace, sample 12PE46; **J**, right lateral view of complete carapace, sample 12PE47;

K-L, *Baschkirina* sp. A; **K**, left lateral view of complete carapace, sample 12PE64bis; **L**, right lateral view of broken carapace, P6M3606, sample 11CHAO173;

M-N, *Baschkirina?* sp. B; **M**, left lateral view of complete carapace, sample 12PE47; **N**, left lateral view of broken carapace, sample 12PE47.

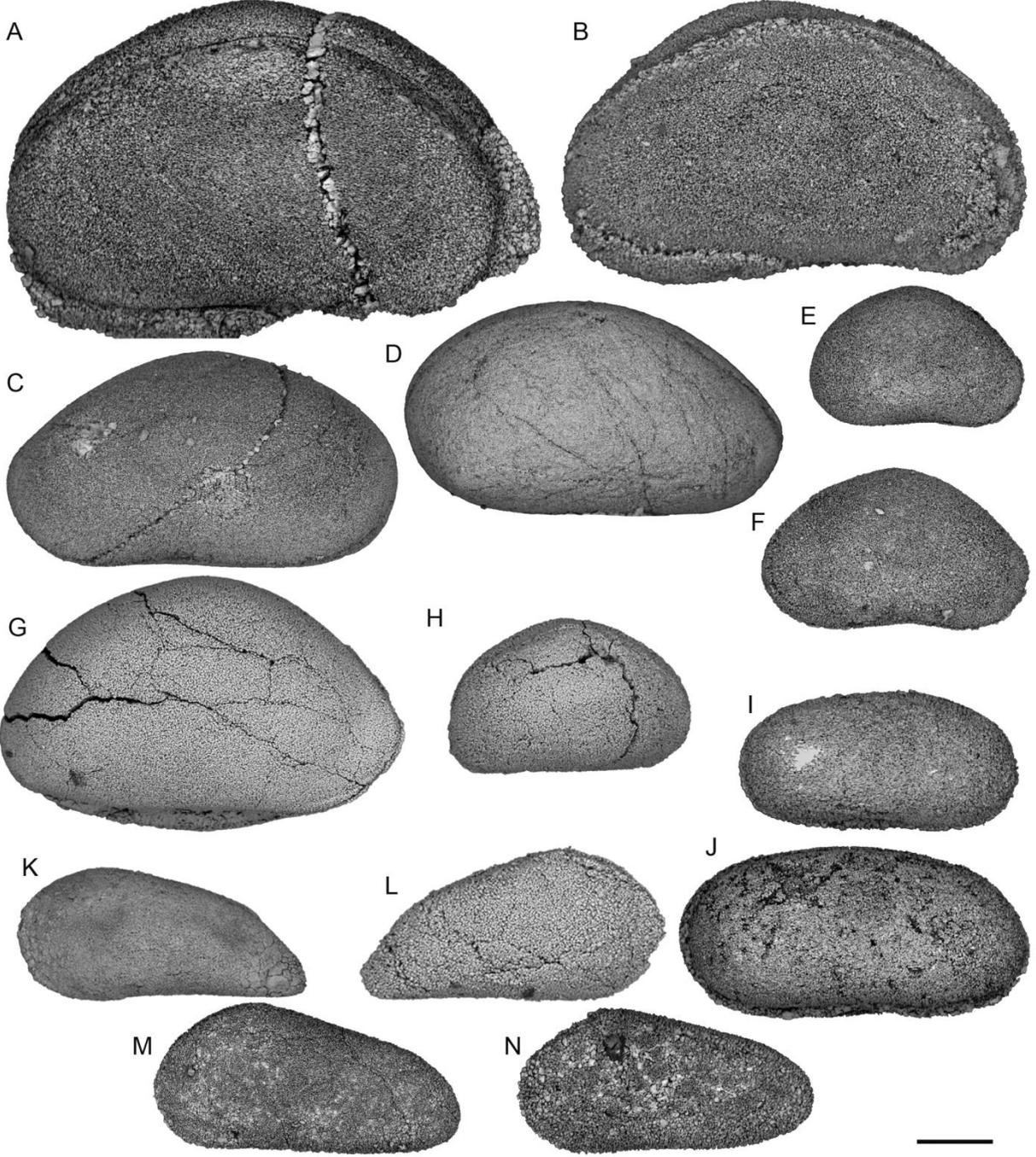


Plate 17

Plate 18

Scale bar is 100 μm .

A-E, *Hollinella martensiformis* Crasquin, 2010; **A**, right lateral view of broken right valve, sample 12PE51; **B**, left lateral view of broken left lateral valve, sample 12PE52. **C**, right lateral view of right valve, P6M3739, sample 11CHAO167. **D**, left lateral view of broken left valve, P6M3737, 11CHAO166; **E**, left lateral view of broken left valve, P6M3738, 11CHAO173;

F-G, *Hollinella* sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015; **F**, right lateral view of broken right valve, P6M3740, sample 11CHAO72 (there was a scale error in the original illustration); **G**, right lateral view of broken carapace, P6M3741, sample 11CHAO72.

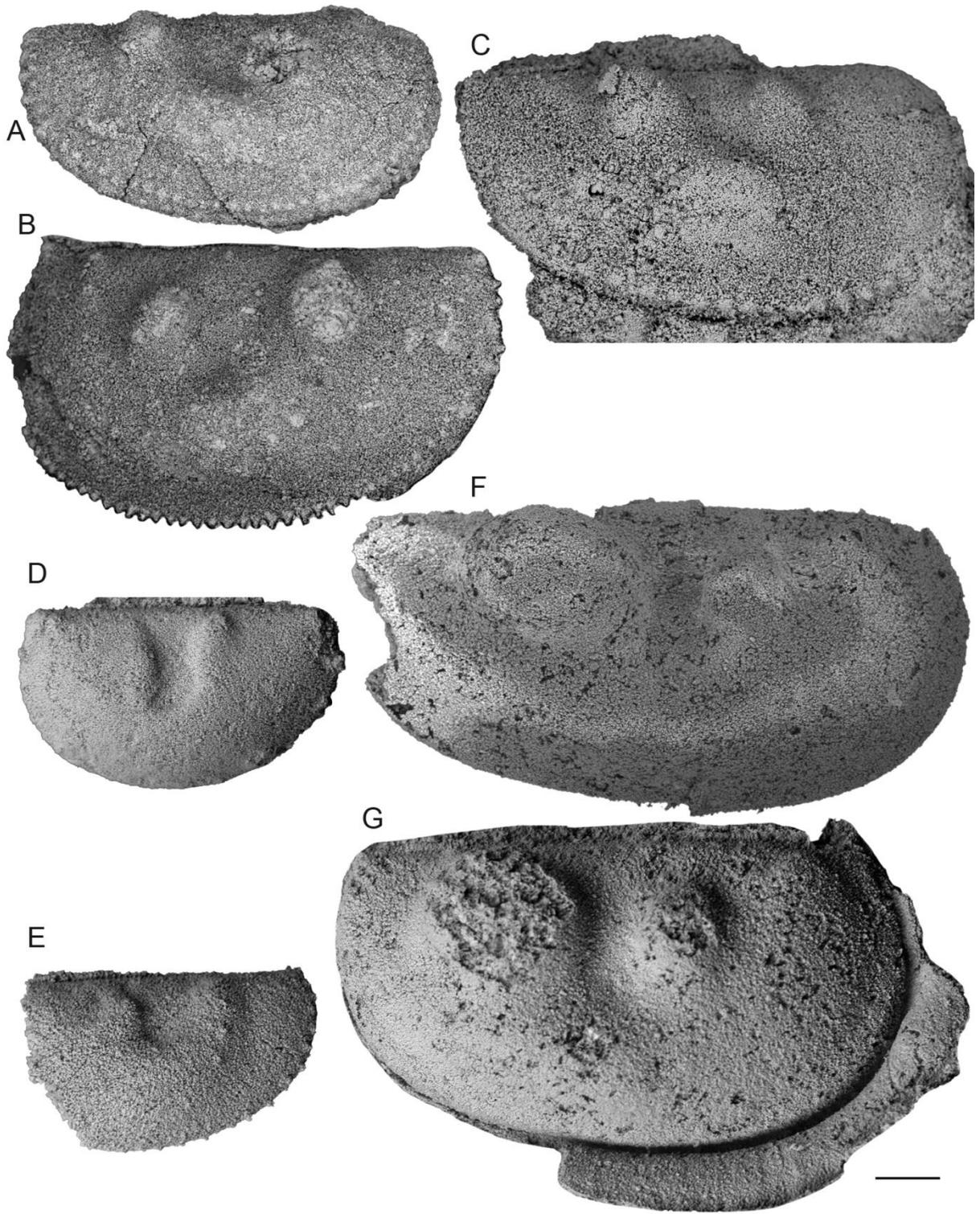


Plate 18

Plate 19

Scale bar is 100 μm .

A-B, *Cyathus caperata?* (Guan, 1978); **A**, right lateral view of complete carapace, P6M3733, 11CHAO173; **B**, dorsal view of complete carapace, P6M3734, 11CHAO171;

C-D, *Cyathus elliptica?* Shi, 1987; **C**, left lateral view of complete carapace, P6M3735, 11CHAO79; **D**, left lateral view of complete carapace, P6M3736, 11CHAO81;

E-F, *Kegelites* sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015; **E**, left lateral view of complete carapace, P6M3765, sample 11CHAO81; **F**, left lateral view of complete carapace, P6M3766, sample 11CHAO99;

G-H, *Kegelites* sp. B; **G**, right lateral view of broken carapace, sample 12PE64; **H**, left lateral view of broken carapace, sample 12PE65;

I, *Neoamphissites* sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015, left lateral view of left valve, P6M3764, sample 11CHAO169;

J-K, *Geffenina posterodorsospina?* Chitnarin, 2012; **J**, right lateral view of complete carapace, P6M3743, 11CHAO80. **K**, left lateral view of complete carapace, P6M3742, 11CHAO80;

L-M, *Knoxiella* sp. A; **L**, right lateral view of complete carapace, sample 12PE41; **M**, subdorsal view of broken carapace, sample 12PE41;

N-O, *Knoxiella* sp. 2 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015; **N**, left lateral view of complete carapace, P6M3746, sample 11CHAO80; **O**, right sublateral view of complete carapace, P6M3747, sample 11CHAO80;

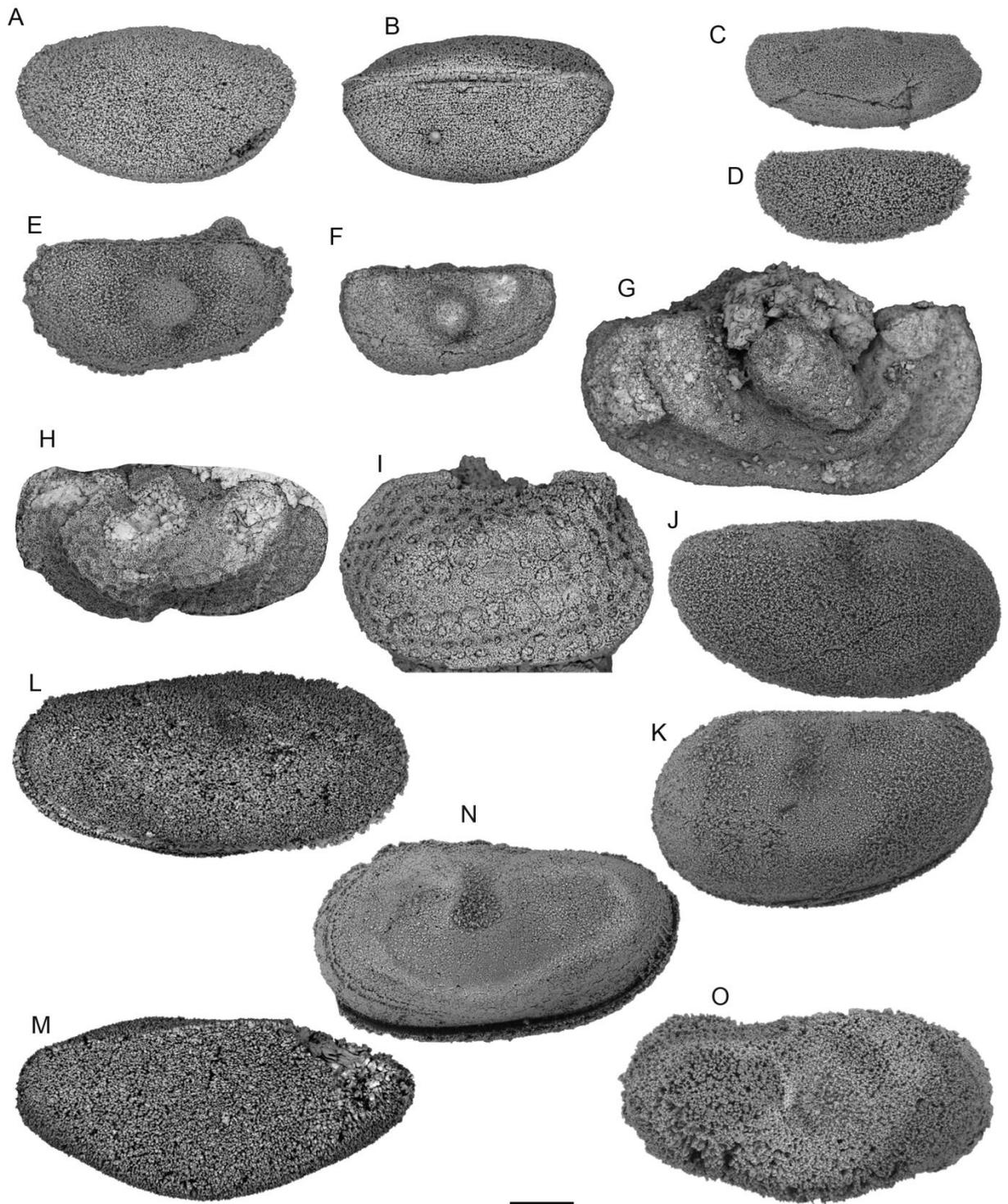


Plate 19

Plate 20

Scale bar is 100 μm .

A, Knoxitidae sp., right lateral view of complete carapace (inner mold?), P6M3744, sample 11CHAO171;

B, Knoxitidae sp., right lateral view of complete carapace, sample 12PE47;

C, *Knoxiella* sp., right lateral view of broken carapace, P6M3745, sample 11CHAO156;

D, *Knoxiella?* sp., left lateral view of broken left valve, sample 12PE49;

E, Kirkbyoidea sp., left lateral view of left valve, P6M3749, sample 11CHAO166;

F, Kirkbyoidea sp., left lateral view of broken left valve, P6M3750, sample 11CHAO168;

G, Kirkbyoidea sp., left lateral view of left valve, P6M3751, sample 11CHAO167;

H, Kirkbyoidea sp., right lateral view of broken carapace, sample 12PE41;

I, Kirkbyoidea sp., right lateral view of right valve, sample 12PE49;

J, *Permoyoungiella?* sp., right lateral view of broken right valve, P6M3748, sample 11CHAO172.

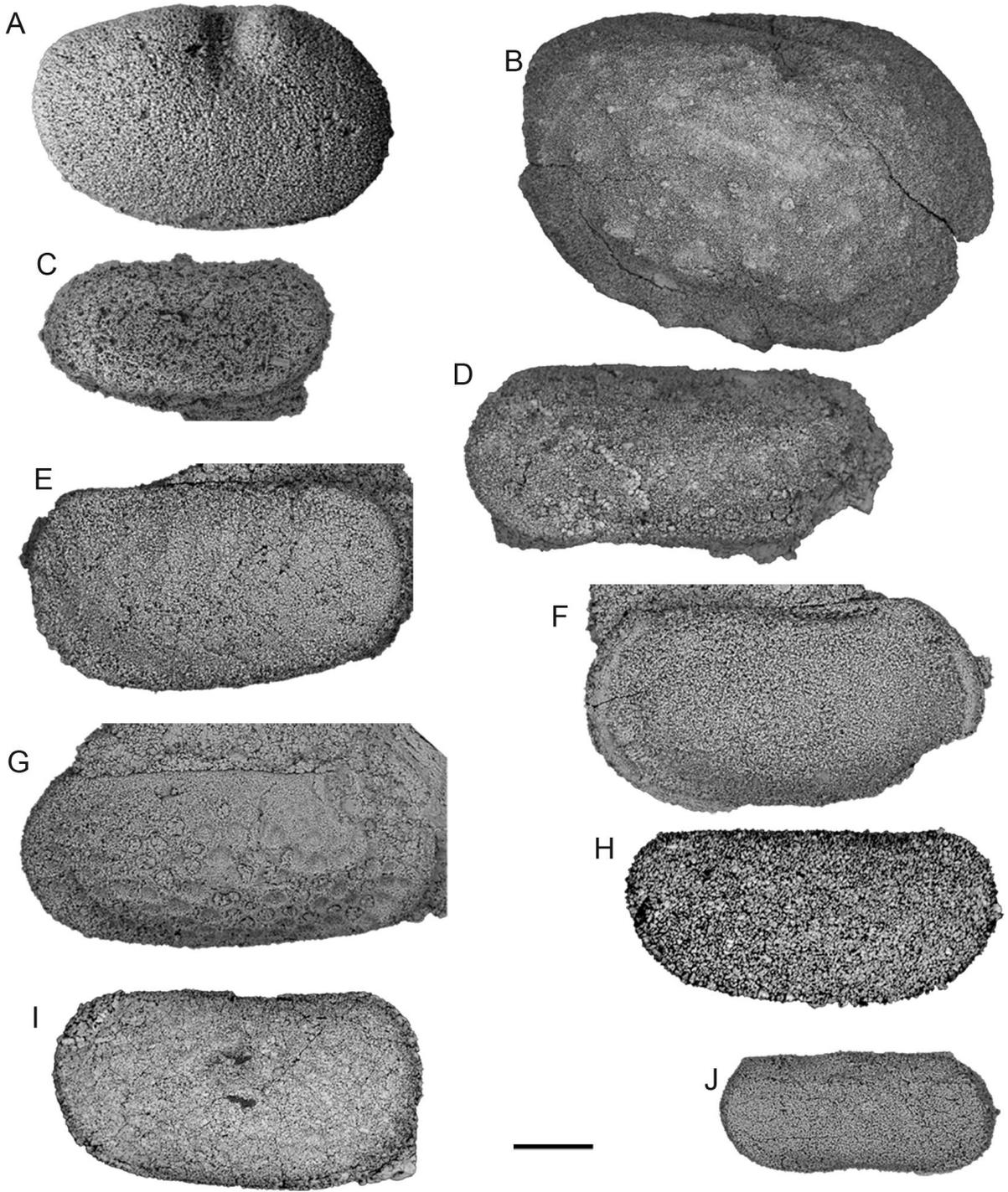


Plate 20

Plate 21

Scale bar is 100 μm .

A, *Kirkbya* sp. A, right lateral view of complete carapace, P6M3757, sample 11CHAO172;

B, *Kirkbya* sp. 2 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015, left lateral view of left valve, P6M3758, sample 11CHAO164;

C, *Kirkbya* sp. 4 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015, left lateral view of left valve, P6M3760, sample 11CHAO158;

D, *Kirkbya* sp. B, left lateral view of broken left valve, P6M3776, sample 11CHAO88;

E-F, *Kirkbya* sp. C; **E**, right lateral view of complete carapace, sample 12PE41; **F**, left lateral view of complete carapace, sample 12PE41;

G-H, *Knightina* sp. A, **G**, right lateral view of right valve, P6M3755, sample 11CHAO173; **H**, right lateral view of right valve, P6M3756, sample 11CHAO167;

I, *Knightina* sp. B, right lateral view of complete carapace, sample 12PE58;

J-K, *Reviya* cf. *subsompongensis* Chitnarin, 2008; **J**, right lateral view of right valve, P6M3762, sample 11CHAO167; **K**, right lateral view of right valve, P6M3763, sample 11CHAO166;

L-M, *Kindlella* sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015; **L**, right lateral view of complete carapace, P6M3767, sample 11CHAO150; **M**, left lateral view of complete carapace, P6M3768, sample 11CHAO150.

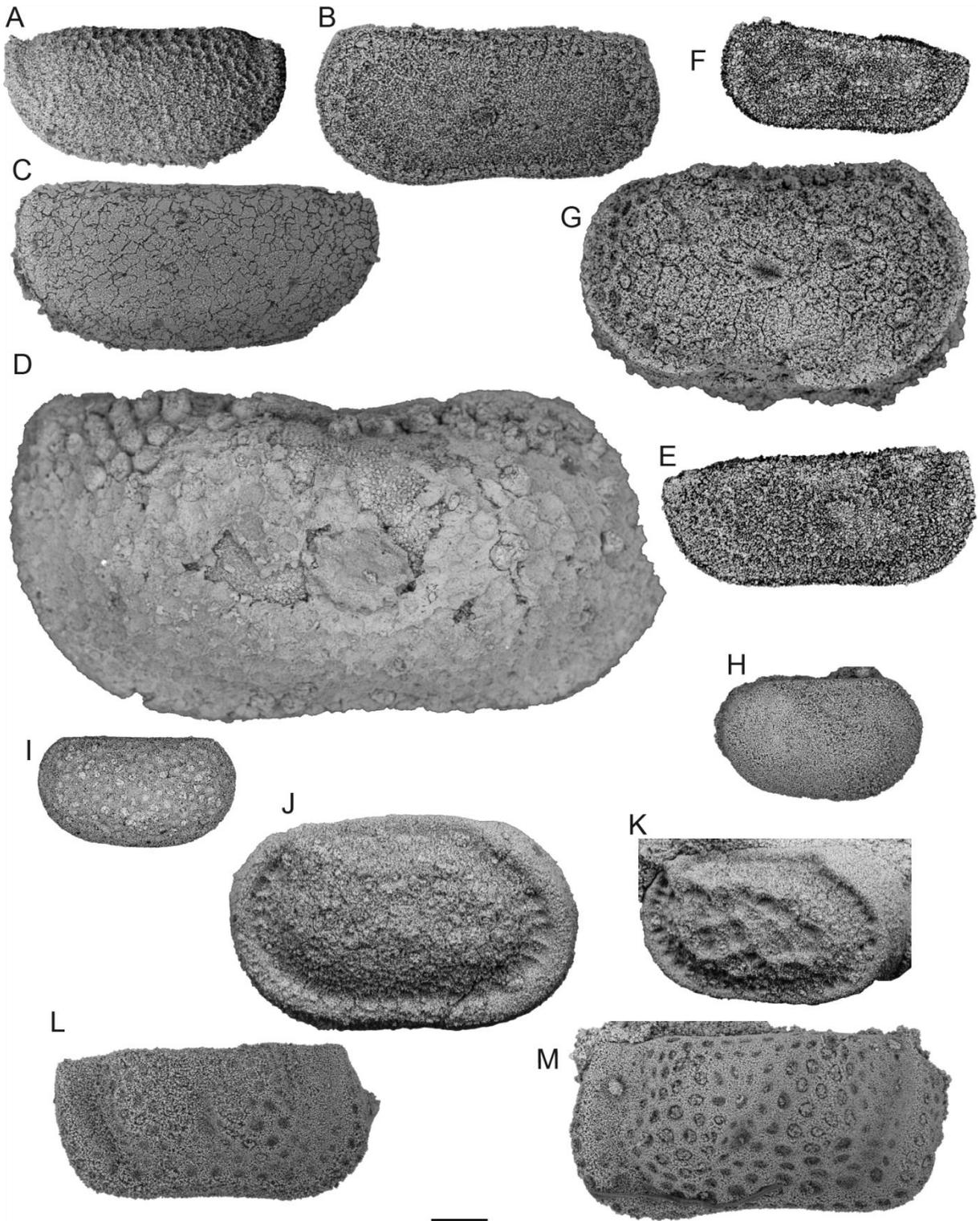


Plate 21

Plate 22

Scale bar is 100 μm .

A-B, *Roundyella?* sp. 1 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015; **A**, left lateral view of left valve, P6M3752, sample 11CHAO168; **B**, left lateral view of complete carapace, P6M3753, sample 11CHAO168;

C, *Roundyella* sp. 2 *sensu* Zazzali *et al.*, 2015, left lateral view of complete carapace, P6M3754, sample 11CHAO158;

D-E, *Roundyella* sp. A; **D**, left lateral view of broken carapace, sample 12PE46; **E**, left lateral view of left valve, sample 12PE47;

F, *Roundyella* sp., left lateral view of broken carapace, sample 12PE60;

G-K, *Roundyella? suboblonga* Wang, 1978; **G** left lateral view of complete carapace, juvenile form (A-2), sample 12PE41; **H** right lateral view of right valve, juvenile form (A-2), sample 12PE42; **I**, right lateral view of broken right valve, adult form, sample 12PE50; **J**, left lateral view of left valve, adult form, sample 12PE62; **K**, right lateral view of right valve, juvenile form (A-1), sample 12PE64.

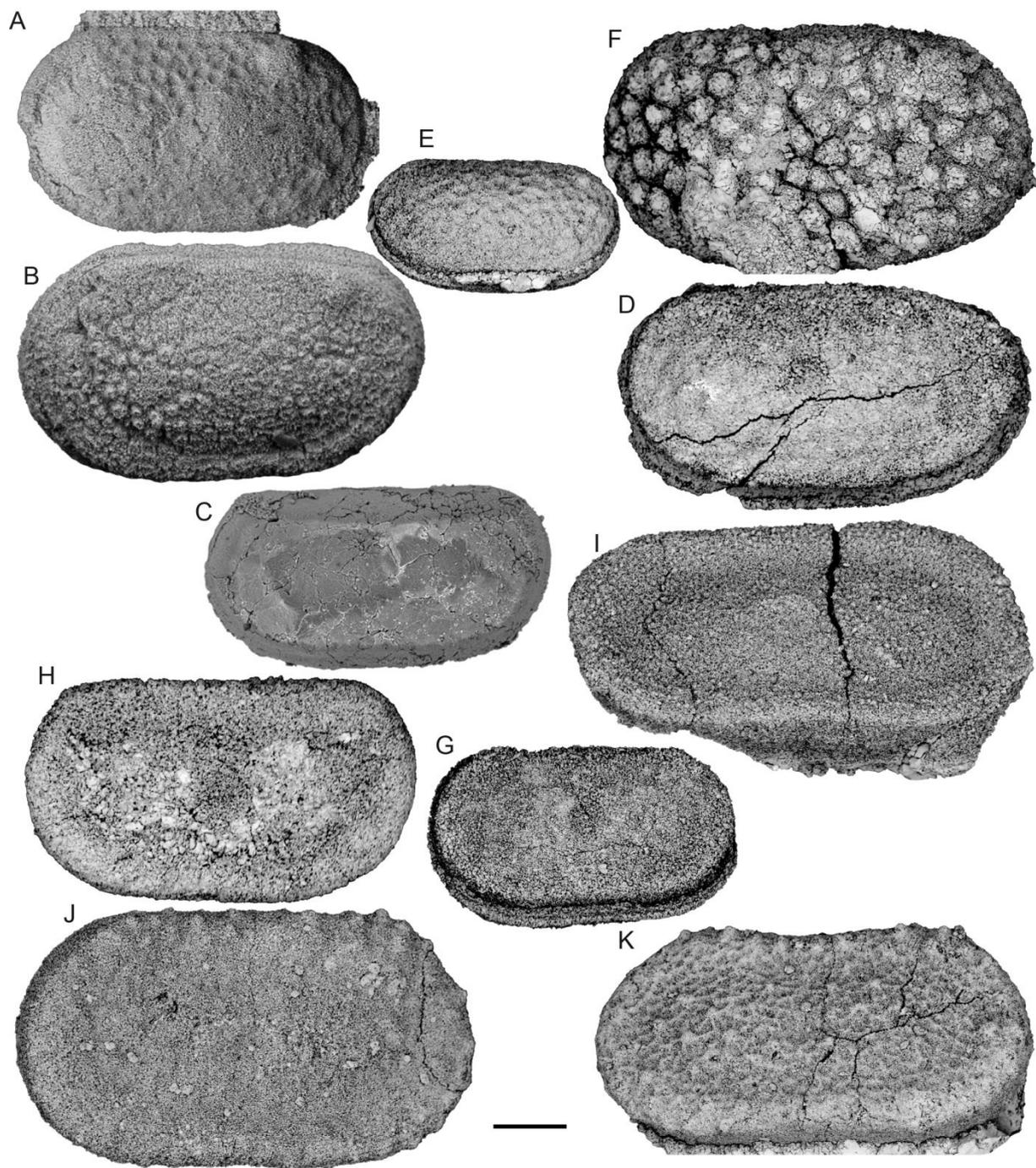


Plate 22

Plate 23

Scale bar is 100 μm .

A-B, *Samarella viscusforma* Chitnarin 2012; **A**, right lateral view of complete carapace, juvenile form, P6M3769, sample11CHAO88; **B**, left lateral view of complete carapace, adult form, P6M3770, sample 11CHAO171;

C-E, *Samarella* sp. A; **C**, left lateral view of complete carapace, sample 12PE47; **D**, left lateral view of complete carapace, sample 12PE47; **E**, left lateral view of complete carapace, sample 12PE47;

F-J, *Polycope* n. sp.; **F**, left lateral view of complete carapace, sample 12PE46; **G**, left lateral view of broken carapace, sample 12PE46; **H**, right lateral view of broken carapace, sample 12PE46; **I**, left lateral view of complete carapace, sample 12PE47, **J**, left lateral view of broken carapace, sample 12PE47.

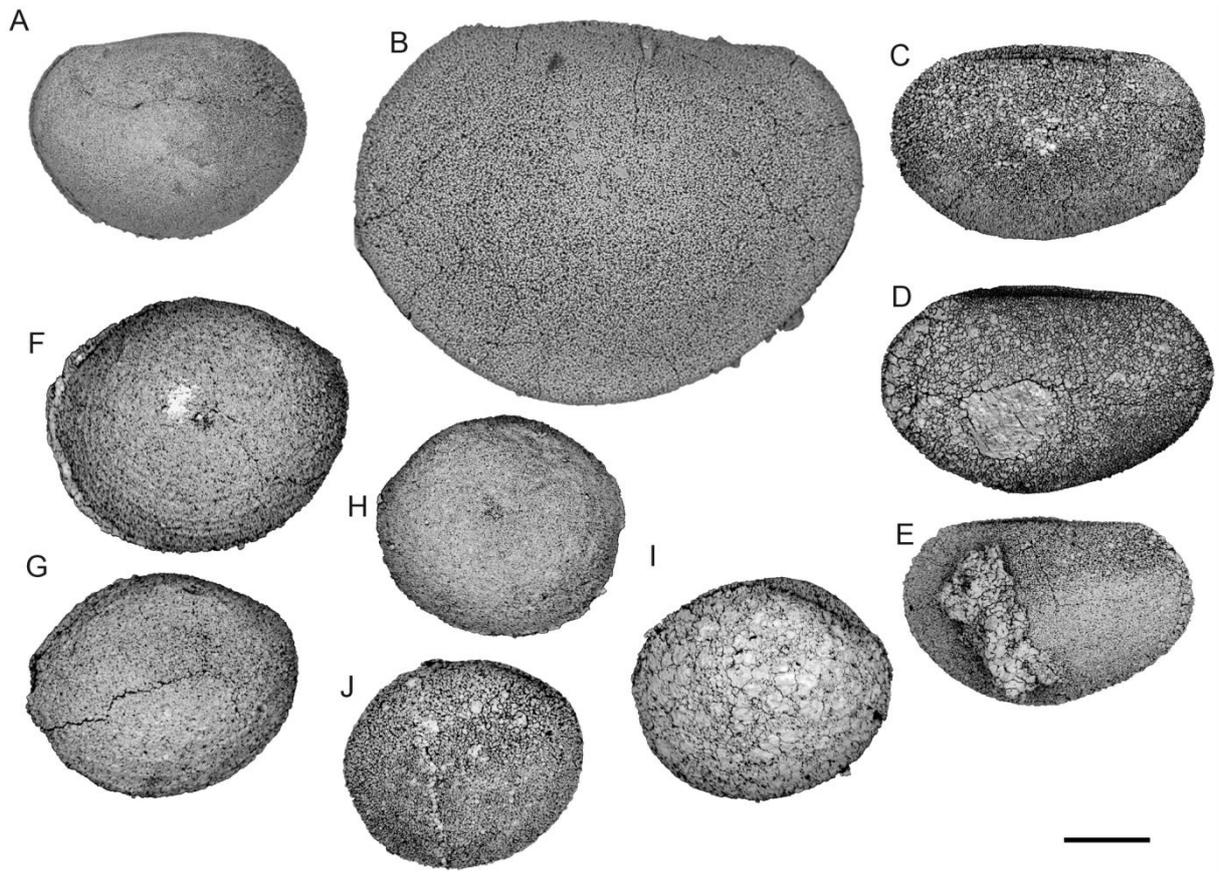


Plate 23

Plate 24

Scale bar is 100 μm .

A, *Sulcella mesopermiana?* Kozur, 1985, left lateral view of complete carapace, sample P6M3771, 11CHAO88;

B-C, *Sulcella suprapermiana?* Kozur, 1985; **B**, left lateral view of broken carapace, P6M3772, sample 11CHAO166; **C**, left lateral view of complete carapace, P6M3773, sample 11CHAO81;

D, *Sulcella* sp., left lateral view of complete carapace, P6M3774, sample 11CHAO88;

E-G, *Paracavellina* sp. **A**; **E**, left lateral view of broken carapace, sample 12PE41; **F**, left lateral view of broken carapace, sample 12PE41; **G**, left lateral view of broken carapace, sample 12PE41;

H, *Cavellina?* sp., left lateral view of complete carapace, sample 12PE46;

I, *Cavellina?* sp., left lateral view of complete carapace, sample 12PE66;

J, *Cavellina?* sp., right? lateral view complete carapace, sample 12PE47;

K, *Cavellina?* sp., right? lateral view of broken carapace, sample 12PE47;

L, Ostracod indet., right? lateral view of broken carapace, P6M3698, sample 11CHAO156;

M, Ostracod indet., right? lateral view of broken carapace, P6M3699, sample 11CHAO158.

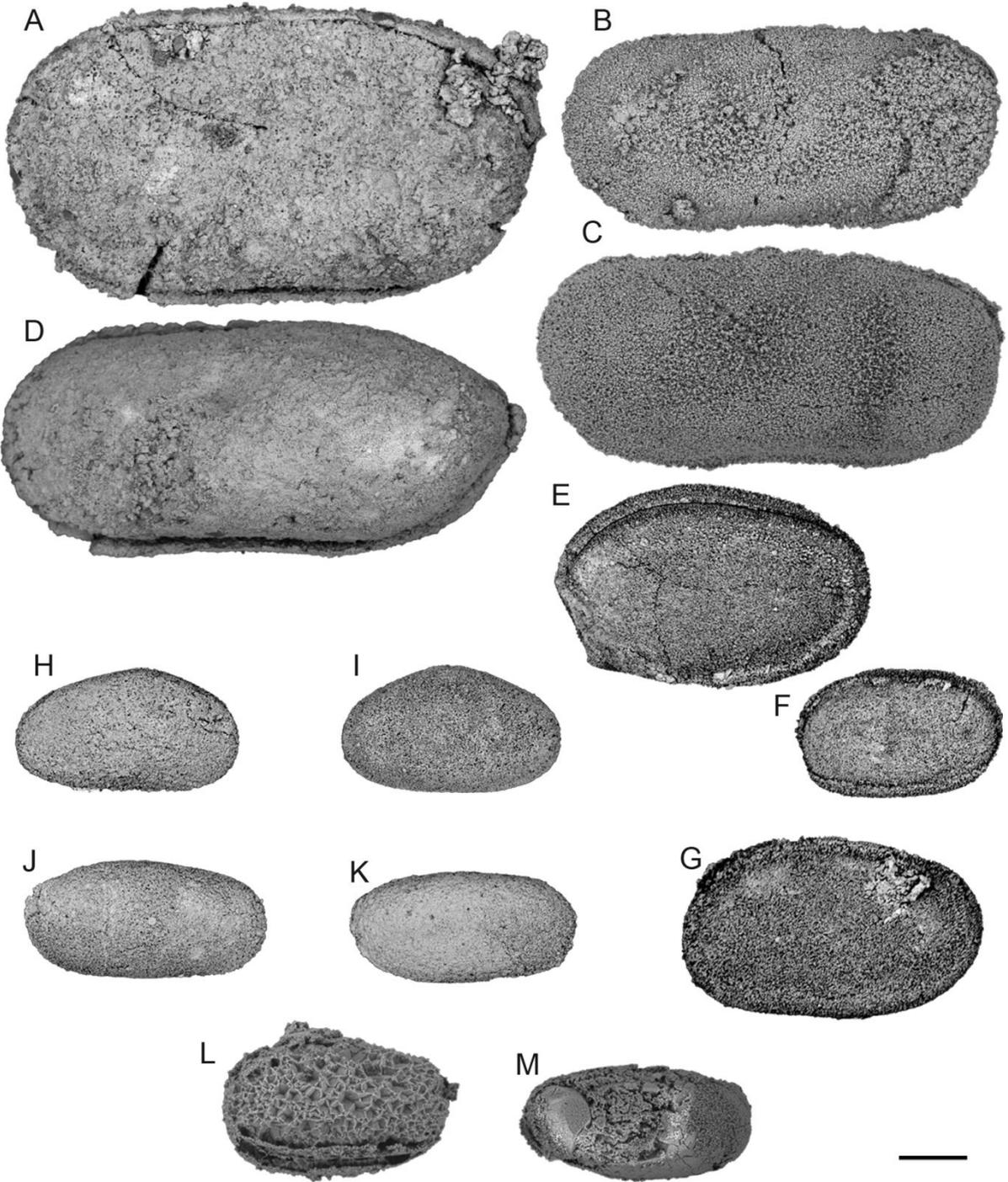


Plate 24

PARTIE III. Comment considérer les biais des archives paléontologiques dans la reconstitution des paléoenvironnements et de l'histoire de la biodiversité des ostracodes ? Analyse critique des données de la coupe de Penglaitan (GSSP)

Chapitre IV. Processus taphonomiques, indicateurs des paléoenvironnements

Introduction

À la mort des organismes en milieu aquatique, leurs restes séjournent presque toujours un temps à l'interface eau-sédiments. Lors de ce séjour à la surface du sédiment, puis au cours de leur enfouissement, les restes organiques vont être sujets à divers processus d'altération *post-mortem*, ou processus taphonomiques. La diversité et l'intensité des dégradations taphonomiques sont liées aux conditions paléoenvironnementales et d'enfouissement des spécimens au niveau des milieux de dépôt. Ainsi, la chimie et l'énergie générales du milieu, la fréquence et intensité des remaniements du sédiment, l'activité biologique ou encore le taux de sédimentation peuvent influencer la préservation des spécimens et conditionner leur fossilisation. En fonction de leur morphologie et des particularités physico-chimiques de leur squelette (endosquelettes, carapaces, tests...), ces processus d'altération peuvent engendrer leur réorientation, transport, désarticulation, abrasion, fragmentation, corrosion ou encore la modification de leur chimie. Ces différents stigmates, lorsque conservés et observés au niveau du matériel fossile, révèlent donc la signature taphonomique des paléoenvironnements. Les données de taphonomie, constituent par conséquent des marqueurs des conditions physico-chimiques des milieux.

L'étude de la qualité de préservation des spécimens d'ostracodes fossiles, via l'observation et la quantification de plusieurs indices taphonomiques, est ici menée dans le but de caractériser les milieux de dépôts et de retracer leur évolution au cours du temps. La coupe de Penglaitan a été définie comme coupe de référence (GSSP) pour la GLB. La succession sédimentaire enregistrée à Penglaitan est à ce jour la plus continue ainsi que la mieux documentée. Elle offre donc un cadre d'étude idéal à l'analyse exploratoire de la taphonomie des ostracodes. L'étude présentée dans ce chapitre a donc été réalisée à partir des spécimens retrouvés dans cette coupe de référence.

I. Impact des processus taphonomiques sur les archives paléontologiques

A. Signatures des processus taphonomiques

1. Processus d'altération chimiques et biologiques liés au séjour en surface

Les squelettes, notamment ceux constitués en partie de carbonates sont sujets à divers processus de corrosion. Selon les conditions physico-chimiques du milieu, ils peuvent ainsi être sujets à des phénomènes de dissolution (Martin 1999). La chimie des eaux (pH, concentration en certaines espèces chimiques) influencée par divers paramètres telles la température ou encore la pression, peut alors contribuer à une disparition de certaines structures anatomiques du squelette voir à une disparition complète de ce dernier. La présence de minéralisations de pyrite, de carbonate, de phosphate ou encore de silice, au niveau des squelettes fossiles est également fonction des conditions chimiques du milieu de dépôt (Holdaway & Clayton 1982 ; Kidder & Erwin 2001) et a, suivant les cas, un effet positif ou négatif sur la probabilité de préservation.

Les squelettes peuvent également subir, le plus souvent à l'interface eau-sédiments, une érosion d'origine biologique (bio-érosion) sous l'action d'organismes telles des algues ou des éponges (Meldahl & Flessa 1990). L'intensité de cette érosion sera donc fonction de la composition du squelette, du type d'organismes bio-érodants et du temps de résidence à la surface du sédiment.

Suite au dépôt des squelettes sur le fond, certains organismes encroûtants, tels des algues, balanes ou encore bryozoaires, peuvent coloniser la surface de ces derniers. Si ce processus d'encroûtement peut constituer une forme de protection du squelette, favorisant la fossilisation (Cadée 1999 ; Lescinsky *et al.* 2002), il en résulte cependant une disparition des caractères morphologiques observables sur les squelettes, pouvant limiter l'efficacité de l'étude systématique. La nature des organismes retrouvés sur les squelettes est dépendante des conditions du milieu (Meldahl & Flessa 1990). La présence d'organismes encroûtants implique cependant un hydrodynamisme faible, permettant une certaine stabilité des substrats squelettiques.

La fracturation et la fragmentation des squelettes sont le plus souvent dues au remaniement du sédiment ou au transport hydrodynamique, mais peuvent également être dues à des phénomènes de prédation ou de nécrophagie/saprophagie (Cadée 1994 ; Zuschin *et al.*

2003). Le cas échéant, les marques occasionnées peuvent présenter des caractères distinctifs permettant d'identifier le prédateur (Brett & Baird 1986 ; Meldahl & Flessa 1990).

La bioturbation, de par les remaniements du sédiment occasionnés par les organismes fouisseurs, peut également avoir un impact sur la fracturation et la fragmentation des squelettes (Bradshaw & Scoffin 2001). L'exhumation ou l'enfouissement modifient le temps de résidence des squelettes à la surface du sédiment. La bioturbation peut ainsi moduler la durée d'exposition de ces derniers aux divers processus taphonomiques. Dans ce cas, les restes squelettiques d'un assemblage montrent souvent une grande hétérogénéité de qualité de préservation.

2. Influence de l'hydrodynamisme

Une fois morts, les organismes ne peuvent résister activement à l'hydrodynamisme du milieu. La position et l'orientation des dépouilles sont donc susceptibles de changer (Oertli, 1971 ; Brett & Baird 1986). Ainsi, en présence de courants, certains cadavres seront réorientés, en fonction de leur forme et de leur poids, de façon à présenter le moins de résistance possible. La conservation de l'orientation dans le registre fossile suggère en général un enfouissement rapide et ou un environnement peu propice à la bioturbation.

Les courants et turbulences, associés à des processus gravitaires, sont à l'origine du déplacement de certaines dépouilles, et donc de leur dépôt hors de leur zone de vie. La distance de transport dépend alors de la puissance des courants et de la résistance (passive) des individus (taille, morphologie, fixation au substrat...). Si la présence de taxons allochtones au sein d'un échantillon n'est pas toujours aisément discernable, certaines incohérences biostratigraphiques et taphonomiques permettent de mettre en lumière des mélanges de faunes issues de différentes sources (Martin 1999). Ainsi, la découverte d'associations de taxons connus pour présenter des distributions temporelles, paléoenvironnementales ou paléogéographiques strictement différentes, suggère des remaniements sédimentaires et/ou des phénomènes de transport ayant permis le mélange de ces divers taphocénoses. De même, l'association d'états de conservation très hétérogènes au sein d'un même taxon dans un échantillon, ou encore l'association de taxons fragiles bien conservés à des taxons robustes mal conservés, peuvent être révélatrices de phénomènes de transport.

L'hydrodynamisme du milieu (courants, turbulences) est un élément déterminant dans les processus de préservation/dégradation du matériel biologique. Il est donc essentiel à la compréhension et à l'interprétation des données taphonomiques. Ainsi, l'agitation et les courants perturbent le milieu de dépôt et sont à l'origine de l'altération mécanique des squelettes par impacts ou frottements. Un apport rapide de sédiments par des courants peut néanmoins induire un enfouissement rapide des spécimens, favorable à une excellente préservation.

Chez les organismes présentant un squelette composé de plusieurs unités anatomiques, la mort de l'individu, induisant la désagrégation des tissus mous, implique la disparition d'une partie des liens physiques reliant ces unités. La désarticulation d'un squelette s'effectue donc de manière passive, généralement dans un intervalle de temps relativement court (Brett & Baird 1986). L'hydrodynamisme, de par les contraintes physiques qu'il génère sur les diverses unités anatomiques, influence cependant directement la vitesse de désarticulation des squelettes. Le temps et l'énergie nécessaires à la séparation des éléments squelettiques diffèrent néanmoins d'un taxon à un autre selon la forme et les particularités structurales du squelette.

Dans des conditions de fort hydrodynamisme, charriant de nombreuses particules (dont les squelettes eux-mêmes), les squelettes peuvent subir une abrasion mécanique plus ou moins importante (Brett & Baird 1986) laissant apparaître des marques distinctives à la surface de ces derniers.

Les phénomènes d'agitation du milieu, induisant la mise en suspension dans l'eau de nombreux éléments solides, engendrent des chocs et potentiellement une fracturation voir une fragmentation des squelettes et unités anatomiques. Les contacts plus ou moins nombreux et répétés, constituent un facteur pouvant accroître les taux de fracturation et de fragmentation (Zuschin & Stanton 2001). De par la grande variabilité de morphologies et de solidité des squelettes, la résistance aux fractures et à la fragmentation est très hétérogène entre les différents taxons. Il est de plus à noter que les différentes unités composant un squelette ne présentent pas forcément la même résistance mécanique. Les individus présentant les structures anatomiques les plus fines sont bien moins résistants à l'altération physique que ceux présentant des structures massives (Brett & Baird 1986 ; Zuschin & Stanton 2001). Ainsi, en milieu agité, les squelettes ou unités anatomiques les plus fragiles sont fréquemment cassés. Un bon état de conservation de ces derniers peut lui en revanche suggérer un milieu très calme, mais pas nécessairement (enfouissement rapide, transport...). Les variations de taux de fragmentation chez ces taxons fragiles restent globalement caractéristiques de

l'énergie du milieu. Pour les squelettes ou unités anatomiques les plus robustes en revanche, la fracturation nécessite un milieu très agité (de haute énergie) et/ou un remaniement prolongé des sédiments.

Enfin, l'hydrodynamisme du milieu peut avoir un effet régulateur sur l'activité des organismes impliqués dans l'altération des squelettes. Ainsi, les organismes bio-érodants, encroûtants ou encore fousseurs (bioturbation) sont préférentiellement retrouvés dans des environnements calmes (Meldahl & Flessa 1990).

3. Conditions d'enfouissement

Lors du séjour à la surface du sédiment, le contexte physico-chimique du milieu et la vitesse d'enfouissement conditionnent l'état de conservation des spécimens (Meldahl *et al.* 1997 ; Staff & Powell 1990 ; Maeda *et al.* 2003). Le temps de résidence des dépouilles à la surface du sédiment influe ainsi sur le taux de décomposition des parties molles. Plus le temps de résidence est long, plus ces dernières sont désagrégées et plus le squelette est exposé à la chimie du milieu. Dans le cas de coquilles ou carapaces, l'espace interne ainsi laissé inoccupé peut subir un remplissage, plus ou moins avancé, par du sédiment. La vitesse d'enfouissement peut donc jouer un rôle dans la préservation de certaines structures anatomiques relativement fragiles.

Le taux de sédimentation joue donc un rôle prédominant dans la préservation des restes fossiles. Contrôlant directement la vitesse d'enfouissement des dépouilles, il permet l'isolement plus ou moins rapide de ces dernières des conditions de surface et des nombreux facteurs d'altération. Plus le taux de sédimentation sera important plus l'enfouissement sera rapide et donc plus le degré d'altération sera limité.

4. Diagenèse précoce

Suite à l'enfouissement, divers processus de diagenèse précoce peuvent entrer en jeu. Sous l'action de certains paramètres physico-chimiques propres au milieu d'enfouissement, l'interaction entre les composés d'origine organique, issues de la décomposition des parties molles, la minéralogie des squelettes et les sédiments encaissant et de remplissage, peut occasionner le déclenchement de réactions chimiques amenant à des modifications de la structure minéralogique et de la composition chimique des squelettes (Brett & Baird 1986).

Le taux d'oxygène du milieu influence la vitesse de dégradation des parties molles. En milieu oxygéné, la matière organique se dégrade en effet relativement vite. En milieu

anaérobie en revanche, la décomposition peut être grandement ralentie et les parties molles peuvent ainsi être préservées. S'il joue un rôle important à la surface du sédiment, le taux d'oxygénation influence également le devenir du squelette et des tissus mous une fois la dépouille enfouie.

La température, le pH ou encore le taux de saturation en divers espèces chimiques, tels les carbonates par exemple, sont déterminant dans la conservation ou la dissolution des structures anatomiques minérales. Ces paramètres jouent également un rôle de catalyseurs ou de tampons dans les processus de dégradation des parties molles (Plotnick *et al.* 1988). A la mort de l'organisme, les fonctions régulatrices assurant le maintien des structures anatomiques minérales disparaissent. La structure et la chimie des squelettes peuvent alors être affectées par des processus de recristallisation (Martin 1999). Ainsi sous l'action des paramètres chimiques du milieu d'enfouissement, certains composés vont se substituer aux espèces chimiques constituant le squelette (Walker & Goldstein 1999, Best & Kidwell 2000a, b). Selon la nature des substitutions, ce processus de recristallisation pourra alors occasionner une modification des structures anatomiques et un changement de la capacité de résistance des squelettes aux divers autres processus d'altération. La composition minéralogique initiale des squelettes (aragonite, calcites, apatite...) et organique des parties molles, ainsi que la morphologie générale des organismes sont donc déterminantes dans la réaction des dépouilles à ces processus diagénétiques.

5. Compaction

Enfin, la compaction des sédiments joue un rôle dans la fracturation et la déformation des squelettes. La résistance de ces derniers est alors fonction de leur taille, épaisseur, microstructure ou encore de leur état d'altération mais aussi de la nature des sédiments (Zuschin *et al.* 2003). La présence de matière organique non encore dégradée ou le remplissage précoce par du sédiment peut néanmoins limiter les effets de cette détérioration.

6. La notion de taphofaciès et son intérêt pour la reconstitution des paléoenvironnements

Comme évoqué précédemment, l'état de conservation des spécimens est influencé par les paramètres paléoenvironnementaux du milieu de dépôt et d'enfouissement des spécimens (Brachert *et al.* 1998). Les caractères taphonomiques constituent donc de potentiels marqueurs des conditions du milieu (Martin 1999). L'étude de la préservation des organismes, permet la délimitation d'unités distinctes au sein des séquences sédimentaires en fonction des conditions

d'altération (Brett & Baird 1986). Ces subdivisions constituent alors des faciès taphonomiques ou taphofaciès (Efremov 1940 ; Behrensmeyer & Kidwell 1985).

La reconnaissance et la délimitation des taphofaciès peuvent donc permettre d'établir certaines hypothèses de reconstitution des paléoenvironnements.

B. Taphonomie des ostracodes : une synthèse

1. Des différences majeures entre assemblages fossiles et faunes vivantes d'ostracodes

Le thème de la représentativité du registre fossile est une question majeure en paléontologie. Les nombreux phénomènes intervenant lors de la mort des organismes, au cours de leur enfouissement et jusqu'à leur découverte, sont susceptibles d'entraîner des modifications importantes de la composition des assemblages et de leur fidélité aux écosystèmes initiaux. Ces variations au sein des assemblages d'ostracodes ont été étudiées, à haute résolution, notamment aux travers de divers travaux effectués sur des faunes d'eau douce actuelles ou subfossiles, sur des périodes de temps variables (mois, années). Ces travaux ont ainsi permis de visualiser et d'identifier les processus impliqués et de quantifier leur impact.

Les assemblages fossiles sont souvent similaires aux assemblages de carapaces d'individus morts rencontrés à la surface des sédiments. En revanche, tous deux diffèrent des communautés vivantes locales (biocénose) par leurs compositions caractérisées par un mélange de faunes d'origines géographiques et d'âges différents (Alin & Cohen 2004). La condensation spatiale et temporelle, caractéristique des assemblages morts et fossiles contribue ainsi à une surévaluation de la diversité locale des organismes (nombre de taxons vivant sur place).

La condensation spatiale est induite notamment par divers processus de transport. La fidélité d'un assemblage (mort ou fossile) aux biocénoses initiales dépend alors souvent de la profondeur du milieu et de la nature du substrat (Park *et al.* 2003). La condensation temporelle est associée à des mécanismes de saisonnalités, ou plus généralement de remplacement périodique des biocénoses d'ostracodes. Elle est de plus influencée par les taux de sédimentation et l'intensité des remaniements du sédiment impliquant des mélanges de faunes non contemporaines.

La conservation des spécimens s'avérant sélective, de par la résistance aux processus d'altération variable d'un taxon à l'autre, il apparaît que certains taxons habituellement rares

dans les biocénoses tendent à s'accumuler dans les assemblages morts et fossiles (Alin & Cohen 2004). Ce phénomène induit par conséquent des changements importants dans la composition des assemblages, notamment dans les proportions relatives des différents taxons (Staff *et al.* 1986).

La capacité des données fossiles à retranscrire la réalité des biocénoses est donc limitée. Cependant, si les proportions des différents taxons semblent largement altérées à l'échelle locale, les données fossiles offrent souvent une assez bonne représentativité de la richesse des faunes à une échelle spatiale et temporelle plus large.

2. Expression des processus taphonomiques sur la préservation des ostracodes

Certains paramètres chimiques, physiques et morphologiques sont connus pour influencer la préservation des carapaces d'ostracodes (Whatley *et al.* 1982 ; Boomer *et al.* 2003).

Ces dernières étant carbonatées, elles sont sujettes à la dissolution. Si la préservation des squelettes et tests carbonatés est fonction des conditions chimiques du milieu et de la vitesse d'enfouissement, il est de plus à noter que la résistance à la dissolution des carapaces d'ostracodes varie également selon les taxons de par la grande diversité de taux de calcification des carapaces (Passlow 1997 ; Swanson *et al.* 1997). Les procédés d'extraction du matériel fossile peuvent également mener à la dissolution partielle ou totale de matériel fossile. En effet, si la méthode d'acétolyse à chaud utilisée ici pour l'extraction de carapaces d'ostracodes est largement adoptée, elle peut présenter des risques de dissolution partielles des carapaces (Rodrigues *et al.* 2012).

La résistance mécanique des carapaces à l'écrasement et à la fracturation est également dépendante de l'épaisseur des valves, et par extension du taux de calcification de ces dernières ainsi que de leur convexité (Kontrovitz *et al.* 1998 ; Boomer *et al.* 2003). Il existe par conséquent des différences de résistance entre taxons, entre les différents stades ontogéniques au sein d'un même taxon, entre les valves droite et gauche ou encore entre mâles et femelles (Whatley *et al.* 1982).

Les carapaces d'ostracodes sont sujettes au transport *post-mortem*. Les courants nécessaires à leur déplacement sont d'intensité relativement faible, de par leur taille et masse réduites. La taille, la forme, l'intégrité et l'orientation des carapaces peuvent de plus jouer un rôle sélectif dans le transport et le piégeage sédimentaire des carapaces. Il a ainsi pu être mis en évidence, de façon expérimentale (Kontrovitz 1975), que les carapaces complètes d'ostracodes (deux valves en connexion) nécessitent un courant moins rapide que les valves

isolées pour être déplacées. De plus, les valves présentant leur face convexe vers le haut semblent deux fois plus résistantes au courant que celles présentant leur face concave vers le haut. Cette sélectivité face au transport *post mortem* serait ici liée au rapport entre deux principaux paramètres, la surface de contact avec l'eau (et donc avec le courant), et la surface de contact avec le sédiment (frottements). La désarticulation des carapaces est également dépendante des taux de sédimentation (Orteli 1971).

Pour les taxons inéquivalves, le ratio valves gauches/valves droites peut également varier au sein des assemblages fossiles (van Harten 1986). Il est donc sensible aux phénomènes de transport du matériel fossile. La complexité variable des charnières au sein des différents taxons joue également un rôle dans la résistance à la désarticulation des valves, et influe donc indirectement sur le rapport valves gauches/valves droites observé dans les échantillons (Whatley 1988 ; Boomer *et al.* 2003). Pour des raisons pratiques, le choix a été fait lors de ce travail de comptabiliser chaque valve isolée et chaque carapace comme individu à part entière dans le calcul de l'abondance. Il est cependant à noter que cette méthode est susceptible d'introduire un biais dans le calcul de l'abondance.

De par le mode de croissance par mues des ostracodes, les assemblages vivants ou morts sont constitués de formes larvaires et adultes, exprimant des différences de taille, de forme, de masse ou encore de propriétés hydrodynamiques au sein d'une espèce donnée et entre espèces différentes. Les formes larvaires, plus petites et plus légères sont donc plus sensibles aux phénomènes de transport. Par conséquent, le rapport juvéniles/adultes est susceptible de varier au sein des assemblages en fonction des conditions du milieu (van Harten 1986 ; Whatley 1988 ; Boomer *et al.* 2003). Ainsi, plus l'hydrodynamisme est important, plus les stades larvaires (et les exuvies) et les petits spécimens ont tendance à être emportés et à sortir du système après leur mort, diminuant par conséquent le ratio juvéniles/adultes dans les assemblages.

L'étude de la conservation des spécimens d'ostracodes permet donc retracer leur histoire taphonomique et informe indirectement sur les paramètres des milieux de dépôts.

II. Taphonomie comparative des ostracodes de la coupe de Penglaitan

A. Paramètres étudiés

Dans le but d'étudier la conservation des spécimens et son évolution au cours du temps le long de la coupe de Penglaitan, plusieurs paramètres taphonomiques ont été étudiés lors de ce travail.

1. Taux d'intégrité des valves et carapaces (Ti)

$$Ti = \frac{\text{Quantité de valves et carapaces entières}}{\text{Nombre total d'individus (identifiés ou non)}}$$

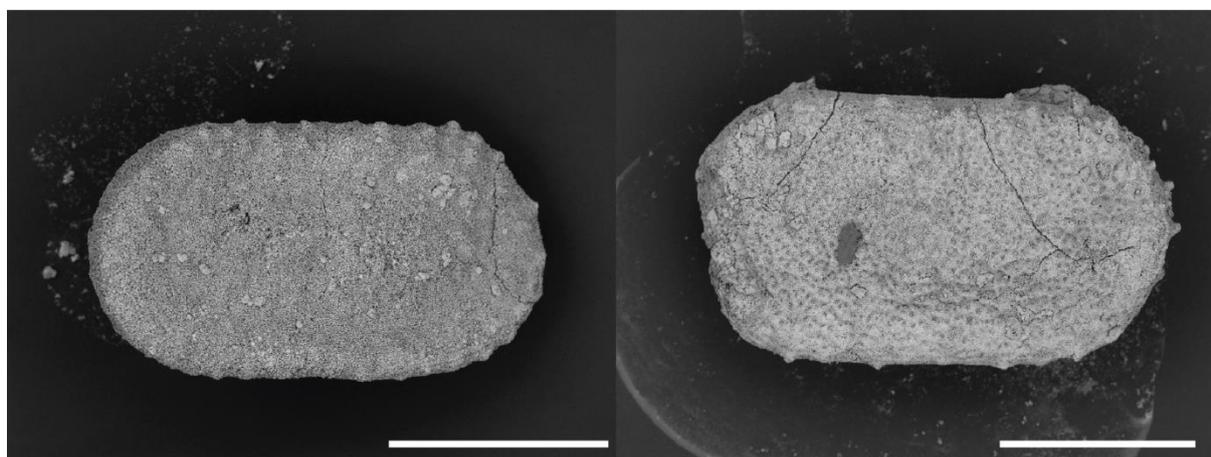


Figure 27 : Spécimens de *Roundyella? suboblunga* Wang, 1978. Valve entière à gauche, valve cassée à droite. Échelle égale à 300µm à gauche et à 400µm à droite.

Cet indice présente la proportion de valves et de carapaces conservées dans leur intégralité au sein des échantillons (Figure 27). Il correspond ainsi à l'opposé du taux de fragmentation en caractérisant l'intégrité physique du matériel fossile. Le calcul de cet indice a été réalisé en considérant l'ensemble des spécimens, identifiés ou non, prélevés dans les échantillons.

La fracturation et fragmentation des valves fossiles peuvent être directement liées

- à l'énergie du milieu de dépôt et la fréquence du remaniement sédimentaire.

L'indice Ti peut alors être considéré comme un marqueur des variations d'hydrodynamisme.

- à la prédation par des durophages ou des organismes foreurs, mais aucune trace de ces types de prédation n'est documentée chez les ostracodes avant le Crétacé (Reyment & Elewa 2003).

- à la compaction des sédiments postérieurement au dépôt et à l'enfouissement des spécimens. Une étude en lame mince permet de reconnaître le taux de fragmentation des valves lié à la compaction (les différents fragments sont tous présents et regroupés) et donc de déterminer le taux réellement lié à la dynamique sédimentaire. Cette correction n'a pas été réalisée dans l'étude de la coupe de Penglaitan faute de temps.

La méthode d'extraction du matériel fossile peut avoir eu un impact sur l'intégrité physique des spécimens. S'il semble indéniable que ce processus puisse altérer le matériel fossile, l'ensemble des échantillons ayant été traité selon le même protocole, l'étude des variations relatives entre échantillons reste pertinente.

2. Taux de connexion entre les valves (T_{co})

$$T_{co} = \frac{\text{Quantité de valves en connexion}}{\text{Nombre total d'individus}}$$

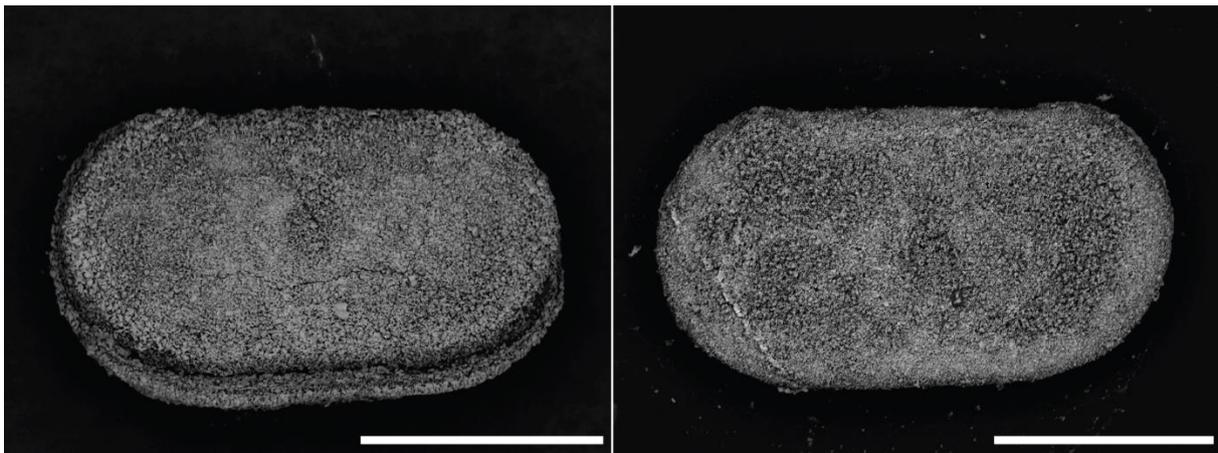


Figure 28 : Spécimens de *Roundyella? suboblonga* Wang, 1978. Spécimens présentant des valves en connexion à gauche, valve isolée à droite. Échelle égale à 500 μ m à gauche et à 300 μ m à droite.

Cet indice présente la proportion de spécimens retrouvés avec les valves en connexion dans chaque échantillon (Figure 28). Le calcul de cet indice a été réalisé à partir des spécimens identifiés, excluant les spécimens trop fragmentaires. Les différences de résistances mécaniques à la désarticulation entre taxons peuvent être ainsi considérées. Le taux de connexion correspond ainsi à l'opposé du taux de désarticulation. La désarticulation des valves peut être relativement rapide, suite à la dégradation des parties molles des organismes. Ainsi, la proportion de valves en connexion peut être utilisée comme indicateur de la vitesse d'enfouissement des spécimens (Oertli 1971 ; Fursisch & Pandey 1999, 2003).

L'énergie du milieu peut cependant jouer un rôle actif dans le processus de désarticulation et de tri des carapaces complètes ou désarticulées.

Afin d'appréhender la variabilité entre taxons, un travail portant sur les taxons présentant les abondances les plus élevées et les plus larges répartitions stratigraphiques a également été réalisé, au niveau générique. Les genres utilisés pour cette étude sont les suivants : *Roundyella*, *Microcheilinella*, *Bairdia*, *Bairdiacypris* et *Basslerella* (Figure 31).

3. État de surface des valves de la carapace (C_o)

L'indice C_o rend compte de l'état de corrosion des spécimens récupérés dans les échantillons (Figure 29). La corrosion des spécimens fossiles peut être due à divers processus chimiques (dissolution, bio-érosion...) entraînant une dégradation de l'aspect de surface des valves d'ostracode.

Le taux de corrosion est donc susceptible d'évoluer le long de la coupe en fonction des conditions environnementales.

Trois niveaux de corrosion ont été définis :

- Corrosion absente : ornementation nettement visible ou surface des valves bien lisse pour les formes non ornementées ;
- Corrosion modérée : ornementation altérée, aspect granuleux et dissolution partielle/superficielle de la surface des valves ;
- Corrosion avancée : rares éléments de carapace conservés et forte altération de la surface oblitérant l'ornementation.

La corrosion des spécimens est fonction de leur durée d'exposition aux facteurs d'altération présents dans le milieu de dépôt. L'état de corrosion peut être utilisé comme un marqueur de la vitesse d'enfouissement, et donc par extension du taux de sédimentation.

La caractérisation de la corrosion a été réalisée sur l'ensemble des spécimens photographiés.

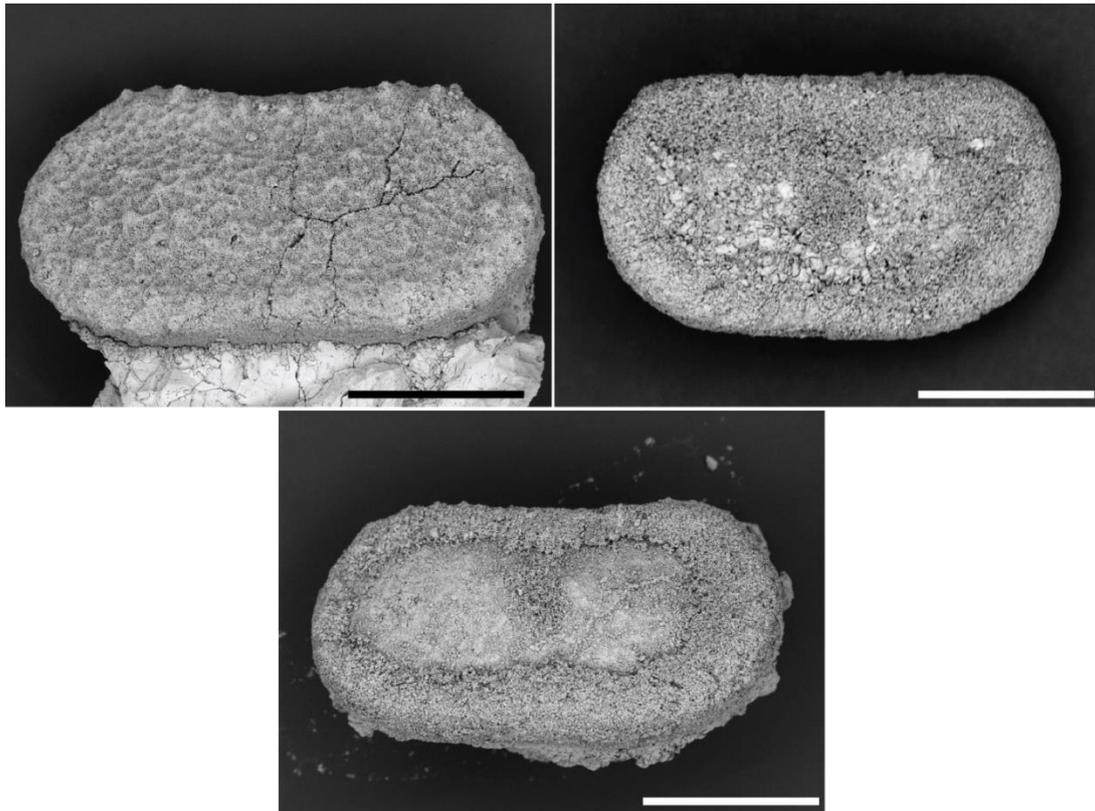


Figure 29 : Spécimens de *Roundyella? suboblunga* Wang, 1978. Corrosion absente en haut à gauche, corrosion modérée en haut à droite et corrosion avancée en bas. Échelle égale à 200µm en haut à gauche, 400 µm en haut à droite et 400µm en bas.

Afin de synthétiser les résultats sous forme de valeurs numériques, les proportions de chaque état de préservation ont été transformées en indice :

$$Co = \frac{x + 2y + 3z - 1}{2}$$

x : proportion de spécimens présentant une corrosion avancée ; y : proportion de spécimens présentant une corrosion modérée ; z : proportion de spécimens non corrodés.

Ainsi, plus la proportion de spécimens présentant une corrosion avancée sera importante, plus l'indice se rapprochera de 0. A l'inverse, plus la proportion de spécimens présentant une corrosion absente sera importante, plus l'indice se rapprochera de 1.

La technique d'acétolyse à chaud utilisée pour l'extraction des spécimens peut avoir eu un impact sur l'état de corrosion observé des spécimens (Rodrigues *et al.* 2011). Elle apparaît néanmoins comme la moins destructrice des méthodes d'extraction disponible. Si le mode de traitement peut néanmoins affecter l'état de surface des carapaces observées, chaque échantillon ayant subi le même protocole de traitement, l'étude des variations relatives entre échantillons reste pertinente.

4. Taux de spécimens identifiés au niveau générique et spécifique (I_d)

$$I_d = \frac{\text{Nombre de spécimens identifiés au rang taxonomique choisi}}{\text{Nombre total d'individus (identifiés ou non)}}$$

Ces indices caractérisent la capacité à identifier les spécimens dans un échantillon, au niveau générique (I_{dG}) ou spécifique (I_{dS}) (Figure 30). Ils sont directement dépendants de l'état de conservation des spécimens, et donc soumis aux effets de l'ensemble des phénomènes taphonomiques. Les caractères diagnostiques, nécessaires à l'identification taxonomique des spécimens, sont en effet progressivement détruits, bien que de manière sélective, au cours de l'altération des carapaces. La capacité à identifier les genres ou les espèces présents dans les échantillons est alors fonction du nombre de caractères diagnostiques préservés.

L'indice I_d résume ainsi l'impact des paramètres taphonomiques sur l'analyse systématique.

B. Méthodes utilisées

1. Classifications ascendante hiérarchiques (CAH, « Cluster analysis »)

Ce procédé exploratoire des données consiste, à partir d'un jeu de données multivariées, à regrouper des entités, ici des taxons ou des échantillons, en classes distinctes et hiérarchisées en fonction de leurs affinités ou distances. Les résultats sont figurés sous forme d'un arbre hiérarchisé (dendrogramme), présentant des branches dichotomiques.

La méthode agglomérative, utilisée lors de ce travail, se base sur l'algorithme UPGMA (« Unweighted Pair Group Method with Arithmetic mean » ; Sokal & Michener 1958). La valeur de la distance entre deux clusters est alors définie à partir du calcul de la moyenne des distances entre les individus des deux clusters (Hammer *et al.* 2001).

La représentativité du dendrogramme obtenu aux données initiales est estimée via le calcul du coefficient de corrélation cophénétique ou « Cophenetic correlation coefficient » (« Cophen. corr. » ; Sokal & Rohlf 1962). Plus ce dernier est proche de 1, plus la fidélité aux données est élevée (Kaesler 1970).

Les classifications ascendantes hiérarchiques (« Cluster analysis ») ont été réalisées à l'aide du logiciel PAST, version 3.05 (Hammer *et al.* 2001).

2. Analyses de variance (Anova)

L'Anova consiste en une comparaison de variances dans le but d'évaluer les différences de moyenne entre populations (par exemple des échantillons). La méthode utilisée lors de ce travail, nommée « Oneway Anova » permet d'examiner l'influence d'un unique facteur sur une variable. Le seuil défini pour rejeter l'hypothèse nulle (H_0 : le facteur n'a pas d'influence sur la variable) est ici fixé à 5% ($\alpha=0.05$).

Ces analyses ont ici été accompagnées de tests de Tukey (« Honestly significant difference », HSD) permettant d'identifier des valeurs significativement différentes entre populations en effectuant des comparaisons par paires.

Les analyses de variance (Anova) ont été réalisées à l'aide du logiciel R, (version 3.1.3, R Core Team 2015).

C. Résultats

1. Données de taphonomie

a. Taux d'intégrité

Pour un niveau stratigraphique donné, les valeurs de T_i sont sensiblement différentes entre les taxons étudiés (Figure 31). Une certaine sélectivité semble ici discernable, pouvant témoigner de la capacité de résistance aux contraintes physiques très variable d'un taxon à l'autre. En effet, les valeurs de T_i pour les genres *Roundyella* et *Basslerella* apparaissent ici généralement plus élevées que pour les autres genres étudiés.

Les différents taxons étudiés à Penglaitan présentent tous des variations de T_i le long de la coupe. Ce constat nous autorise donc ici à effectuer une lecture de l'évolution du contexte taphonomique au cours du temps, basée sur les mesures de T_i effectuées sur l'ensemble des spécimens récoltés (Figure 30 ; Tableau 3). Les variations de ce T_i total présentent des tendances similaires aux variations d' I_{dG} et d' I_{dS} .

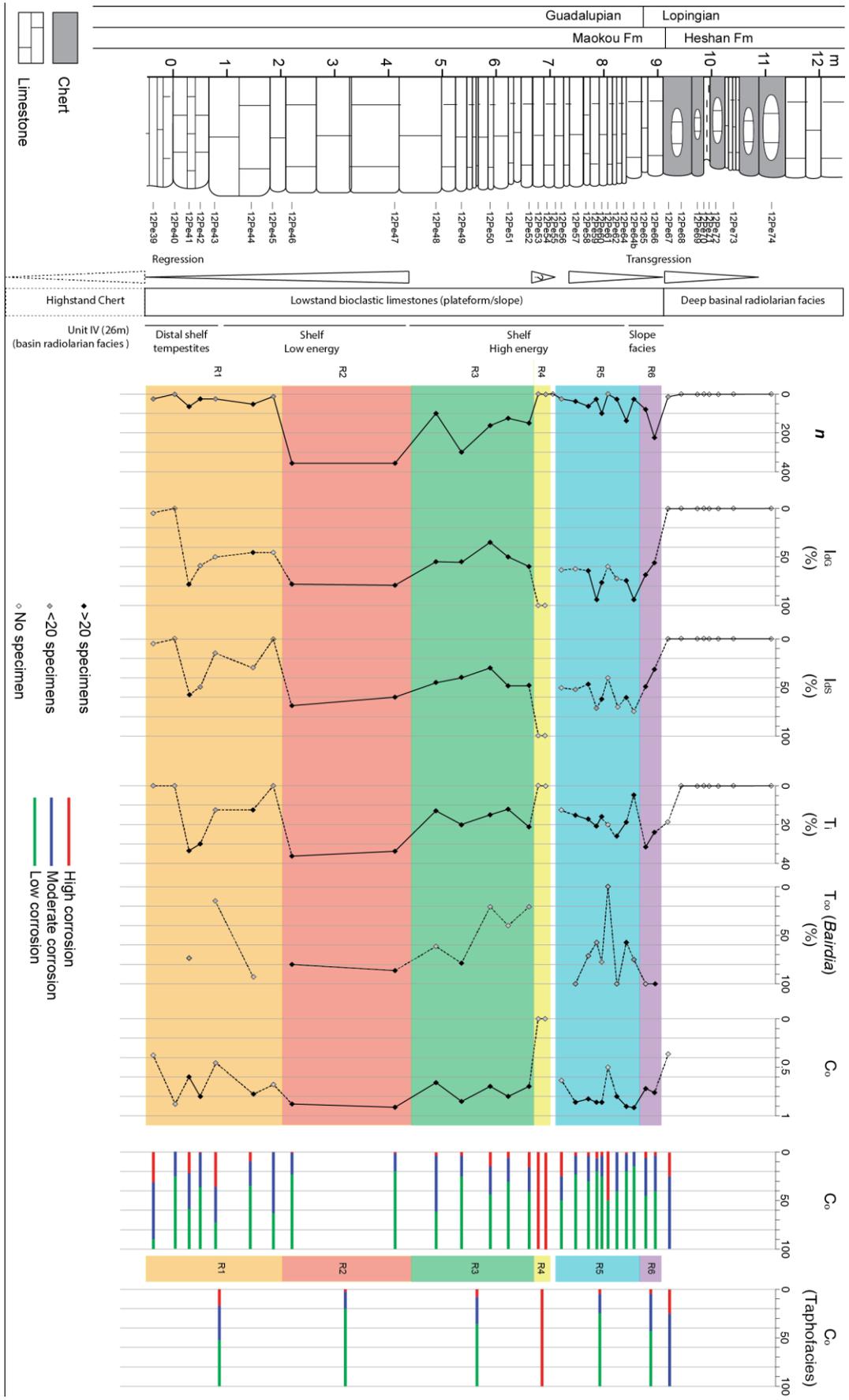
b. Taux de connexion

L'étude du T_{co} révèle l'existence d'une grande hétérogénéité de comportement entre les différents taxons face aux contraintes taphonomiques (Figure 31). Ainsi, à l'exception des échantillons 12PE46/47/54/56, où il est très peu abondant, le genre *Roundyella* présente systématiquement un taux très bas de connexion entre les valves. A l'inverse, les valves des

spécimens attribués au genre *Basslerella* sont quasi-exclusivement retrouvées en connexion. Ces genres présentant une morphologie de charnières différentes (charnière droite et dents peu développées chez les *Roundyella* ; charnière avec sillon crénelé chez les *Basslerella* ; Moore 1961), l'hypothèse d'un lien entre taux de connexion et propriétés des charnières, vérifiée dans d'autres taxons comme les brachiopodes ou les bivalves (Brett & Baird 1986) et évoquée pour les ostracodes (Whatley 1988 ; Boomer *et al.* 2003), peut ici être formulée. Les *Roundyella* présenteraient dès lors une charnière peu encline à résister à la désarticulation. A l'opposé, la capacité de maintien en connexion des valves des charnières de *Basslerella* serait très importante. Ainsi, un fort T_{co} chez les *Roundyella* pourrait indiquer un environnement très calme et/ou un taux de sédimentation très élevé. Un faible T_{co} chez les *Basslerella* pourrait être révélateur d'un milieu de haute énergie et/ou d'un taux d'enfouissement très faible.

Une étude comparative approfondie des charnières d'ostracodes paléozoïques, combinant des composantes anatomiques et biomécaniques serait nécessaire à une généralisation de ces observations.

Les autres genres étudiés pour ce travail, *Microcheilinella*, *Bairdia* et *Bairdiacypris* présentent tous trois de plus grande variabilités de T_{co} . L'évolution de ce dernier le long de la coupe de Penglaitan, présente des tendances communes chez ces taxons, notamment au sein des intervalles 12PE46-12PE52 et 12PE65-12PE67. Ces genres semblent donc présenter une résistance modérée à la désarticulation. Ce constat rend alors les variations du T_{co} potentiellement informatives en termes de paléoenvironnements. De par la potentielle dépendance à la morphologie des charnières, l'utilisation du T_{co} dans le but de retracer des variations de conditions environnementale, ne doit être réalisée qu'à partir de données acquises pour des organismes phylogénétiquement proches, comme suggéré par Boomer *et al.* (2003). Les genres *Microcheilinella* et *Bairdiacypris* bien que présentant une large répartition stratigraphique sont caractérisés par une abondance relativement limitée au sein d'un certain nombre d'échantillons. L'utilisation des valeurs obtenues pour le genre *Bairdia*, largement représenté et enregistrant des tendances similaires à ces deux genres, semble donc la plus judicieuse dans le but de d'évaluer l'évolution du taux de connexion. L'indice de connexion des valves de *Bairdia* sera donc utilisé ici pour caractériser les variations d'énergie du milieu et du taux de sédimentation (Figure 30 ; Tableau 3).



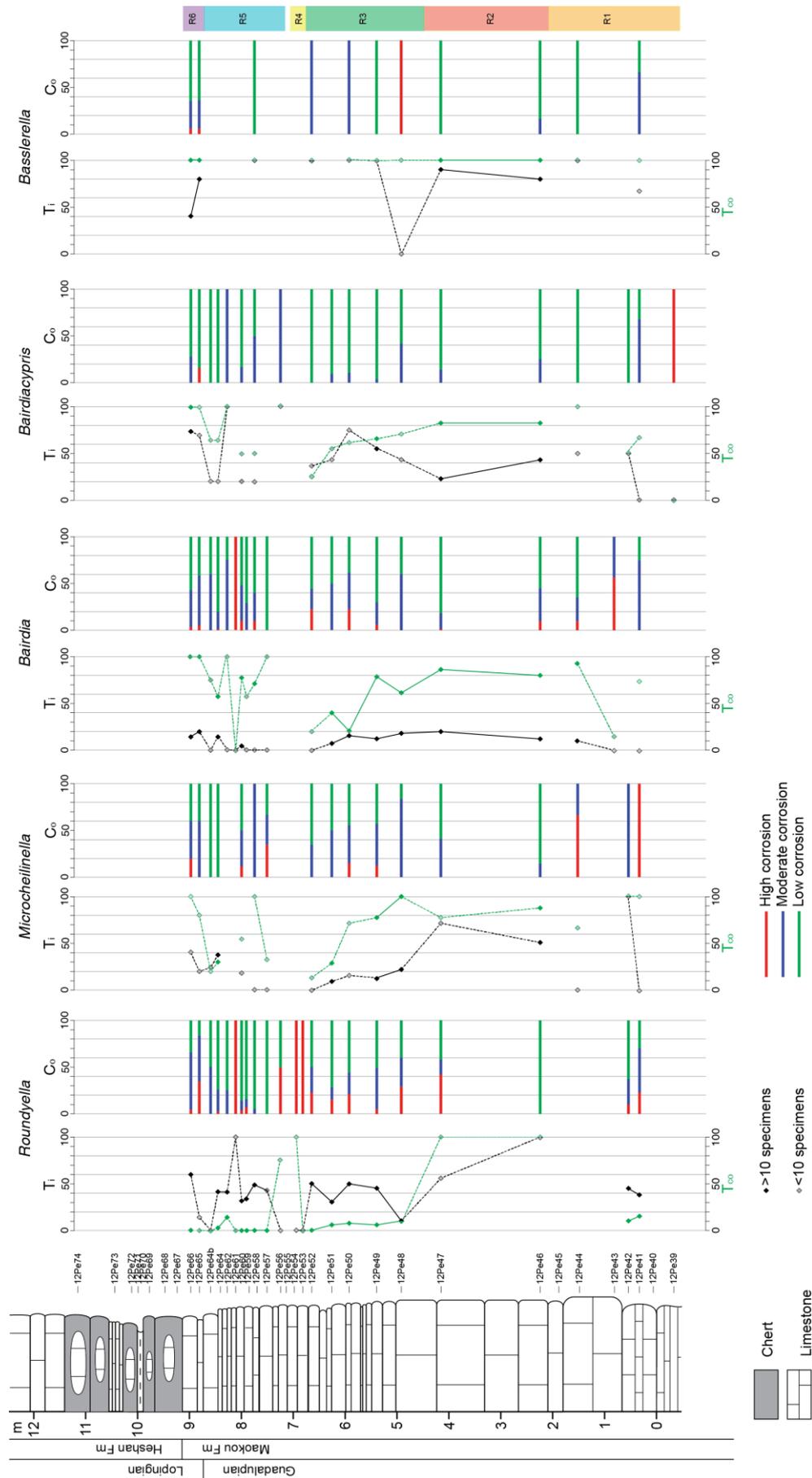


Figure 31 : Variations des paramètres de taphonomie le long de la coupe de Penglaitan pour les genres d'ostérodes les plus abondants. Mesures et calculs effectués pour chaque échantillon indépendamment. T_i : taux d'intégrité, T_{co} : taux de connexion et C_0 : état de surface. R0 à R6 : regroupements basés sur les données de taphonomie et les compositions spécifiques des assemblages d'ostérodes.

c. Taux corrosion

L'étude du C_o révèle également l'existence d'une grande hétérogénéité de conservation entre échantillons et entre les différents taxons d'un même échantillon (Figure 31). Aucune logique simple ne ressort cependant des comparaisons effectuées. En effet, un taxon moins bien conservé qu'un autre dans un échantillon, peut être mieux préservé que ce dernier dans un autre échantillon. Ces hétérogénéités de préservation témoignent de mélanges d'ostracodes issus de plusieurs environnements dans certains des niveaux stratigraphiques étudiés (remaniements, condensation spatiales des tapho-faunes). L'absence de différentiels constants entre taxons pourrait indiquer un impact minimal des méthodes d'extraction par acétolyse à chaud.

Echantillons	n	I_{dg}	I_{ds}	T_i	T_{co}	C_o
68-74						
67	16	0	0	0,1875		0,375
66	232	0,56034483	0,32327586	0,23706897	1	0,77741935
65	86	0,68604651	0,47674419	0,3255814	1	0,72857143
64bis	24	0,91666667	0,75	0,04166667	0,75	0,91666667
64	143	0,76923077	0,61538462	0,1958042	0,58490566	0,89473684
62	23	0,73913043	0,69565217	0,26086957	1	0,80555556
61	5	0,6	0,2	0,2	0	0,5
60	116	0,78448276	0,62931034	0,1637931	0,77777778	0,85483871
59	23	0,91304348	0,73913043	0,2173913	0,57142857	0,86
58	58	0,63793103	0,46551724	0,17241379	0,72727273	0,82432432
57	26	0,61538462	0,53846154	0,15384615	1	0,86111111
56	8	0,625	0,5	0,125		0,625
55						
54	1	1	1	0		0
53	3	1	1	0		0
52	161	0,60248447	0,49689441	0,2173913	0,22222222	0,71276596
51	135	0,4962963	0,48148148	0,12592593	0,4	0,80714286
50	154	0,33766234	0,30519481	0,14935065	0,21428571	0,71186441
49	294	0,55102041	0,3877551	0,20748299	0,78181818	0,85602094
48	103	0,54368932	0,45631068	0,13592233	0,625	0,66666667
47	358	0,79888268	0,60614525	0,33519553	0,86861314	0,91059603
46	361	0,7700831	0,67313019	0,3601108	0,8	0,8765625
45	11	0,45454545	0	0		0,6875
44	47	0,44680851	0,27659574	0,12765957	0,92307692	0,78333333
43	18	0,5	0,16666667	0,11111111	0,16666667	0,45454545
42	22	0,59090909	0,54545455	0,31818182		0,8
41	63	0,77777778	0,57142857	0,33333333	0,75	0,6
40	4	0	0	0		0,875
39	18	0,05555556	0,05555556	0		0,38888889

Tableau 3 : Valeurs des différents paramètres taphonomiques. n : abondance en spécimens, I_{dg}/I_{ds} : proportion de spécimens identifiés au niveau générique et spécifique respectivement, T_i : taux d'intégrité, T_{co} : taux de connexion, C_o : taux de corrosion.

2. Taphofaciès

Dans le but d'identifier et de délimiter les différents contextes de conservation du matériel fossile potentiellement présents le long de la coupes de Penglaitan, une classification ascendante hiérarchique (CAH, « cluster analysis ») a été réalisée (Figure 32) à partir des données de taphonomie (présentées sous forme de fréquences : $0 < x < 1$). L'indice de distances euclidiennes (Krebs 1989), permettant le calcul de distance géométrique dans un espace multidimensionnel, communément appliqué à ce format de données, a ici été choisi pour la réalisation de la CAH. Les valeurs de T_{co} n'étant pas disponibles pour tous les échantillons, cette analyse n'a été effectuée qu'à partir des valeurs de T_1 et de C_o .

La topologie obtenue permet ici de distinguer trois ensembles, ou clusters, relativement distincts les uns des autres. Les clusters figurés en jaune et en orange regroupent ici la majorité des échantillons caractérisés par un mauvais état de préservation du matériel fossile.

À l'exception que quelques échantillons (surlignés en orange), le cluster figuré en bleu regroupe des échantillons caractérisés par un état de préservation relativement moyen à bon.

Si les distances entre ces trois clusters sont relativement conséquentes, les distances entre échantillons au sein de ces clusters sont en revanche faibles. Seule une distinction entre des extremums de conservation semble ici possible.

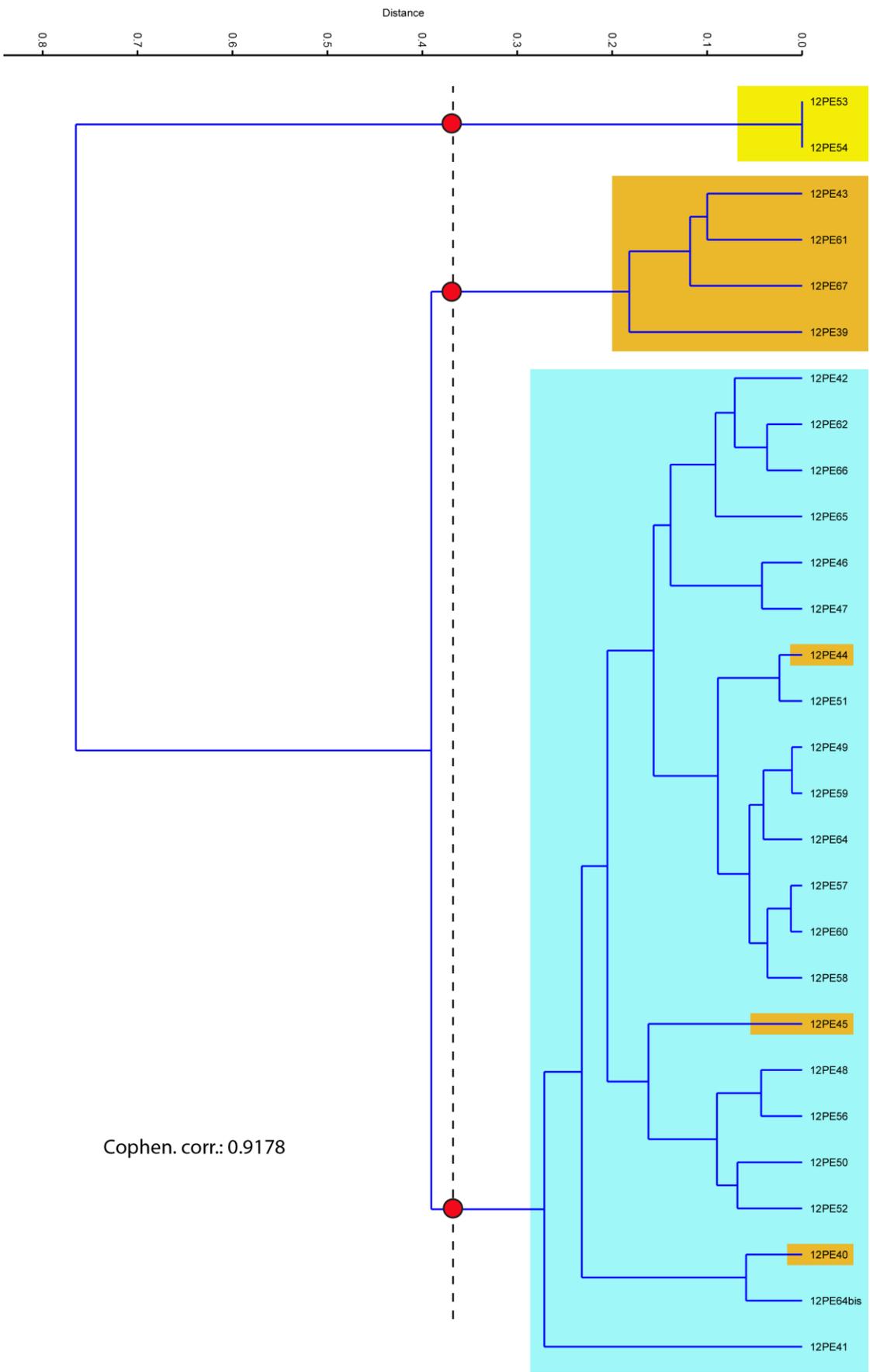


Figure 32 : Classification ascendante hiérarchique réalisée à partir des données de taphonomie présentant les associations d'échantillons en fonction des distances euclidiennes. Cophen. corr. : Cophenetic correlation coefficient.

3. Cohérence entre faciès sédimentaires et taphonomiques

Des analyses de variances (Anova) ont été réalisées afin de caractériser le comportement des indices taphonomiques vis-à-vis des informations sédimentologiques issues de la littérature. Les échantillons présentant un nombre de spécimens inférieur à 5 n'ont pas été pris en compte lors de ces analyses (12PE40, 53 et 54). Les résultats obtenus sont présentés sous forme de boîtes à moustache (« box plots » ; Figure 33 ; Annexe 1).

Si des différences sont observables pour certains paramètres taphonomiques entre les faciès, elles ne sont pour la plupart pas statistiquement significatives. Seule C_o présente des valeurs significativement plus faibles à la base de la coupe (faciès 1 : « Distal shelf, tempestite) que dans les autres faciès, indiquant un niveau de corrosion plus avancé.

Ces résultats semblent ici caractériser des milieux de dépôts relativement proches sur une zone restreinte de la plateforme carbonatée impliquant donc des variations de profondeur limitées. Il est néanmoins important de préciser que le nombre relativement faible d'échantillons étudiés limite la précision de ces analyses.

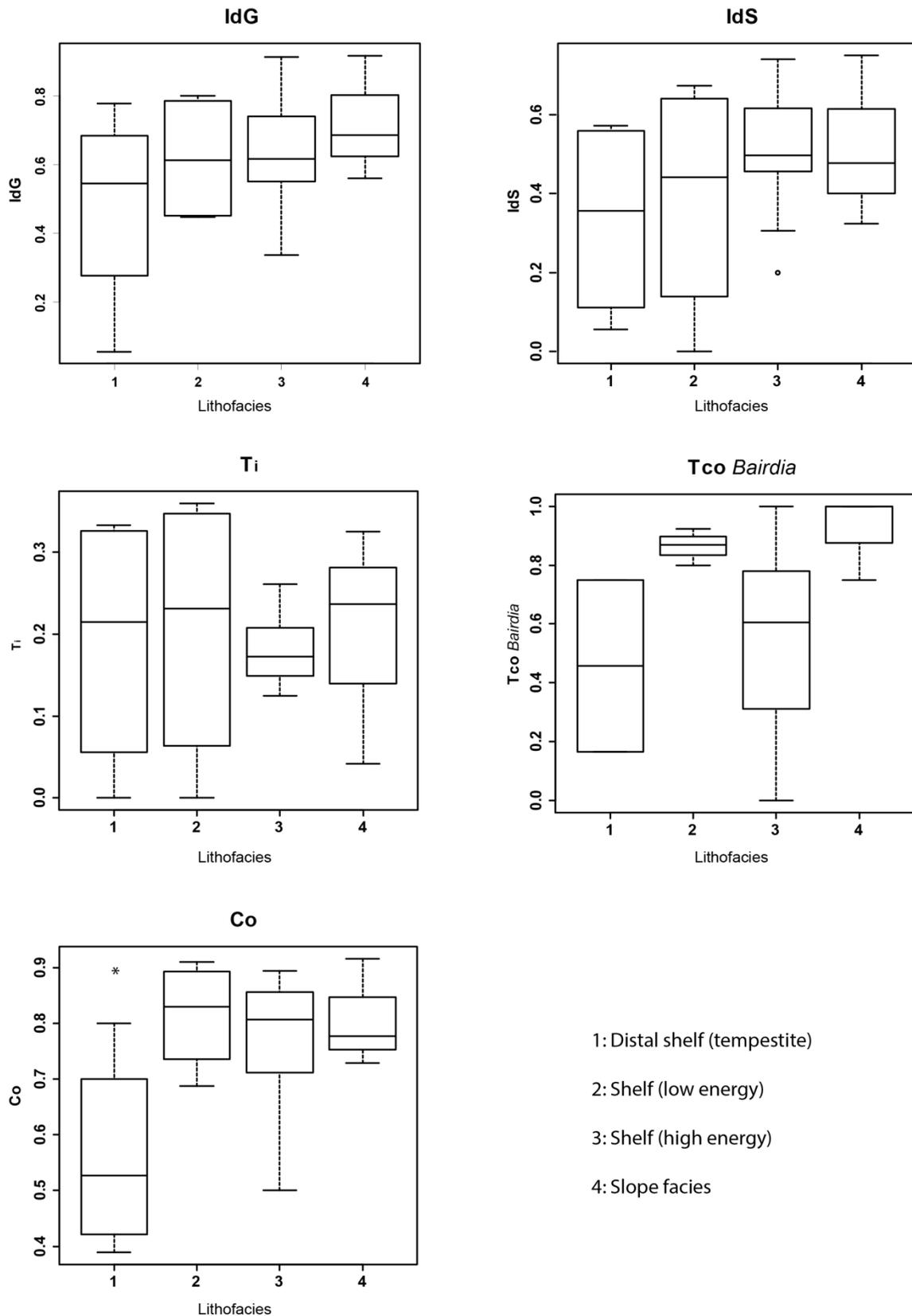


Figure 33 : Boîtes à moustaches (« box plot ») illustrant les résultats des analyses de variances (Anova) réalisées sur des données de taphonomie. I_{dG} / I_{dS} : proportion de spécimens identifiés au niveau générique et spécifique respectivement, T_i : taux d'intégrité, T_{co} : taux de connexion et C_o : état de surface. * : facies significativement différents des autres.

4. Structure des assemblages taxonomiques

Les ostracodes étant fortement liés aux conditions environnementales du milieu et sensibles à leurs variations, les similarités ou différences de composition entre les assemblages le long de la coupe de Penglaitan peuvent refléter des changements du contexte environnemental. Une classification ascendante hiérarchique a été réalisée à partir des données de répartition des espèces à Penglaitan (Figure 34), en Q-mode (associations de taxons) et S-mode (associations d'échantillons ; Conesa *et al.* 2006 ; Olszewski & Patzkowsky 2001). Dans le but de caractériser et de délimiter les différents contextes environnementaux potentiellement enregistrés le long de la coupe, l'étude suivante a donc été réalisée à partir des résultats obtenus en mode S. Afin de limiter l'impact de l'hétérogénéité de taille entre échantillons, cette analyse a été effectuée via l'utilisation de l'indice de Raup-Crick (Raup & Crick, 1979), communément utilisé dans les études paléoécologiques, sédimentologiques et paléobiogéographiques (Cascales-Miñana 2010 ; Cleal 2008 ; Martinez & Del Rio 2002 ; Sohrabi & Jin 2013, Song & Gong 2016 ; Williams *et al.* 2007) basée sur des données binaires (présence (1) /absence (0) ; Figure 34). Afin de ne conserver que les taxons et échantillons informatifs, seuls les espèces présentes dans plus d'un échantillon et les échantillons contenant au moins deux espèces ont été pris en compte dans cette analyse.

La topologie de l'arbre (Figure 34) permet de distinguer des clusters reflétant la stratigraphie. Nous pouvons ainsi distinguer en rouge un cluster regroupant les échantillons 12PE46 et 47, en vert un cluster regroupant les échantillons 12PE48 à 52, en bleu un cluster regroupant les échantillons 12PE57 à 64 bis et en violet un cluster regroupant les échantillons 12PE65 et 66. Les échantillons correspondants à la base de la coupe sont en revanche dispersés dans l'arbre, rattachés ou inclus au sein des divers clusters précédemment cités. La différence de composition en taxons entre ces échantillons de la base de la coupe pourrait caractériser des dépôts sédimentaires remaniés, provenant de plusieurs environnements de dépôt différents.

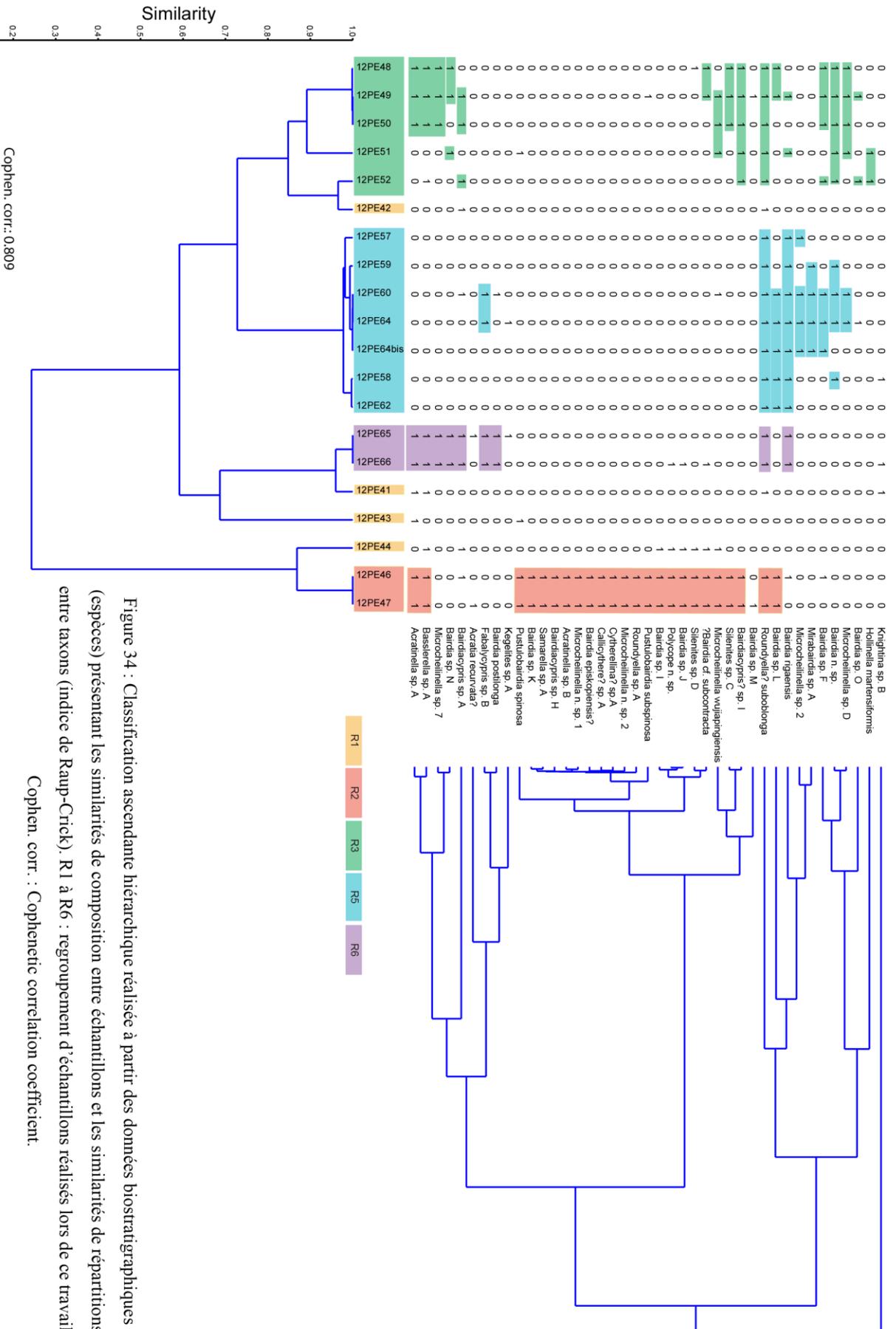


Figure 34 : Classification ascendante hiérarchique réalisée à partir des données biostratigraphiques (espèces) présentant les similarités de composition entre échantillons et les similarités de répartitions entre taxons (indice de Raup-Crick). R1 à R6 : regroupement d'échantillons réalisés lors de ce travail. Cophen. corr. : Cophenetic correlation coefficient.

5. Définition d'unités stratigraphiques reflétant des conditions paléoenvironnementales distinctes

La combinaison de l'ensemble des informations liées à la conservation des spécimens et à la distribution stratigraphique des espèces (Figure 32 et 34 ; Tableau 3) permet ici de délimiter six unités stratigraphiques (R1 à R6) définies par des propriétés de conservation et des compositions fauniques propres (Figure 30).

L'unité R1 (12PE39-12PE45) est caractérisée par une grande hétérogénéité d'abondance en spécimens (n), de composition des assemblages et de valeurs des divers paramètres taphonomiques. La base de la coupe (12PE39 et 40) est ainsi caractérisée par une abondance n faible, un taux d'identification au niveau générique (I_{dG}) et spécifique (I_{dS}) très faible à nul, témoignant d'un mauvais état de conservation générale. Le taux d'intégrité (T_i) y est en effet nul et le degré corrosion (C_o) variable (très avancé au sein de l'échantillon 12PE39). Aucun spécimen du genre *Bairdia* n'ayant été identifié dans cet intervalle, aucune donnée sur le T_{co} n'est ici présentée. Les échantillons 12PE41 et 12PE42 sont eux caractérisés par un n légèrement plus important, bien que toujours faible. L' I_{dG} et I_{dS} y sont élevés (entre 55 et 78%), témoignant d'une bonne conservation générale du matériel fossile. Le T_i y est élevé et le taux de connexion (T_{co}) relativement élevé (12PE41). Le C_o est lui relativement modéré. L'intervalle 12PE43 à 12PE45 est enfin caractérisé par un n faible, un I_{dG} moyen (environ 50%) et un I_{dS} faible bien que variable (0 à 28%). Le T_i y est faible à très faible. Le T_{co} est très variable. Il apparaît ainsi très faible en 12PE43 et très élevé en 12PE44. Le C_o paraît de même très variable. En effet relativement avancé en 12PE43, il est plus modéré en 12PE44 et 12PE45.

L'unité R2 (12PE46-12PE47) caractérisée par un n élevé, le plus élevé enregistré à Penglaitan, présente un I_{dG} très élevé (environ 80%) et un I_{dS} élevé (environ 65%). Le T_i relevé dans les échantillons de cette unité est le plus fort enregistré à Penglaitan (33 à 36%). Le T_{co} est également très élevé (80 à 86%). Le C_o y est de plus très peu avancé.

L'unité R3 (12PE48-12PE52), caractérisée par un n moyen, présente un I_{dG} et un I_{dS} moyens. Le T_i est modéré. Le T_{co} , décroissant, varie de relativement élevé à faible. Le C_o semble ici légèrement plus avancé qu'en R2.

L'unité R4 (12PE53-12PE54), caractérisée par un n très faible, présente un I_{dG} et un I_{dS} élevés (100%) car constitué quasi exclusivement de spécimens du genre *Roundyella*, facilement identifiables. Le T_i est nul, le C_o est lui très avancé. En revanche, le T_{co} , ici exclusivement calculé au niveau du genre *Roundyella* est très variable (Figure 31).

L'unité R5 (12PE56-12PE64bis), caractérisée par un n relativement faible mais croissant, présente un I_{dG} et un I_{dS} moyens à élevés, un T_i moyen, un T_{co} très hétérogène mais globalement élevé et un C_o peu avancé.

L'unité R6 (12PE65-12PE66) caractérisée par un n faible à moyen, présente un I_{dG} et un I_{dS} moyens. Le T_i y est moyen à élevé, le T_{co} maximal et le C_o relativement modéré.

III. Discussion

A. Évolution des conditions paléoenvironnementales

1. Interprétations

Les variations du taux d'intégrité (T_i) des valves peuvent être interprétées comme révélatrices du niveau d'agitation du milieu de dépôt (Brett & Baird 1986). Les variations du taux de connexion (T_{co}) et de l'état de corrosion (C_o) sont ici considérées comme caractéristiques du temps de résidence des carapaces à la surface du sédiment, et donc du taux de sédimentation (Brett & Baird 1986 ; Zuschin & Stanton 2001). Les paramètres de conservation associés aux regroupements d'échantillons présentés précédemment semblent alors correspondre en grande partie aux lithofaciès et aux données fossiles présentées dans la littérature (Mei *et al.* 1998 ; Jin *et al.* 1998 ; Jin *et al.* 2006 ; Shen *et al.* 2007 ; Ehiro & Shen 2008 ; Wignall *et al.* 2009a ; Qiu *et al.* 2014).

L'hétérogénéité des paramètres taphonomiques et des associations de taxons (Figure 30, 32, 34 ; Tableau 3) en R1 semble suggérer un remaniement de dépôts provenant d'environnements différents. Ainsi l'intervalle 12PE39 à 12PE40, de par un T_i nul et un C_o avancé pourrait être associé à un milieu de dépôt présentant un hydrodynamisme relativement fort, couplé à un taux de sédimentation faible. L'intervalle 12PE41 à 12PE42, de par un T_i et un T_{co} élevés et un C_o modéré pourrait lui être associé à un milieu calme, couplé à un taux de sédimentation modéré. Les valeurs de ces indices semblent ici relativement proches de celles observées plus haut dans la coupe (en R6 par exemple ; Figure 30). La composition spécifique des assemblages au sein de cet intervalle (Figure 32) indique de plus ici des similarités avec les faunes présentes en R3 et R6. Au sein de l'intervalle 12PE43 à 12PE45, le faible T_i relevé pourrait caractériser un milieu présentant un hydrodynamisme d'intensité relativement élevée. Le T_{co} le C_o très variables entre la base et le sommet de l'intervalle, pourraient eux

caractériser un taux de sédimentation croissant, de faible à modéré. Les échantillons 12PE43 et 12PE45 ne contenant cependant qu'un faible nombre de spécimens, l'interprétation de ces valeurs reste néanmoins délicate. Si la composition faunique de l'échantillon 12PE43 rend discutable sa position dans le dendrogramme précédemment illustré (Figure 34), la composition de l'échantillon 12PE44 présente en revanche de fortes similarités avec R2. Les variations importantes et chaotiques de taphonomie et de compositions fauniques entre les différents échantillons de cette unité, suggèrent ici des remaniements sédimentaires. Ces résultats semblent en cohérence avec les données lithologiques présentées dans la littérature qui indiquent un dépôt en faciès de tempêtes (« packstone of tempestite facies », Jin *et al.* 2006). La distribution stratigraphique de ce faciès de tempêtes apparaît néanmoins ici légèrement plus étendue. Le sommet de l'unité R1 présentant en effet des données taphonomiques suggérant un hydrodynamisme relativement élevé, le faciès de basse énergie évoqué dans la littérature ne semble enregistré qu'à partir de l'échantillon 12PE46. La composition faunique au sommet de R1, présentant de forte similarité avec R2, pourrait néanmoins caractériser une transition entre faciès de tempête et faciès de faible énergie.

En R2, le T_i et le T_{co} élevés ainsi que le C_o très peu avancé pourraient caractériser un milieu de dépôt présentant une très faible énergie couplée à un taux de sédimentation important. De plus, le taux de connexion, élevé pour le genre *Bairdia*, choisi comme référence, est également élevé au sein du genre *Roundyella* (Figure 31), considéré ici comme potentiellement très sensible à la désarticulation. La grande diversité spécifique observée au sein de cette unité, caractérisée notamment par un grand nombre de taxons exclusifs, semble suggérer un milieu optimal pour l'épanouissement et à la préservation des ostracodes. Ces indices supplémentaires semblent donc renforcer l'hypothèse d'un milieu très calme et d'un enfouissement rapide. Ces résultats sont donc cohérents avec un faciès de basse énergie, correspondant à un milieu de dépôt légèrement plus proximal que R1, soumis à un plus fort apport en sédiment. La transition entre la zone soumise à l'action des vagues de tempêtes (R1) et cette zone calme pourrait alors être expliquée par la présence d'une barrière sableuse protectrice (dune ?).

En R3, le T_i moyen et le C_o modéré, tous deux fluctuants, pourraient suggérer un milieu présentant un hydrodynamisme d'intensité moyenne couplé à un taux de sédimentation modéré caractéristique d'un environnement plus proximal que R2. Ils sont cohérents avec un faciès proximal, si ce n'est de haute énergie comme suggéré dans la littérature, au moins de plus haute énergie que R2. L'agitation du milieu pourrait expliquer les taux d'enfouissement globalement plus lent qu'en R2, du fait d'un remaniement plus fréquent de la surface des

sédiments. Bien qu'essentiellement issues d'échantillons contenant relativement peu de spécimens, les valeurs décroissantes du T_{co} pourraient caractériser une séquence évoquant une augmentation progressive de l'agitation du milieu, cohérente avec les hypothèses de régression.

L'unité R4 est caractérisée par un T_i nul et le C_o le plus avancé enregistré à Penglaitan. Aucun spécimen du genre *Bairdia* n'ayant été identifié dans cet intervalle, aucune donnée sur le T_{co} ne peut être mesurée. Le faible taux d'intégrité suggère ici un hydrodynamisme relativement fort. L'état avancé de corrosion, suggère un très faible taux de sédimentation. Ces résultats pourraient donc évoquer un milieu de dépôt très proximal, très peu profond, soumis aux régimes de marée, voire à des phases d'émersion, induisant donc potentiellement un fort remaniement des sédiments. Cette unité pourrait alors marquer le maximum de la phase de régression. Des spécimens de *Roundyella*, potentiellement très sensibles à la désarticulation, y ont été retrouvés avec les valves en connexion (Figure 31), mais en très faible quantité. La présence de *Roundyella* en connexion, incohérente avec les valeurs de T_i et de C_o , pourrait résulter d'un mélange de faunes d'ostracodes suite au fort remaniement des sédiments induit par le régime de marée.

En R5 le T_i globalement moyen est semblable à celui observé en R3. L'augmentation progressive du T_i au sein de l'unité évoque une diminution progressive de l'hydrodynamisme. Ces résultats paraissent cohérents avec l'hypothèse d'un début de transgression évoquée dans la littérature. Le C_o peu avancé, présente des valeurs proches de celles observées en R3, quoique plus constantes. Les données de taphonomie suggèrent donc un milieu présentant un hydrodynamisme modéré proche de celui observable en R3 et un taux de sédimentation proche voir légèrement plus important ou plus stables qu'en R3. Les données biostratigraphiques (Figure 34), révélant de plus une certaine similarité entre les faunes de R3 et R5, les environnements de dépôts R3 et R5 sont ici interprétés comme identiques. Les valeurs très hétérogènes du T_{co} , essentiellement issues d'échantillons contenant relativement peu de spécimens, bien que globalement élevées ne présentent pas ici de tendance particulière.

En R6, un découplage du T_i et du T_{co} , avec le C_o est observé. Le T_i , élevé, est proche de celui observé en R2. Le T_{co} est ici le plus élevé enregistré à Penglaitan (100%). Le C_o est lui en revanche plutôt moyen. Ces résultats pourraient suggérer un milieu relativement calme couplé à une vitesse modérée de sédimentation. Les données obtenues en R6 évoqueraient alors une transition d'un environnement proximal agité associé à des taux relativement élevés (bien que fluctuant) de sédimentation en R5 vers un environnement calme associé à un taux de sédimentation plus faible en R6. Ces résultats semblent dès lors en accord avec les

hypothèses suggérant une phase de transgression. Les valeurs obtenues n'étant pas significativement différentes de celles obtenues pour les autres regroupements d'échantillons (« Slope facies » ; Figure 33), les résultats ne semblent en revanche pas induire la mise en place d'un milieu de dépôt radicalement plus profond. De plus, le travail de systématique présenté précédemment n'as pas permis d'identifier de taxons caractéristiques de milieux profonds. Le milieu de dépôt de R6 correspondrait néanmoins au plus profond des environnements identifiés à Penglaitan. Préservé de l'agitation mais également éloigné des principales sources d'apports en sédiment, ce dernier pourrait en effet se situer sous la zone d'action des vagues de tempêtes.

2. Proposition de reconstitution

Les particularités de ces regroupements d'échantillons présentent globalement une forte cohérence avec les conclusions des analyses lithologiques et paléontologiques évoquées dans la littérature sur la coupe de Penglaitan. Les données taphonomiques enregistrées au niveau des faunes d'ostracodes, associées aux données de répartition biostratigraphiques, apparaissent donc ici comme de bons indicateurs des conditions environnementales du milieu. Un modèle de reconstitution paléoenvironnementale basé sur les données de taphonomie et de biostratigraphie des ostracodes a été élaboré (Figure 35). L'évolution temporelle des faciès enregistre ici la fin d'un processus de régression et le début d'un l'épisode transgressif (Jin *et al.* 2006 ; Wignall *et al.* 2009a ; Qiu *et al.* 2014) qui peut être reconnu à partir de l'analyse taphonomique.

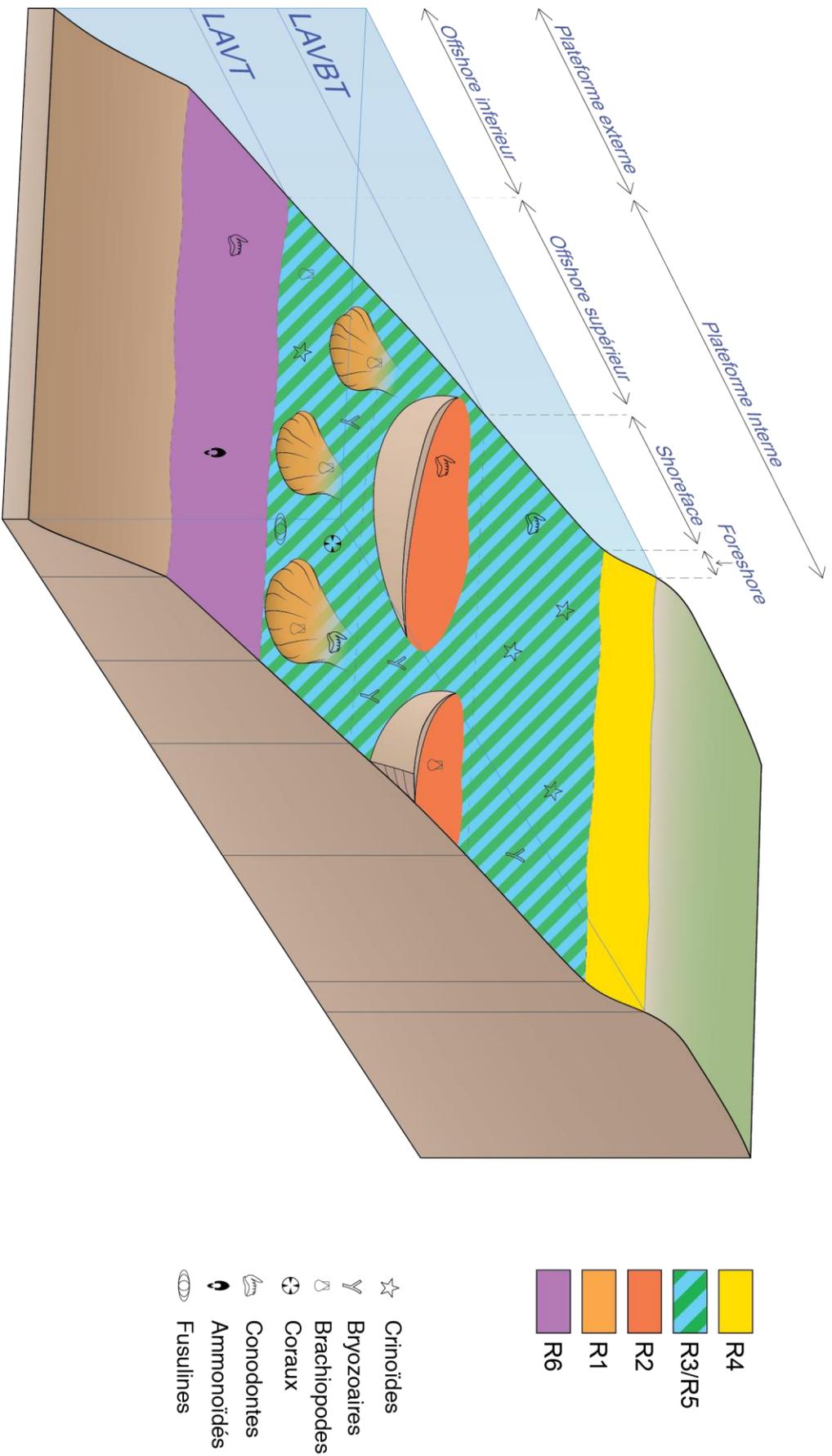


Figure 35 : Modèle de reconstruction paléoenvironnementale basé sur les données de taphonomie des ostracodes de la coupe de Penglaitan. LAVBT : limite d'action des vagues de beau temps, LAVT : limite d'action des vagues de tempête. R1 à R6 regroupement d'échantillons basés sur les données de taphonomie et de biostratigraphie. Conodontes et fusulines d'après Jin et al. (1998, 2006) et Mei et al. (1998) ; Crinoïdes d'après Jin et al. (2006) ; Brachiopodes d'après Jin et al. (2006) et Chen et al. (2009) ; Coraux et bryozoaires d'après Wignall et al. (2009a) ; Ammonoïdés d'après Ehiri & Shen (2008).

3. Comparaison aux données de paléoécologie des ostracodes.

Dans le but de comparer les résultats de taphonomie obtenus à Penglaitan aux connaissances sur la paléoécologie des familles d'ostracodes (Chapitre II), une reconstitution basée sur ces dernières a été réalisée. La grande plasticité écologique reconnue au sein de la plupart de ces familles ne permettant pas une délimitation précise en termes de profondeur ou de distance à la cote, trois grands ensembles écologiques ont été définis afin d'étudier de manière qualitative les variations paléoenvironnementales. La terminologie adoptée est basée sur le modèle de Pérès & Picard 1964 (défini sur la base de nombreuses variables notamment biologiques et écologiques) :

-Médiolittoraux : environnement euryhalin dans la zone de balancement des marées : Hollinidae, Paraparchitidae, Cavellinidae, Kloedenellidae, Healdiidae.

-Infralittoraux : plateforme proximale, hors de la zone de balancement des marées, présentant une salinité normale : Amphissitidae, Kirkbyidae, Kellettinidae, Scrobiculidae, Youngiellidae.

-Ubiquistes : tout environnement de plateforme présentant une salinité et une oxygénation normale : Polycopidae, Aparchitidae, Bairdiidae, Acraatiidae, Cytheridae, Bairdiocyprididae, Sigilliidae.

Seuls les échantillons présentant au moins 10 spécimens associables à ces ensembles écologiques ont été pris en compte dans cette analyse. La proportion de spécimens associée à ces groupes écologiques est présentée pour chaque échantillon au sein de la Figure 36.

Si la base de la coupe est composée de sédiments déposés en contexte de tempête, les informations paléoécologiques suggèrent, comme évoqué précédemment, un contexte paléoenvironnemental relativement proche entre les échantillons 12PE43 et 44 et les échantillons 12PE46 et 47.

L'intervalle 12PE46 à 47 est caractérisé par une large dominance de taxons associés à des environnements présentant une certaine stabilité de salinité et d'oxygénation. Ces résultats sont en accord avec les conclusions précédentes évoquant un milieu calme.

Au sein de l'intervalle 12PE47 à 12PE52, les résultats présentent une diminution, d'abord progressive entre 12PE47 et 12PE49 puis brutale jusqu'en 12PE52, des ostracodes « ubiquistes » au profit de ceux adaptés à des milieux plus proximaux. Ces résultats semblent témoigner d'une baisse progressive du niveau marin caractérisée par une augmentation de l'agitation du milieu et des variations de salinité et d'oxygénation. Le sommet de la coupe (échantillon 12PE57 à 12PE66) présente lui une tendance inverse, suggérant une phase de transgression.

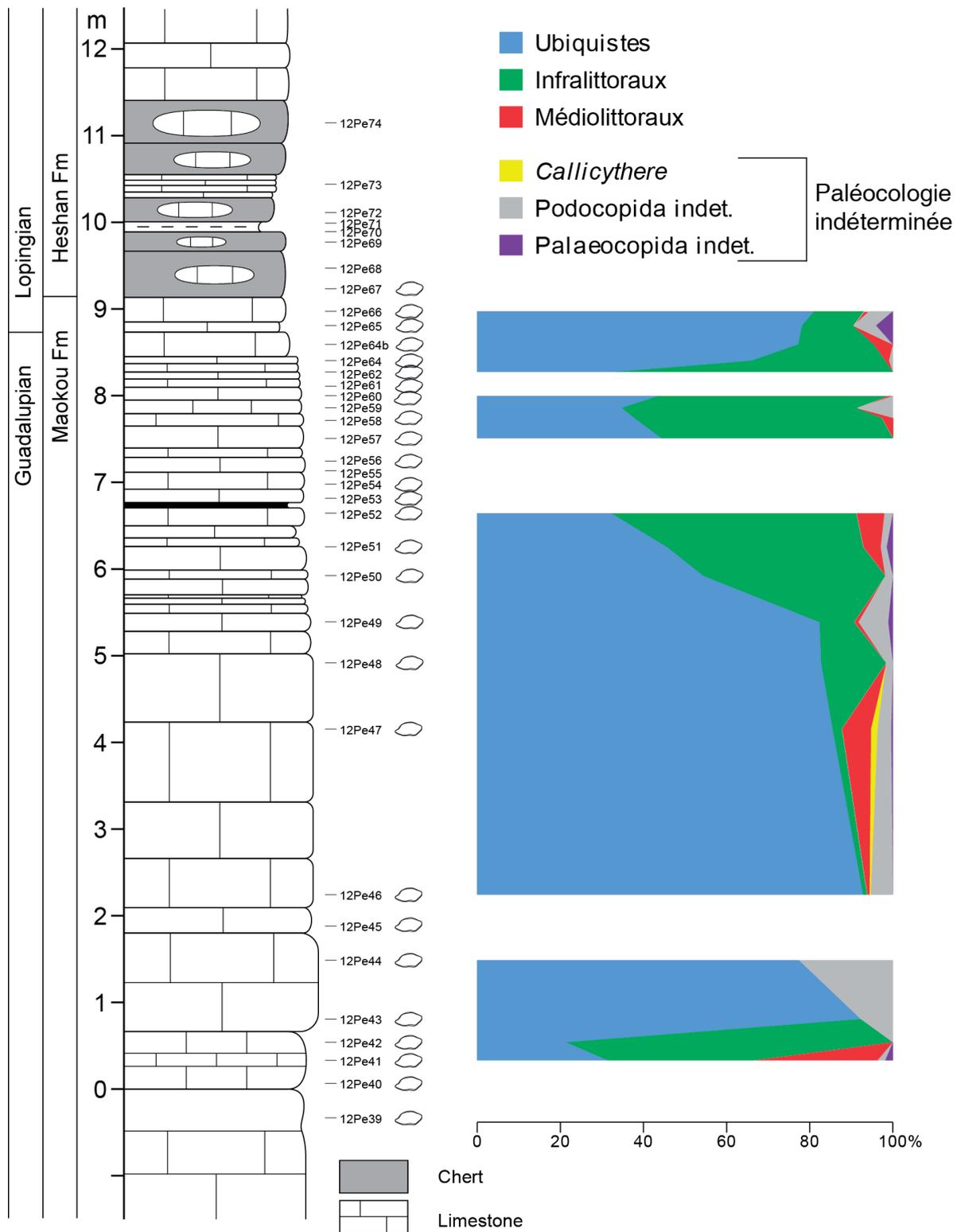


Figure 36 : Proportion des principaux ensembles paléocologiques d'ostracodes (nombre de spécimens) le long de la coupe de Penglaitan.

Les variations des conditions paléoécologiques présentent donc ici des tendances similaires à celle obtenues avec les données taphonomiques présentées précédemment.

La composition de certaines familles étant variable d'un auteur à un autre, selon le cadre systématique utilisé, la transposition des hypothèses écologiques présentées dans la littérature à l'échelle de la famille est relativement difficile. La grande diversité d'affinités écologiques communément observée au sein même de ces familles, notamment au niveau de l'espèce, ne facilite de plus pas la caractérisation écologique des familles, très peu de données étant disponibles et encore moins synthétisées au niveau de l'espèce ou même du genre. La reconstitution des variations paléoenvironnementales basée sur les préférences écologiques des familles, communément employée dans la littérature ne permet donc pas une résolution précise des variations environnementale réellement enregistrées dans le matériel fossile. Une synthèse des données publiées au niveau spécifique semble dès lors nécessaire à une caractérisation précise des préférences paléoécologiques des différents taxons retrouvés au sein des coupes étudiées et ainsi à une reconstitution plus fine des variations paléoenvrionementales.

Si des tendances générales semblent pouvoir être observée ici, certains échantillons ne permettent pas l'étude d'une quantité de spécimens suffisante pour une interprétation paléoenvironnementale. Ainsi, les échantillons associés aux milieux les plus proximaux sont souvent caractérisés par un mauvais contexte de conservation du matériel fossile. Une quantité plus importante de matériel sera donc ici nécessaire à une lecture continue des variations paléoécologiques le long de la coupe de Penglaitan.

Enfin, la composition des assemblages étant en partie dépendante des phénomènes de transport du matériel fossile, l'influence de ces derniers sur les résultats obtenus devra être estimée.

B. Apports des données taphonomiques

Les données de taphonomie relevées via l'analyse des faunes d'ostracodes fossiles semblent constituer de bons marqueurs paléoenvironnementaux, cohérents avec les données sédimentologiques. La résolution apportée par certain de ces paramètres taphonomiques apparait néanmoins limitée par la quantité de matérielle fossile recueilli. Ainsi, le T_{co} n'étant ici évalué qu'à partir des spécimens d'un seul taxon, une augmentation de la taille du jeu de

données dans certains échantillons permettrait une interprétation plus fine des événements sédimentaires.

Les processus d'altération, affectant la conservation des spécimens sont nombreux et variés. L'étude de caractères diagnostiques associés à certains de ces processus, en complément de ceux mesurés lors de ce travail, permettrait de perfectionner les méthodes de reconstitutions paléoenvironnementales basées sur les données de taphonomie des ostracodes.

Si elle n'a pu être observée lors de ce travail, du fait de la technique d'extraction utilisée pour l'isolement des carapaces d'ostracode, une étude de lames minces effectuée sur les différents échantillons étudiés pourrait permettre la mise en évidence d'enregistrements de l'orientation des carapaces d'ostracodes et ainsi apporter des informations complémentaires quant au contexte hydrodynamique du milieu de dépôt. La conservation de l'orientation dans le registre fossile suggérant de plus un enfouissement rapide des spécimens et/ou un environnement peu propice aux bioturbations (Brett & Baird 1986), l'étude de ce paramètre pourrait apporter des indications supplémentaires concernant les taux de sédimentation et l'énergie du milieu.

Des processus de transport ont été mis en évidence via l'étude de divers paramètres biostratigraphiques et taphonomiques lors de ce travail. Ainsi, l'identification d'incohérences stratigraphiques dans la composition des faunes d'ostracodes, résultantes du transport de spécimens hors de leur milieu de vie, a permis la mise en évidence de mélange de faunes au sein de R1. Caractérisés par de fortes hétérogénéités de conservation entre échantillons, ces remaniements semblent témoigner d'évènements sédimentaires intenses et ponctuels (ici des tempêtes). L'étude d'autres paramètres de conservation à partir du jeu de données obtenu à Penglaitan pourrait permettre d'évaluer avec plus de précision l'importance de phénomènes de transports plus continus et sélectifs dans la composition des assemblages fossiles.

L'association d'états de conservation très hétérogènes au sein d'un même taxon dans un échantillon, ou encore l'association de taxons fragiles bien conservés à des taxons robustes mal conservés, pourraient également être révélatrices de phénomènes de transport. De même, l'association de taxons caractérisés par une charnière peu résistante à la désarticulation, présentant des valves retrouvées en connexion, à des taxons à la charnière plus résistante dont les valves seraient retrouvées désarticulées suggérerait un transport d'une partie du matériel fossile observé. L'observation de marque d'abrasion sur la surface des carapaces d'ostracodes constituerait un indice supplémentaire de transport. Ce paramètre n'ayant été observé que sur quelques spécimens à Penglaitan, il n'a pas fait l'objet d'interprétation.

La morphologie des valves et carapaces pouvant influencer sur la capacité à résister au transport (Kontrovitz 1975 ; van Harten 1986 ; Whatley 1988 ; Boomer *et al.* 2003), l'étude du ratio valves droites/valves gauches et juvéniles/adultes au sein des échantillons pourrait également constituer un indicateur complémentaire de la proportion de matériel allochtone dans les échantillons. Néanmoins, de par la grande diversité morphologique existant chez les ostracodes, la différence de résistance au transport entre la valve droite et la valve gauche peut varier d'un taxon à un autre. Il est de plus important de noter que si un juvénile est généralement plus petits qu'un adulte du même taxon, il peut s'avérer plus grand qu'une forme adulte d'un autres taxon et donc présenter une plus grande résistance au transport (Whatley 1988). Il semble par conséquent important que ces études soient réalisées taxon par taxon. Dans le cadre de ce travail, la quantité restreinte de matériel fossile recueilli ne permet pour l'heure pas d'obtenir une bonne représentation des différents stades ontogéniques pour l'ensemble des taxons. De plus, la qualité du matériel ainsi que la forte diversité intraspécifique ne permettent pas ici d'attribuer tous les stades larvaires observés à des espèces définies. L'utilisation du ratio juvéniles/adultes dans le but de retracer des processus de transport nécessiterait un enrichissement du jeu de données en conséquence.

Si les phénomènes de transport sélectif du matériel fossile affectent la fidélité des assemblages aux paléobiocénoses d'origines, ils ne sont néanmoins pas entièrement préjudiciables à l'interprétation paléoenvironnementales des indices taphonomiques pour un milieu de dépôt donné. En effet, en dehors du cas de transports non sélectifs dus à des événements de forte intensité (tempêtes, événements tectoniques...), le transport *post-mortem* affecte préférentiellement les formes les moins résistantes (stades larvaires, formes de petites tailles, valves gauche, valves droites... ; van Harten 1986 ; Whatley 1988 ; Boomer *et al.* 2003). Ces dernières étant évacuées du système à la mort des organismes, elles ne se déposent que dans un environnement caractérisé par une énergie et un taux sédimentation adéquats. Bien qu'allochtones au regard de ce milieu de dépôts, ces spécimens se trouvent affectés par les processus taphonomiques qui lui sont propres. L'étude de la conservation de ces spécimens reste donc informative des conditions environnementales au niveau du milieu de dépôt et d'enfouissement.

La fracturation et la fragmentation des squelettes, influencées par l'hydrodynamisme du milieu, peuvent également être dues à des phénomènes de prédation ou de nécrophagie/saprophagie. Si aucune marque caractéristique de ces phénomènes n'a été observée, ou tout du moins reconnue, à Penglaitan, et qu'aucune trace de ces types de

prédation n'est pour l'heure documentée chez les ostracodes avant le Crétacé (Reyment & Elewa 2003), une étude plus approfondie des dommages d'origine mécanique subis par les carapaces constituerait une source d'informations pour l'interprétation paléoenvironnementale concernant l'énergie du milieu.

La compaction des sédiments après l'enfouissement des spécimens joue également un rôle sur la préservation de l'intégrité physique de ces derniers. Ce phénomène pouvant, selon la nature du substratum, maintenir les restes squelettiques en connexion, il pourra être mis en lumière par une étude en lame mince. Cette méthode permettrait donc de distinguer le taux de fragmentation des valves dû à la compaction du taux réellement dû à la dynamique sédimentaire, optimisant ainsi la précision des interprétations paléoenvironnementales.

L'altération de la surface du fait de sa colonisation par des organismes encroûtants peut permettre de confirmer des hypothèses sur les taux de sédimentation. Si aucune trace d'encroûtement d'origine biologique n'est observée sur les ostracodes de Penglaitan, la prise en compte de ce paramètre pourrait s'avérer informative lors de l'étude de matériel de plus grande taille dans d'autres âges et d'autres localités.

Le développement d'outils, propres aux ostracodes, pourrait être envisagé. Ainsi, l'étude des propriétés mécaniques des charnières d'ostracodes dans le but de caractériser la capacité de résistance des carapaces à la désarticulation selon les taxons pourrait permettre d'augmenter la précision des interprétations liées au T_{co} .

La variance des différents paramètres taphonomiques étudiés pourrait également constituer un indice taphonomique (Meldahl & Flessa 1990). Ainsi, pour un caractère diagnostique donné, dépendant d'un ou plusieurs paramètres environnementaux, plus les contraintes imposées par l'environnement seront fortes, moins la variance au sein des mesures effectuées sera élevée. La variance d'un indicateur taphonomique pourra ainsi permettre d'estimer l'intensité des paramètres environnementaux mis en jeux.

Conclusion

L'étude des paramètres taphonomiques testés à Penglaitan et données biostratigraphiques, a permis de mettre en évidence et de délimiter 6 unités stratigraphiques caractérisées par des différences de préservation des spécimens fossiles d'ostracodes et d'associations des faunes. La taphonomie s'avère ici être une source d'informations intéressante pour la reconstitution des conditions paléoenvironnementales des milieux sédimentaires ayant accueillis les organismes de leur dépôt à leur découverte. Les données de taphonomie acquises semblent en adéquations avec les données lithologiques et paléontologiques publiées dans la littérature, ainsi qu'avec les données de paléoécologie des principaux groupes d'ostracodes, les paramètres de conservation apparaissent en effet comme de bons outils pour la caractérisation des paramètres paléoenvironnementaux des milieux de dépôts des organismes étudiés. L'utilisation de ces données pourra être envisagée en complément des méthodes traditionnellement utilisées, dans le but d'améliorer les reconstitutions paléoenvironnementales. L'élaboration d'un modèle de reconstitution des conditions du milieu basé sur des données de conservation a ainsi pu être effectuée. Il conviendra de perfectionner ce modèle par l'étude d'une plus grande quantité de spécimens et l'utilisation de paramètres de conservation complémentaires, dans le but d'affiner les interprétations réalisées et de mieux contraindre les contextes paléoenvironnementaux.

L'altération du matériel fossile est une contrainte inhérente aux études paléontologiques pouvant limiter l'identification des spécimens. S'il semble impossible d'éviter les biais induits par l'altération des spécimens dans l'analyse systématique, notamment au niveau spécifique, un travail effectué à des rangs taxonomiques plus élevés (au niveau des genres par exemple) semble permettre d'en minimiser grandement l'impact.

Le principal biais associé aux études paléontologiques, dans le cadre de reconstitutions de l'évolution des paléoenvironnements et de la paléobiodiversité réside alors essentiellement dans la grande hétérogénéité des données récoltées au sein des différents échantillons étudiés et mises en comparaison. Il semble dès lors nécessaire d'aborder les données fossiles par une approche visant à minimiser cette hétérogénéité dans le but d'en limiter l'impact sur les résultats obtenus et les interprétations effectuées.

Chapitre V. Dépendance des données de biodiversité aux paramètres d'échantillonnage

Introduction

La coupe de Penglaitan, définie comme GSSP pour la GLB, est considérée comme la coupe présentant la succession sédimentaire la plus complète et la mieux renseignée pour la période de temps étudiée lors de ce travail. Cet intervalle semblant marqué par d'importants événements de crises biologiques, l'étude de l'évolution de la biodiversité des ostracodes aux travers des données récoltées à Penglaitan apparaît comme un outil pertinent dans la caractérisation de ces événements.

La qualité du jeu de données constitue un enjeu majeur des études portant sur la paléobiodiversité. Dans le cas de comparaisons entre matériel actuel et fossile, la qualité du jeu de données dépend du degré de représentativité du registre fossile par rapport aux écosystèmes initiaux. Dans le cas d'un travail réalisé exclusivement sur du matériel fossile, la cohérence des comparaisons entre échantillons et donc la qualité du jeu de données est fonction de l'homogénéité des perturbations subies par ces échantillons.

Le but du travail présenté dans ce chapitre est d'évaluer la qualité du jeu de données et de développer des méthodes de traitement et de comparaison qui minimisent les biais d'interprétation. Pour cela, un certain nombre d'indices communément utilisés dans les études de biodiversité ont été quantifiés. Ces outils, indicateurs de différents aspects de la biodiversité, sont plus ou moins sensibles aux biais d'échantillonnage et à la représentativité des données. Il conviendra donc d'étudier les relations existant entre les diverses variables étudiées et les paramètres d'échantillonnage. Les résultats obtenus permettront d'identifier les métriques les moins affectées par les biais d'échantillonnage, et ainsi de sélectionner les outils les plus aptes à retranscrire les variations de biodiversité. Les résultats seront également utilisés afin d'améliorer la méthode utilisée dans le but de minimiser l'impact des biais et ainsi d'étudier les variations de biodiversité aux abords de la GLB dans de meilleures conditions.

I. Matériel et méthodes

A. Biais taxonomiques et estimations de la biodiversité

L'analyse systématique du matériel fossile récolté constitue l'étape fondamentale de l'acquisition des données nécessaires à l'étude de l'évolution de la biodiversité au cours du temps. Les informations en résultant sont donc indispensables à l'étude des événements de crise biologique comme ceux pressentis à la fin du Permien moyen.

La qualité et la précision des identifications ne peuvent être totalement constantes. Elles sont notamment influencées par la composition des assemblages étudiés et dépendantes de la qualité de conservation des informations morpho-anatomiques diagnostiques, plus ou moins sensible aux biais de préservation du matériel fossile. L'identification au niveau spécifique nécessite par exemple, pour un taxon donné, la conservation d'un plus grand nombre de caractères diagnostiques que pour une identification au niveau générique. Elle est donc plus fortement liée l'état de préservation du matériel étudié.

Certains biais méthodologiques sont également inhérents aux méthodes d'étude et d'identification des ostracodes. La taille des spécimens peut ainsi jouer un rôle dans la composition apparente des assemblages fossiles. Plus un spécimen sera petit (juvénile, taxon de petite taille), plus il sera difficile à observer dans le sédiment et donc à isoler, à étudier et donc à identifier. Il est ainsi relativement rare dans le registre fossile de retrouver l'ensemble des stades larvaires associés à une espèce. De plus, de par le mode de croissance des ostracodes, l'évolution morphologique au cours de l'ontogénie peut induire certaines difficultés à associer des formes larvaires entre elles et aux formes adultes. L'existence de dimorphisme sexuel au sein de certains taxons peut également induire certaines erreurs de délimitation des espèces.

La variabilité morphologique observable, plus ou moins importante selon les taxons et selon la quantité de spécimens étudiés peut de plus induire des approximations dans la délimitation de ces taxons. Certaines espèces peuvent présenter une forte diversité intraspécifique, pouvant s'exprimer différemment en fonction des contextes environnementaux (Neil 2000). La distinction entre diversité intraspécifique et diversité interspécifique s'avérant alors délicates, l'interprétation des variations morphologiques peut

mener au découpage d'une seule et même espèce en plusieurs espèces distinctes ou à l'inverse du regroupement de plusieurs espèces au sein d'une seule.

Il convient également de rappeler qu'une partie de la biodiversité passée reste inaccessible du fait de l'absence d'enregistrement dans le registre fossile. Dans le cas des ostracodes fossiles, une partie des caractères diagnostiques est de plus indisponible du fait de l'absence de conservation des tissus mous.

Un cadre systématique éprouvé garantit une relative fiabilité des comparaisons, en dehors des contraintes des erreurs éventuelles de l'observateur. Dans le cas d'une étude explorant une biodiversité peu connue, comme c'est le cas ici, la rareté ou l'absence de publication favorise la cohérence interne des analyses mais limite les comparaisons.

Ces différents biais sont donc susceptibles d'induire une sous-estimation ou une surestimation non négligeable de la diversité réellement enregistrée dans le registre fossile. Bien que connus et directement préjudiciables à l'étude de la biodiversité, ces biais restent difficiles à éviter ou à corriger.

Leur impact sur les comparaisons peut néanmoins être limité dès lors que les données sont standardisées (application d'un protocole d'analyse unique pour l'étude de l'ensemble des échantillons mis en comparaison) ou s'appuient sur des paramètres peu sensibles à la qualité des données taxonomiques (étude réalisée à des rangs taxonomiques relativement élevé, au niveau générique par exemple).

L'hétérogénéité de taille entre échantillons constitue cependant un paramètre déterminant dans l'interprétation des données de la coupe de Penglaitan.

B. Indices utilisés et méthodes d'analyses des données

1. Quantité de sédiments étudiée

Lors des études micropaléontologiques, la quantité de sédiments échantillonnée est généralement considérée comme un facteur déterminant dans la qualité du jeu de données acquis et sa représentativité de la réalité du registre fossile. Elle implique par conséquent l'établissement d'un protocole de standardisation dans l'optique d'effectuer une étude de l'évolution de la biodiversité basée sur la mise en comparaison d'échantillons. Le nombre de spécimens et le nombre de taxons retrouvés dans les échantillons étudiés, constituent les variables sur lesquelles sont basées la plupart des analyses de biodiversité. Ces variables dépendent en grande partie de la quantité de sédiment analysée. L'observation d'un lien de

dépendance entre les variations de ces indicateurs de biodiversité et la quantité de sédiment étudiée révèle alors l'existence d'un biais d'échantillonnage.

L'essentiel des spécimens récupérés est retrouvé dans la fraction de résidus d'acétolyse de la maille de tamis la plus fine (140 μm , voir Chapitre II). Cette dernière a donc été pesée. Son poids P est ici mesuré en grammes.

2. Abondance totale

L'abondance représente le nombre de spécimens récoltés. L'abondance totale n correspond ici au nombre total de spécimens d'ostracodes collectés dans l'échantillon considéré. Lors de ce travail, chaque fragment, valve isolée ou carapace a été comptabilisé comme un individu à part entière.

3. Richesse spécifique

Cet indice de diversité indique le nombre d'espèces présentes dans un échantillon.

S = nombre d'espèces identifiées dans un échantillon

4. Richesse générique

Cet indice de diversité indique le nombre de genres présents dans un échantillon.

G = nombre de genres identifiés dans un échantillon

5. Richesse taxonomique standardisée (R_{std})

Le principe de la raréfaction consiste à évaluer le nombre de taxons retrouvés dans un sous ensemble de l'échantillon de départ, selon la formule suivante (Hammer & Harper 2005) :

$$R_{std} = \sum_{i=0}^s \left[1 - \frac{\binom{N-N_i}{n}}{\binom{N}{n}} \right]$$

N = nombre de spécimens dans l'échantillon de départ, s = nombre total de taxon dans l'échantillon de départ, N_i = nombre de spécimens dans l'espèce i . R_{std} = nombre de taxons théorique pour un sous-échantillon de taille n .

En appliquant ce procédé à toutes les valeurs d'abondance comprises entre N (nombre de spécimens de l'échantillon de départ) et 0, il est ainsi possible de tracer une courbe, appelée

courbe de raréfaction, présentant le nombre théorique de taxons en fonction du nombre de spécimens étudiés, avec une mesure de l'incertitude.

L'allure de cette courbe peut donc être interprétée comme caractéristique de la qualité de l'échantillonnage. Ainsi, pour un échantillon donné, si la courbe atteint un plateau, le nombre de taxons identifiés peut alors être considéré comme proche de la richesse fossile réelle enregistrée dans le niveau sédimentaire étudié.

De par la méthode de construction appliquée pour l'établissement de cette courbe, l'allure de cette dernière ne peut être extrapolée au-delà de son dernier point factuel (valeur enregistrée dans l'échantillon complet). Le principe de raréfaction permet cependant de comparer la diversité entre échantillons de tailles différentes. Il est en effet possible de standardiser les résultats de tous les échantillons en considérant la valeur théorique de leur richesse, calculée pour une valeur d'abondance par échantillon correspondant à la taille du plus petit échantillon étudié. Ces valeurs théoriques de richesse peuvent alors être comparées entre elles, pour tous les échantillons, indépendamment de la taille réelle des échantillons de départ.

6. Indice Chao-1 (Chao 1984)

Cet indice permet d'appréhender la part de richesse non observée dans un échantillon, en raison notamment de la trop faible quantité de matériel étudié. Le principe du calcul de cet indice consiste à considérer la présence de singleton dans un échantillon comme révélatrice d'une sous-estimation du nombre d'espèces rares. Cet indice calcule donc une valeur théorique de la diversité supposée être contenue dans l'échantillon selon la formule suivante :

$$S_{est} = S_{obs} + \frac{f_1^2}{2 f_2}$$

Le nombre théorique de taxon présent dans un échantillon (S_{est}) est donc estimé à partir du nombre de taxon totale (S_{obs}), du nombre de singletons (f_1 , taxons n'apparaissant qu'une fois dans un échantillon) et du nombre de doublons (f_2 , taxons n'apparaissant que deux fois dans un échantillon) observés.

7. Abondance de spécimens identifiables

L'abondance au niveau générique, noté n_G , représente le nombre de spécimens identifiés au niveau générique. L'abondance au niveau spécifique, noté n_S , représente le nombre de spécimens identifiés au niveau spécifique.

8. Indice de Dominance de Simpson (λ) (Simpson 1949)

Cet indice témoigne de la répartition des taxons au sein d'un échantillon. Il représente la probabilité pour deux individus choisis au hasard dans un échantillon d'appartenir à un même taxon. Il est ici calculé en additionnant les probabilités pour ces deux individus d'appartenir à chacun des taxons présents dans l'échantillon, selon la formule suivante :

$$\lambda = \sum_{i=1}^S (p_i^2)$$

p_i : proportion du taxon i dans l'échantillon de taille n ($p_i = n_i/n$) ; n_i : abondance du taxon i dans l'échantillon de taille n .

Les proportions de chaque taxon étant ainsi élevées au carré, les taxons les plus abondants dans l'échantillon contribuent d'avantage à la somme totale. Plus un taxon sera prédominant, plus l'indice sera élevé et tendra à se rapprocher de 1. Si un seul taxon est présent, $\lambda = 1$. Si les taxons sont équitablement représentés, la valeur de cet indice est égale à $\lambda = \sum (1/S)^2 = 1/S$. Dès lors, pour une taille donnée, plus l'échantillon contient de taxons, plus les proportions de ces derniers tendront à diminuer, ainsi que la valeur de l'indice.

9. Indice de Shannon et Weaver (H) (Shannon & Weaver 1949)

Tout comme l'indice de dominance de Simpson (λ), cet indice témoigne de la répartition des taxons au sein d'un échantillon. Il prend également en compte la proportion des taxons présents dans un échantillon. Cependant, l'utilisation du logarithme permet ici de donner de l'importance aux taxons rares. En effet plus un taxon a une faible représentation, plus $\ln p_i$ sera grand. Il se calcule via la formule suivante :

$$H = -\sum (p_i \ln p_i)$$

p_i : proportion du taxon i (variant de 1 à S) dans l'échantillon dans l'échantillon de taille n ($p_i = n_i/n$) ; n_i : abondance du taxon i dans l'échantillon de taille n .

La valeur de cet indice varie entre 0 (si un seul taxon est présent) et $\ln S$ (tous les taxons ont la même probabilité). Contrairement à l'indice de dominance de Simpson (λ), cet indice tendra donc vers une valeur nulle si un seul taxon est largement dominant, et augmentera avec l'uniformisation des proportions des différents taxons.

10. Indice d'équitabilité de Pielou (Pielou 1975)

L'indice d'équitabilité de Pielou corrige la sensibilité au nombre de taxons présents dans les échantillons de l'indice de Shannon. Il permet de mesurer la répartition des individus au sein des taxons, indépendamment du nombre de taxon. Il se calcule en divisant l'indice de Shannon par la valeur de H maximale ($H_{\max} = \ln S$), obtenue dans le cas d'une répartition homogène des individus au sein des taxons :

$$J = \frac{H}{\ln S} = \frac{H}{H_{\max}}$$

Sa valeur varie dans l'intervalle $J \in]0 ; 1]$. Comme pour l'indice de Shannon et Weaver, la valeur de l'indice J sera minimale si un seul taxon est présent et maximale dans le cas d'une équirépartition des taxons.

11. Indice d'Evenness de Buzas et Gibson (Buzas & Hayek 2005)

Comme pour l'indice d'équitabilité de Pielou, cet indice estime l'uniformité de la répartition des individus au sein des taxons, dans un échantillon. Il se calcule en divisant l'exponentiel de l'indice de Shannon par le nombre de taxon (S) présent dans l'échantillon.

$$Ev = \frac{e^H}{S}$$

La valeur de cet indice varie entre $1/S$ et 1. Plus un taxon sera dominant, plus la valeur de H et donc de l'indice d'Evenness sera faible. À l'inverse, plus la répartition des taxons sera homogène, plus l'indice tendra à se rapprocher de 1.

12. Principe de corrélation

Afin d'évaluer la représentativité des données de taphonomie obtenues, leur dépendance à d'éventuels biais d'échantillonnage sera estimée en testant les corrélations entre les différents indices étudiés.

L'existence de liens entre les différentes variables étudiées est une information essentielle et déterminante dans l'analyse des résultats et dans leur interprétation. Ainsi, dans le but de mettre en évidence d'éventuels liens entre les variables et d'estimer leur intensité, il convient d'effectuer un test de corrélation. Parmi les différentes méthodes de corrélation existantes, choix a ici été fait de procéder à des tests de corrélation linéaire (coefficient de Pearson).

Le principe du test de corrélation se base sur la formulation de deux hypothèses : L'hypothèse H_0 , ou hypothèse nulle, qui n'assume aucune corrélation entre les deux variables

et l'hypothèse alternative H_1 , qui postule qu'une corrélation existe entre les deux variables. Ce test consiste à estimer l'efficacité d'une droite de régression à résumer la distribution des deux variables étudiées par le calcul d'un coefficient. Soit r la valeur du coefficient de Pearson, indiquant l'intensité de la corrélation linéaire. Le calcul de ce dernier s'effectue selon la formule suivante :

$$r(X, Y) = \frac{Cov(X, Y)}{\sigma_X \cdot \sigma_Y}$$

Cov (X, Y) : covariance entre les variables X et Y ; σ_X : écart type de X ; σ_Y : écart type de Y.

Ayant choisi au préalable une marge d'erreur acceptable α , ici fixée à 5%, pour le rejet de H_0 , on calcule la probabilité p de réfuter par erreur l'hypothèse nulle. Si p est inférieure à 5%, on considère l'hypothèse nulle comme rejetée. Le coefficient r peut alors être utilisé pour caractériser l'intensité de la corrélation liant les deux variables utilisées, et le sens de cette corrélation (corrélation positive ou négative).

Les analyses de raréfaction, les calculs d'indices de biodiversité et les tests de corrélation linéaire effectués lors de ce travail ont été réalisés à l'aide du logiciel PAST, version 3.05 (Hammer *et al.* 2001).

C. Modèle d'interprétation des indices de diversité

Comme présenté dans le Chapitre II (Matériel et méthodes), deux tailles de maille de tamis ont été utilisées pour récupérer les spécimens lors du rinçage des résidus d'acétolyse. La maille la plus lâche (530 μm) permet de recueillir les spécimens de grande taille ainsi que les spécimens et fragments mal dégagés. La maille la plus fine (140 μm) permet quant à elle de retenir les spécimens de moyenne et petite tailles, les formes larvaires et les petits fragments. À l'issue du tri des résidus d'acétolyse, l'essentiel des spécimens récupérés a été retrouvé dans la fraction recueillie grâce au tamis présentant la maille la plus fine (140 μm). Le nombre de spécimens collectés dépend donc ici en grande partie de la quantité de résidu fin récupérée et analysée.

L'efficacité de la méthode d'extraction par acétolyse est très variable d'un échantillon à l'autre. Par conséquent, la quantité de résidu fin obtenue pour les différents échantillons et par extension l'abondance relevée, sont susceptibles de varier en fonction des propriétés pétrographiques des échantillons.

Dans le but minimiser cette hétérogénéité, le choix de la définition d'une quantité minimum de fraction fine de sédiment à obtenir a donc été effectué. Les échantillons répondant relativement bien à l'acétolyse permettant de recueillir assez facilement une vingtaine de grammes de résidu fin, la quantité minimum a donc été fixée à 10g, afin de conserver des valeurs au sein d'un même ordre de grandeur. De base fixé à deux, le nombre de traitements par acétolyse effectués par échantillon a donc été porté à quatre pour les échantillons le nécessitant. Cependant, la quantité minimale de sédiment préalablement définie n'a pas pu être obtenue pour certains échantillons en raison de leur nature siliceuse, les rendant résistant à l'acétolyse.

L'abondance en spécimens observée dans un échantillon dépend en grande partie de la quantité de sédiments analysée. Pour un échantillon donné, plus cette quantité de sédiments sera importante, plus le nombre de spécimens retrouvé sera élevé. L'abondance étant potentiellement variable d'un échantillon à un autre, le rapport entre n et P sera donc également variable. Ainsi, l'existence d'une corrélation entre les variations d'abondance et de quantité de sédiments pourra suggérer une limitation de la qualité du jeu de données par les conditions d'échantillonnage.

La richesse observée dans un échantillon est en partie liée à l'abondance en spécimens retrouvée dans ce dernier. Cependant, les valeurs de richesse, G ou S , présentées dans ce chapitre, ont été obtenues non pas à partir de l'étude de la totalité des spécimens retrouvés mais uniquement à partir de l'étude des spécimens identifiés aux différents rangs taxonomiques (genre, espèce). Ces variations de richesse semblent dès lors plus étroitement liées à l'abondance en spécimens identifiés au niveau générique (n_G) ou spécifique (n_S) qu'à l'abondance totale. Les variations d'abondance n_S et n_G sont dépendantes de la validité des résultats de l'étude systématique et de l'état de conservation des spécimens.

La richesse, générique (G) ou spécifique (S), dépend largement de la quantité de spécimens retrouvés au sein des échantillons et donc de la quantité de sédiment étudiée. Ainsi, pour une formation sédimentaire donnée, plus la quantité de sédiment analysée est petite, plus l'abondance est faible et plus la probabilité d'identifier l'ensemble des taxons présents dans la formation est faible. À l'inverse, au-delà d'une valeur seuil, propre à la formation étudiée, l'augmentation de la quantité de sédiment étudiée n'influera plus que sur l'abondance, la richesse observée dans l'échantillon étant dès lors représentative de la richesse réelle enregistrée dans la formation sédimentaire. Le dépassement de cette valeur seuil d'abondance semble donc pouvoir être mis en évidence par un découplage entre les variations d'abondance

et de richesse. La corrélation entre les valeurs d'abondance et de richesse témoigne en revanche d'un échantillonnage insuffisant. Il convient d'adjoindre à la mesure de cet indice, une analyse de raréfaction.

La richesse générique présente les mêmes caractéristiques et dépendances que la richesse spécifique. L'influence de la variabilité morphologique, de la quantité de caractères discriminants et de l'état de conservation des carapaces est néanmoins moindre que pour les espèces, rendant les identifications plus aisées à ce rang taxonomique. Les genres regroupant généralement plusieurs espèces et donc un nombre plus élevé d'individus, la valeur seuil d'abondance nécessaire à l'obtention d'une richesse générique représentative de l'enregistrement fossile sera donc plus basse, et donc plus facilement accessible que pour une analyse au niveau spécifique.

La courbe théorique, figurant le nombre de taxons potentiellement retrouvés en fonction du nombre de spécimens collectés dans un échantillon, et nommée courbe de raréfaction, atteint un plateau quand la richesse observée est proche de la richesse réelle enregistrée dans le registre fossile. Dans le cas d'une suspicion de biais de d'échantillonnage induisant une sous-estimation des valeurs de richesse au sein des échantillons, on peut donc s'attendre à observer des courbes de raréfaction n'ayant pas atteint leur plateau.

Les valeurs de richesse théorique, obtenues à partir des données standardisées de raréfaction, ainsi rendues indépendantes de la taille des échantillons, sont communément utilisées pour estimer les variations de biodiversité entre échantillons. Dans le cas d'un échantillonnage suffisant, on peut donc s'attendre à observer une corrélation forte entre les variations de ces valeurs standardisées et les variations des valeurs de richesse observées. Dans ce même cas, aucune corrélation n'est attendue avec les variations des valeurs d'abondance n ou n_G .

L'indice Chao-1, rend compte des valeurs théoriques de la biodiversité en estimant la part de biodiversité non observée dans les échantillons. Dans le cas d'un échantillonnage suffisant, on peut donc s'attendre à observer une forte corrélation entre les variations de Chao-1 et les variations des valeurs de richesse observées. En revanche, le calcul de cet indice n'étant basé que sur les données de richesse obtenues dans les échantillons, aucune corrélation n'est attendue avec les variations des valeurs d'abondance n ou n_G .

Dans le cas de conditions d'échantillonnage insuffisantes, induisant une sous-estimation importante de la richesse, le nombre d'espèces rares et donc de singletons et doublons

observés sera d'autant plus réduit. L'efficacité de l'indice à estimer la part de richesse non observée s'en verra donc fortement limitée. Cette situation sera notamment détectable par l'observation d'incohérences entre les valeurs de Chao-1 et les courbes de raréfaction. Ainsi, pour les échantillons de petite taille, présentant dans les analyses de raréfaction les richesses les plus sous-estimées, les valeurs de Chao-1 obtenues pourront s'avérer très proches des valeurs de richesse observées. Cette situation indiquerait alors l'incapacité de Chao-1 à estimer la biodiversité manquante dans le cas d'échantillons de trop petite taille. Ce problème pourra également être détecté, si les variations de richesse et de Chao-1 sont corrélées aux variations d'abondance n ou n_G .

Les indices de Dominance de Simpson, de Shannon et Weaver, d'équitabilité de Pielou et d'Evenness sont, de par leur conception centrée sur les proportions relatives des différents taxons, sensibles au nombre de taxons présents dans l'échantillon et donc indirectement au nombre de spécimens. Les indices de Dominance de Simpson et l'indice de Shannon et Weaver, uniquement calculés à partir des abondances relatives des différents taxons, sont les plus dépendants aux valeurs de richesse. Les indices d'équitabilité de Pielou et d'Evenness, dérivés de l'indice de Shannon et Weaver, présentent des modifications structurelles les rendant moins dépendants aux valeurs de richesse.

L'homogénéité de la distribution des taxons témoigne de conditions environnementales favorables à l'épanouissement d'un grand nombre de taxons. Ainsi, les échantillons présentant une répartition des taxons très hétérogène seront caractéristiques de paramètres environnementaux très stressants/limitants, ne permettant qu'à peu de taxons présentant certains caractères «clés» de s'y épanouir ou tout simplement d'y survivre. À l'inverse, un milieu n'appliquant aucune (ou peu) contrainte sur les organismes sera caractérisé par une absence de sélectivité des taxons. L'épanouissement d'un grand nombre de taxons sera donc possible, induisant une répartition plus homogène de ces derniers. Dans le cadre d'une analyse de la biodiversité, les indices de Dominance de Simpson, de Shannon et Weaver, d'équitabilité de Pielou et d'Evenness permettront donc d'évaluer l'intensité des contraintes environnementales subies par les spécimens analysés.

Ces indices, communément utilisée en paléontologie, semblent pouvoir ici, dans un premier temps, être utilisés comme des marqueurs de l'influence des conditions d'échantillonnage sur les données de biodiversité. Ainsi, dans le cas de corrélation entre ces indices et les valeurs d'abondance et de richesse, plus l'intensité de ces dernières semblera forte et plus la qualité de l'échantillonnage pourra être remise en question.

Dans un second temps, le panel d'indices testés permettra de mettre en évidence les indices les moins influencés par la qualité des données. Une sélection pourra ainsi être effectuée afin de les appliquer à l'étude de la biodiversité à Penglaitan.

Les analyses présentées dans ce chapitre ne tiennent pas compte des échantillons 12PE55, 12PE68 à 74, ces derniers ne contenant en effet aucun spécimen.

II. Résultats

A. Indices de diversité

Bien que le protocole adopté pour ce travail vise à minimiser l'hétérogénéité de l'échantillonnage, la quantité de matériel étudiée (poids de fraction fine de sédiment, P) à Penglaitan reste très variable entre les échantillons. Si la moyenne est de 24,9g de fraction fine étudiée par échantillon fossilifère, l'amplitude entre les échantillons ayant le mieux réagi à l'acétolyse (12PE44, 58,2g) et ceux ayant présenté le plus de résistance (12PE67, 2,9g) est très importante.

L'importance de ces variations, équivalente à un ordre de grandeur, implique donc ici l'observation de valeurs d'abondance n potentiellement sous-estimées pour certains échantillons. Ainsi, avant d'effectuer une analyse comparative entre les échantillons et d'interpréter les données d'abondance obtenues (Figure 37), il semble au préalable nécessaire de statuer sur la dépendance de ces dernières aux paramètres d'échantillonnage.

Les résultats obtenus (Tableau 4(1)) indiquent l'existence d'une corrélation entre n et P ($p=0,038$). Cependant, si la corrélation, ici positive, est démontrée, il est tout de même à noter que son intensité est relativement faible ($r=0,39$). Les corrélations observées entre n_G/n_S et P sont également relativement faibles.

Les variations de n , n_G et n_S au sein des échantillons de la coupe de Penglaitan sont néanmoins liées aux variations des paramètres d'échantillonnage. Si le test de corrélation n'a pas pour but de tester le lien de causalité entre les deux paramètres testés, il semble ici évident que l'effort d'échantillonnage conditionne les valeurs d'abondance obtenues. Ces dernières sont donc partiellement biaisées, du fait de la faible quantité de sédiment étudiée dans certains échantillons.

L'étude des variations de richesse des organismes nécessite avant toute interprétation, une évaluation de la validité des paramètres et indices utilisés pour les décrire.

	P (g)	n	n_G	n_S	G	S
P (g)		0,038218	0,046862	0,030772	0,23546	0,064804
n	0,39364		3,69E-16	3,85E-13	4,52E-09	5,12E-13
n_G	0,39326	0,96948		4,12E-21	8,79E-09	1,78E-13
n_S	0,43263	0,95026	0,99008		4,72E-07	4,19E-12
G	0,24108	0,87612	0,86862	0,82182		2,70E-10
S	0,37491	0,94898	0,95355	0,93846	0,91052	

Tableau 4(1) : Tableau de corrélation entre les indices de diversité. Coefficient r de Pearson dans la partie inférieure gauche et p -value dans la partie supérieure droite. Les cases en jaune indiquent la présence d'une corrélation (pour $\alpha < 5\%$). **P** : quantité de sédiment étudiées (en gramme) ; **n** : abondance totale ; **n_G** : abondance au niveau générique ; **n_S** : abondance au niveau spécifique ; **G** : richesse générique ; **S** : richesse spécifique.

Afin de visualiser l'influence de l'effort d'échantillonnage, ici représenté par les valeurs de **P** et de **n**, des tests de corrélation entre ces derniers et les indices de biodiversité ont été réalisés (Tableau 4(1) et 4(2)). Dans le cas d'échantillons fossilifères où l'analyse systématique n'a permis l'identification d'aucun spécimen au niveau générique ou spécifique, l'absence « apparente » de taxons a été codé par une case vide (pour **n_S**, **n_G**, **S** et **G** ; Tableau 5), afin d'éviter la prise en compte d'un « 0 » fictif dans les calculs de corrélation.

Les variations de richesse spécifique **S** (Figure 37) semblent ici corrélées aux variations de tous les paramètres d'échantillonnage étudiés (Tableau 4(1)) à l'exception de **P** ($p=0.064$). Si aucune corrélation n'est observée entre **S** et **P**, les corrélations entre **S** et les valeurs de **n** et d'abondance au niveau spécifique (**n_S**) sont en revanche très importante ($0.93 > r > 0.95$). La richesse **S** est donc ici très dépendante de la quantité de matériel fossile récolté. L'utilisation de ce paramètre semble donc à écarter.

Les variations de richesse générique **G** (Figure 37) ne présentent également pas de corrélation avec **P** ($p=0.235$, Tableau 4(1)). La richesse **G** est en revanche fortement corrélée avec les valeurs d'abondance **n** et **n_G** ($0.86 > r > 0.88$). Si elle apparaît ici moins dépendante des efforts d'échantillonnage que **S**, **G** ne semble cependant pas libérée des contraintes liées à la quantité de matériel fossile étudiée.

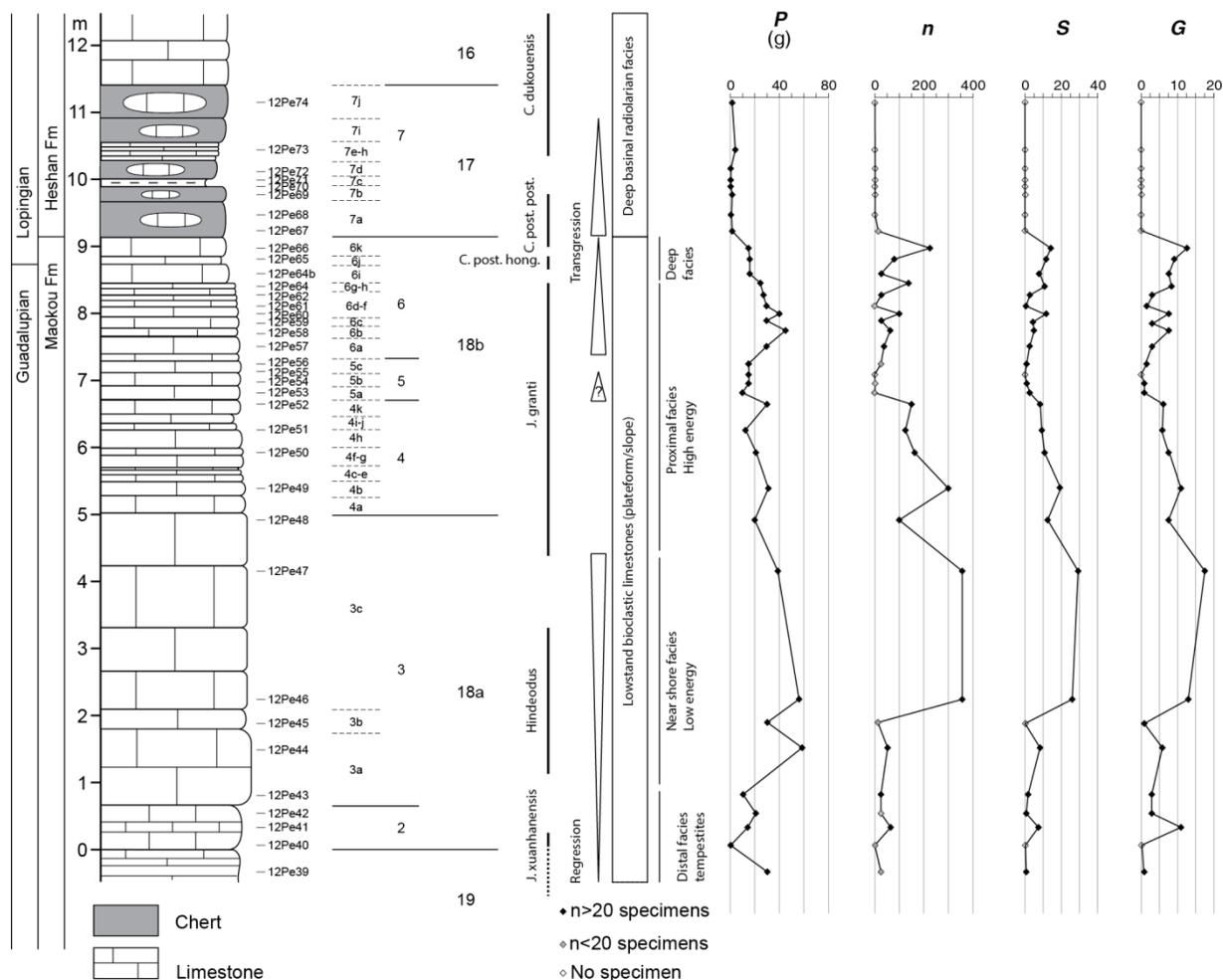


Figure 37 : Variations de quantité de sédiment recueillie (P), d'abondance (n) et de diversités spécifique (S) et générique (G) le long de la coupe de Penglitan. Mesures effectuées pour chaque échantillon indépendamment. Données de faciès synthétisées : voir Figure 18 (Chapitre I).

	n	n_G	G	$R_{std} 20$	Chao-1	λ	H	Ev	J
n		3,69E-16	4,52E-09	0,10345	3,94E-07	0,052927	1,27E-02	7,21E-03	0,58968
n_G	0,96948		8,79E-09	0,097601	3,09E-07	0,083689	0,020495	7,01E-03	0,47212
G	0,87612	0,86862		1,28E-04	1,88E-17	9,72E-04	7,90E-06	4,60E-03	0,74565
$R_{std} 20$	0,42203	0,42864	0,81319		1,16E-04	1,29E-05	1,81E-08	0,80305	0,043272
Chao-1	0,81519	0,81926	0,97626	0,81593		6,60E-04	1,03E-05	3,62E-03	0,82419
λ	-0,47688	-0,43155	-0,72582	-0,86829	-0,74133		1,07E-09	1,48E-02	0,007201
H	0,58967	0,55592	0,86373	0,95012	0,85852	-0,95998		1,99E-02	0,039354
Ev	-0,62576	-0,62748	-0,65162	-0,06778	-0,66445	0,57945	-0,558		0,000283
J	-0,14594	-0,19376	0,088081	0,51061	0,060388	-0,64311	0,51909	0,7886	

Tableau 4(2) : Tableau de corrélation entre les indices de diversité. Coefficient r de Pearson dans la partie inférieure gauche et p -value dans la partie supérieure droite. Les cases en jaune indiquent la présence d'une corrélation (pour $\alpha < 5\%$). n : abondance totale ; n_G : abondance au niveau générique ; G : richesse générique ; $R_{std} 20$: richesse générique standardisée à 20 spécimens ; **Chao-1** : indice Chao-1 ; λ : indice de Dominance de Simpson ; H : indice de Shannon et Weaver ; J : indice d'équitabilité de Pielou ; Ev : indice d'Evenness de Buzas et Gibson.

L'utilisation du niveau générique présente l'avantage, par rapport au niveau spécifique, d'être moins soumise aux biais taxonomiques et de nécessiter une quantité de matériel fossile moins importante dans le but d'obtenir un jeu de données représentatif de la réalité de l'enregistrement fossile. Les analyses de raréfaction et le calcul des indices de biodiversité ont donc été réalisés au niveau générique.

La construction des courbes de raréfaction permet de se rendre compte du nombre d'échantillons présentant des informations sous-estimées sur la biodiversité. Ainsi, au niveau générique, seules six courbes (sur 28), correspondant aux échantillons 12PE46, 47, 49, 51, 52 et 66, semblent proches d'atteindre leur plateau. La majorité des échantillons fossilifères étudiés à Penglaitan nécessiterait le traitement de matériel supplémentaire.

Pour ce jeu de données, la quantité minimale de spécimens nécessaire pour qu'une courbe de raréfaction atteigne (ou soit proche d'atteindre) le plateau peut être estimée graphiquement. D'après les courbes obtenues (Figure 38), il faudrait alors pouvoir identifier au moins 150 spécimens par échantillon afin d'obtenir une représentation homogène permettant une bonne représentation de la biodiversité fossile réelle.

Les analyses de raréfaction permettent également de comparer des échantillons de tailles différentes. Ici, seuls les échantillons présentant au moins 20 spécimens ont été pris en compte. Afin de permettre une analyse basée sur des échantillons de taille comparable, la valeur de la richesse au sein de chacun de ces échantillons a donc été estimée sur la base d'une abondance standardisée à 20 spécimens par échantillon. La courbe représentative des valeurs ainsi calculées est présentée en figure 39 ($R_{std\ 20}$). Les variations des valeurs de richesse générique standardisée ($R_{std\ 20}$) ne présentent pas de corrélation avec n ($p= 0.10$) ou n_G ($p= 0.097$). Elles semblent en revanche fortement corrélées avec les valeurs de G ($r=0.81$).

Ces résultats semblent suggérer, de prime abord, une indépendance aux conditions d'échantillonnage et une bonne représentativité des données. Cependant, le manque important de matériel fossile dans la majeure partie des échantillons, suggéré par les courbes de raréfactions, implique ici une standardisation de l'abondance à une valeur 7,5 fois plus faible (20 spécimens) que la valeur d'abondance en spécimens requise pour atteindre un plateau au niveau des courbes de raréfaction (150 spécimens). Ce procédé induit par conséquent une dépréciation des écarts de richesse entre échantillons, comme observable graphiquement sur la Figure 38. Il est par conséquent vraisemblable que les résultats de corrélation soient conditionnés par les biais d'échantillonnage.

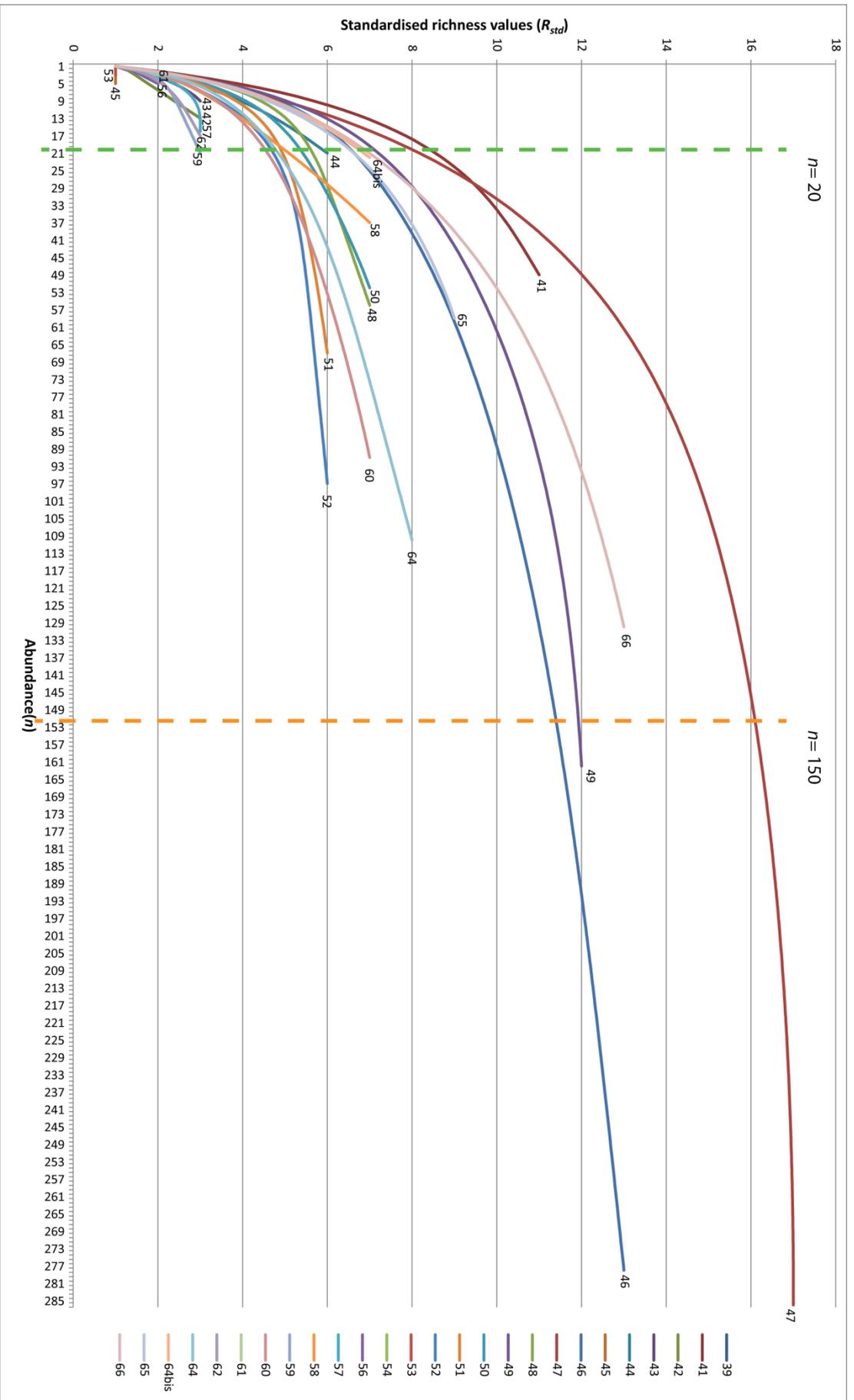


Figure 38 : Courbes de raréfaction au niveau générique. Données calculées indépendamment pour chaque échantillon de la coupe de Penglatian.

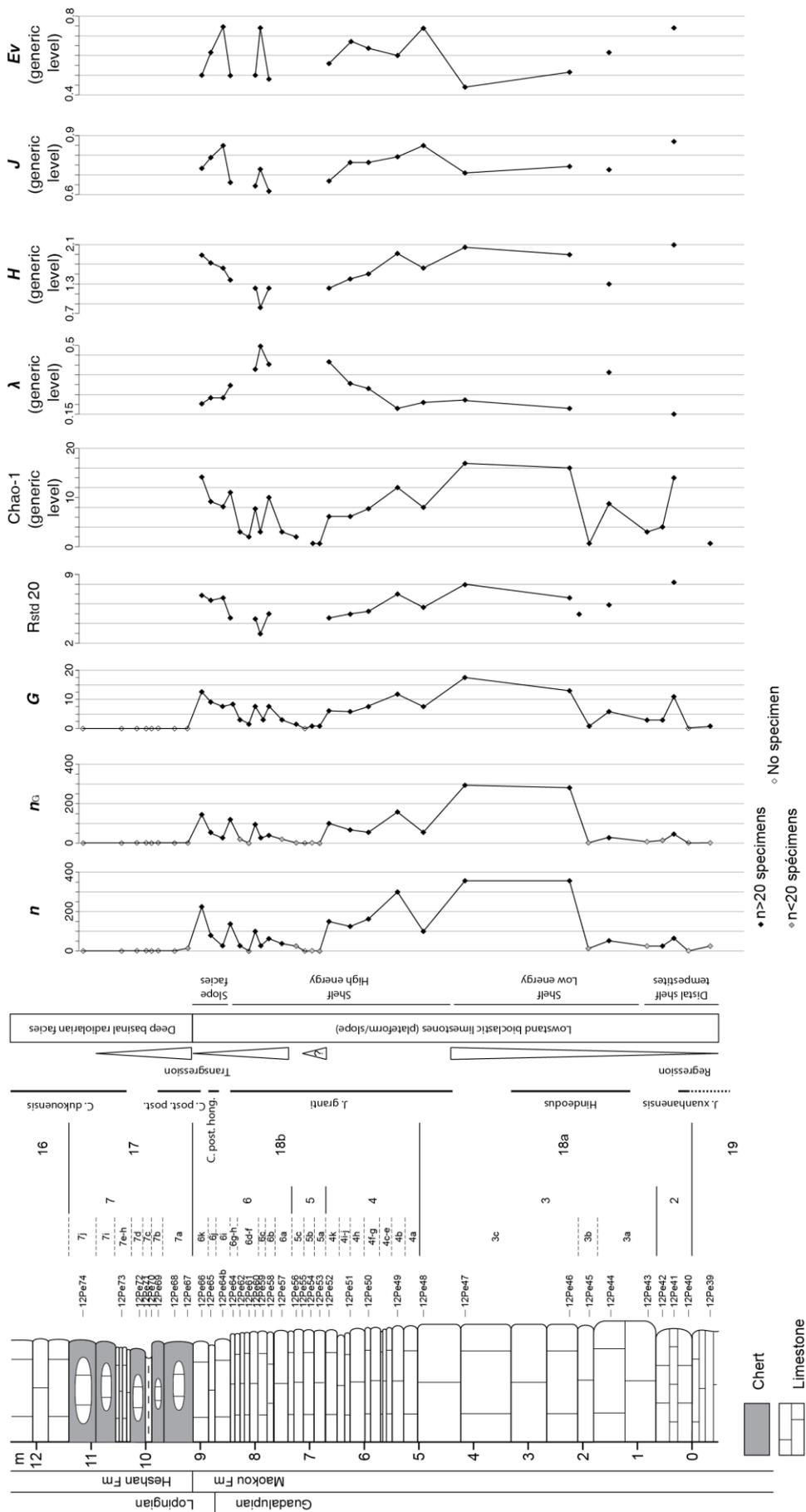


Figure 39 : Variations des indices de diversité le long de la coupe de Penglaitan. Mesures effectuées pour chaque échantillon indépendamment. n : abondance totale ; n_G : abondance au niveau générique ; n_S : abondance au niveau spécifique ; G : richesse générique ; R_{std} 20 : richesse taxonomique standardisée à 20 spécimens ; **Chao-1** : indice de Dominance de Simpson ; H : indice de Shannon et Weaver ; J : indice d'équité de Pielou ; Ev : indice d'Evenness de Buzas et Gibson. Données de faciès synthétisées : voir Figure 18 (Chapitre I).

Les variations des valeurs de l'indice Chao-1 (Figure 39) sont, comme celles de richesse G , fortement corrélées aux variations de n et n_G ($r=0.815$ et $r=0.819$, Tableau 4(2)). Les paramètres d'échantillonnage semblent donc ici fortement conditionner les valeurs obtenues pour cet indice. L'indice Chao-1 est de plus fortement corrélé aux variations de G ($r=0.976$) et aux variations de $R_{std} 20$ ($r=0,815$, Tableau 4(2)). Les conditions d'échantillonnage s'étant avérées limitantes dans l'acquisition des données de richesse générique et par conséquent dans le calcul des valeurs de Chao-1 et semblant influencer sur les valeurs de richesse standardisée, ces fortes corrélations mettent ici en lumière l'incapacité de l'indice Chao-1 à estimer de manière fiable la part de richesse non observée. Les résultats semblent de plus suggérer l'inefficacité de cet indice à estimer cette dernière dans les échantillons de petite taille, supposés les plus susceptibles de présenter des valeurs de richesse sous-estimées. Au regard des valeurs absolues de cet indice (Tableau 5) il apparaît en effet que dans la majorité des échantillons présentant un n_G inférieur à 21 spécimens ou un G inférieur à 6 taxons, l'indice Chao-1 est identique à la richesse observée. Ces échantillons présentant bien des richesses largement sous-estimées d'après les analyses de raréfaction (Figure 38), les valeurs calculées par Chao-1 ne sont donc pas exploitables.

Dans la mesure où les indices caractérisant l'homogénéité de la répartition des taxons (λ , H , J et Ev) sont sensibles au nombre de taxons présents dans les échantillons, ils apparaissent comme potentiellement dépendant de l'effort d'échantillonnage. Le choix a donc été fait de ne prendre en compte dans les tests de corrélations que les valeurs de ces indices pour les échantillons présentant au moins 20 spécimens identifiés au niveau générique ($n_G \geq 20$; Figure 39; Tableau 5). Ainsi, les indices de Shannon et Weaver (H) et d'Evenness (Ev) apparaissent comme corrélés aux variations de n , n_G et G (Tableau 4(2)). S'il est également corrélé aux variations de n_G et G , l'indice de dominance de Simpson (λ) n'est pas corrélé aux variations de n ($p=0.052$). L'indice d'équitabilité de Pielou (J) n'est lui en revanche pas corrélé aux variations de n , n_G et G . Si l'intensité des corrélations entre λ , H , et Ev et n_G est relativement faible ($0.43 < |r| < 0.62$), l'intensité des corrélations ente ces indices et G est en revanche relativement forte ($0.65 < |r| < 0.87$). L'indice de Dominance de Simpson (λ) et l'indice de Shannon (H) étant connus pour être particulièrement dépendant de la quantité de taxons, et donc indirectement de la taille des échantillons, l'existence de ces corrélations n'est donc pas surprenante et reflète un biais analytique. Leur intensité indique de plus une forte influence des paramètres d'échantillonnage. L'indice d'Evenness (Ev), supposé moins sensible à ces

paramètres, présente également des valeurs de corrélation avec n , n_G et G relativement fortes (respectivement $r=-0,62$; $r=-0,62$ et $r=-0,65$). Ces résultats mettent donc en lumière la très forte contrainte de l'échantillonnage sur l'évaluation de la biodiversité. La sous-estimation de richesse, la trop grande hétérogénéité de taille entre les échantillons et donc la qualité de l'échantillonnage, ne permettent pas à ces indices de retranscrire un message informatif. L'indice J semble ici le seul à échapper à l'emprise des conditions d'échantillonnage. Il conviendra dès lors de se concentrer préférentiellement sur l'interprétation de cet indice lors de l'étude des variations de biodiversité à Penglaitan.

	P (g)	n	n_s	S	n_G	G	$R_{std\ 20}$	Chao-1	λ	H	Ev	J
12PE67	2,9	16										
12PE66	15,7	232	75	14	130	13	6,84911	14	0,2103	1,879	0,5035	0,7325
12PE65	16,7	86	41	12	59	9	6,50875	9,333	0,2313	1,734	0,6295	0,7894
12PE64bis	17,8	24	18	7	22	7	6,72294	8,5	0,2314	1,654	0,7469	0,85
12PE64	26,5	143	88	11	110	8	4,76512	11	0,318	1,386	0,4999	0,6666
12PE62	28,8	23	16	3	17	3		3	0,5571	0,753	0,7078	0,6854
12PE61	32	5	1	1	3	2		2	0,5556	0,6365	0,9449	0,9183
12PE60	39,3	116	73	12	91	7	4,52036	7,5	0,3822	1,254	0,5006	0,6445
12PE59	35,8	23	17	4	21	3	2,95238	3	0,4966	0,8081	0,7479	0,7355
12PE58	45,6	58	27	5	37	7	4,9579	10	0,401	1,223	0,4854	0,6286
12PE57	30,8	26	14	3	16	3		3	0,4609	0,9215	0,8377	0,8388
12PE56	16,1	8	4	1	5	2		2	0,68	0,5004	0,8247	0,7219
12PE54	15,8	1	1	1	1	1		1	1	0	1	
12PE53	11,6	3	3	3	3	1		1	1	0	1	
12PE52	31,5	161	80	8	97	6	4,66339	6	0,4112	1,223	0,5665	0,6828
12PE51	14,6	135	65	9	67	6	4,89372	6	0,3121	1,401	0,6764	0,7818
12PE50	22	154	47	11	52	7	5,34841	7,5	0,287	1,496	0,6375	0,7686
12PE49	33,6	294	114	19	162	12	7,08218	12	0,1816	1,958	0,5907	0,7881
12PE48	20,2	103	47	13	56	7	5,59674	8	0,2219	1,641	0,7371	0,8432
12PE47	37,6	358	217	29	286	17	7,96296	17	0,2372	2,025	0,4457	0,7148
12PE46	56	361	243	26	278	13	6,53349	16	0,181	1,905	0,5169	0,7427
12PE45	30,6	11			5	1		1	1	0	1	
12PE44	58,2	47	13	8	21	6	5,85714	9	0,3741	1,311	0,6181	0,7315
12PE43	11,7	18	3	2	9	3		3	0,5062	0,8487	0,7789	0,7725
12PE42	23	22	12	1	13	3		4	0,7278	0,536	0,5697	0,4879
12PE41	15,4	63	36	7	49	11	8,3911	14	0,1504	2,102	0,7435	0,8764
12PE40	1,4	4										
12PE39	30,6	18	1	1	1	1		1	1	0	1	

Tableau 5 : Valeurs des différents indices de diversité par échantillon. P : quantité de sédiment étudiées (en gramme) ; n : abondance totale ; n_G : abondance au niveau générique ; n_S : abondance au niveau spécifique ; G : richesse générique ; S : richesse spécifique ; $R_{std\ 20}$: richesse taxonomique standardisée à 20 spécimens ; **Chao-1** : indice Chao-1 ; λ : indice de Dominance de Simpson ; H : indice de Shannon et Weaver ; Ev : indice d'Evenness de Buzas et Gibson ; J : indice d'équitabilité de Pielou. Les cases grisées n'ont pas été prises en compte dans les tests de corrélation. Les valeurs de $R_{std\ 20}$, **Chao-1**, λ , H , Ev et J ont été obtenue à l'aide du logiciel PAST (version 3.05, Hammer *et al.* 2001).

B. Recommandations pour les futurs protocoles d'échantillonnages

À l'issu du travail réalisé sur la coupe de Penglaitan, une conclusion majeure émerge des résultats : la forte dépendance des données obtenues à l'effort d'échantillonnage.

Au regard de ce constat, une révision du protocole de préparation et d'exploitation des échantillons semble nécessaire. Ainsi, au lieu de chercher à obtenir une quantité minimale de sédiment (fraction fine), définie dans le but d'obtenir une certaine homogénéité dans la taille des échantillons, comme cela a été le cas lors de ce travail, le protocole devra plutôt se focaliser sur l'obtention d'un nombre minimal de spécimens par échantillon.

Les analyses de raréfaction effectuées au niveau générique et décrites précédemment, suggèrent qu'une abondance minimale de 150 spécimens par échantillon serait nécessaire à l'obtention d'un bon niveau de représentativité des données, caractérisé par l'obtention d'un plateau au niveau des courbes de raréfaction (Figure 38). Les résidus recueillis à l'issu de la première acétolyse devraient donc être directement triés afin d'y estimer l'abondance en ostracodes. À partir des mesures de poids effectuées sur ces résidus et de l'abondance relevée, le calcul de la quantité de résidus supplémentaire nécessaire pour atteindre les 150 spécimens par échantillon pourra être réalisé.

Dans le cas du travail effectué ici, en considérant chaque échantillon indépendamment, la quantité totale de sédiment (résidus de la fraction fine) supplémentaire, nécessaire à l'obtention d'un minimum de 150 spécimens par échantillon, est estimée à 7.46kg, soit environ dix fois la quantité étudiée lors de ce travail (738.5g). A raison d'une moyenne de 15g de sédiment trié par jour, moyenne haute observée durant les phases de tri effectuées lors de cette étude, 498 jours seraient nécessaires au traitement de ce matériel supplémentaire. À cette durée, équivalente à 1 an et demi viendrait de plus s'ajouter le temps nécessaire aux acétolyses, aux montages des spécimens, à leur analyse au microscope électronique (MEB) et enfin à leur identification.

C. Réduire la résolution taxonomique et temporelle pour donner plus de sens aux interprétations des signaux de paléobiodiversité

Afin d'obtenir une quantité suffisante de spécimens par unité stratigraphique, dans le but d'effectuer des comparaisons pertinentes, une méthode visant à regrouper certains échantillons entre eux a donc été envisagée. Les taphofaciès et les faciès sédimentaires, délimitent des milieux de dépôt caractérisés par des conditions environnementales distinctes et potentiellement des écosystèmes et une biodiversité propre. Les ostracodes, ici exclusivement benthiques, sont liés aux conditions régnant au niveau du substratum. Les variations d'abondance et de richesse en ostracodes observées apparaissent ici comme liées à la nature des faciès (Figure 30, 39) et donc aux variations de conditions environnementales. Le choix d'un regroupement d'échantillon en fonction des similarités de faunes et des paramètres taphonomiques permettant de distinguer et délimiter les différents contextes environnementaux, semble ainsi pertinent dans le cadre d'une étude de l'évolution de la biodiversité. Les regroupements d'échantillons ont donc été réalisés sur la base des affinités fauniques et taphonomiques observées entre les échantillons, et ainsi calqués sur les unités définies dans le Chapitre IV (Figure 30).

En suivant cette méthode, la quantité de sédiment nécessaire à l'obtention d'un minimum de 150 spécimens par regroupement est ici estimée à 1.7kg. Sur la base d'une vitesse de tri estimée à 15g par jour, le traitement de ce matériel supplémentaire nécessiterait 113 jours. L'acquisition de données représentatives permettant d'effectuer des comparaisons robustes semblent donc nettement plus réalisable via cette nouvelle conformation des données. Ce temps supplémentaire n'étant cependant pas disponible à l'issue du test, l'analyse des résultats s'effectuera sur la base des données présentées précédemment et réorganisées selon la méthode de regroupement proposée (Figure 40).

Afin de tester l'impact de cette méthode d'analyse du matériel fossile, il convient de confronter les résultats obtenus par unité à ceux réalisés à l'échelle de l'échantillon. L'observation du comportement des variables vis-à-vis des conditions d'échantillonnage permettra d'estimer les bénéfices apportés par ces regroupements de données. Ces tests de corrélation permettront à nouveau de caractériser les paramètres les plus pertinents pour décrire la biodiversité à Penglaitan, et ainsi d'affiner le choix de ces derniers. Les analyses ne tiennent également ici pas compte des échantillons 12PE55 et 12PE68 à 74.

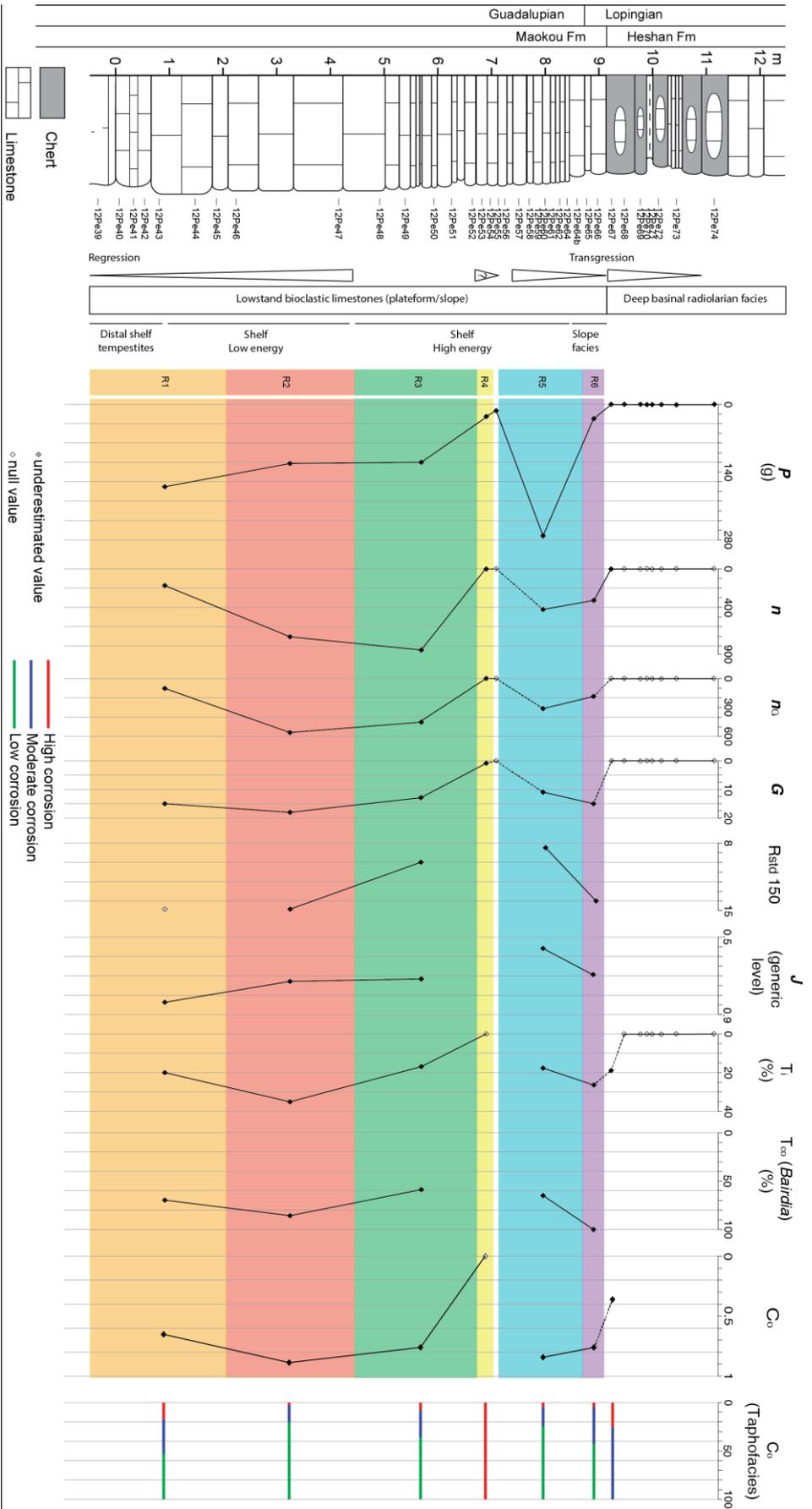


Figure 40 : Variations des indices de diversité et des paramètres de taphonomie le long de la coupe de Penglaitan. Mesures effectuées pour chaque taphofaciès. P : quantité de sédiment étudiées (en gramme) ; n : abondance totale ; n_G : abondance au niveau générique ; G : richesse générique ; R_{std} 150 : richesse taxonomique standardisée à 150 spécimens ; J : indice d'équitabilité de Pielou ; T_1 : taux d'intégrité ; T_{∞} : taux de connexion ; C_0 : état de surface. Données de faciès synthétisées : voir Figure 18 (Chapitre D).

Contrairement aux résultats obtenus avec le protocole initial, les variations d'abondance n , n_G et n_S ne sont plus corrélées aux variations de quantité de fraction fine de sédiment P étudiée (Tableau 6(1)). Les valeurs d'abondance et de richesse ne semblent dès lors plus directement contrôlées par la quantité de sédiment étudiée.

Comme observé avec la précédente conformation des données, les variations de la richesse générique G et spécifique S ne sont pas corrélées aux variations de P . Les variations de S sont toujours fortement corrélées aux variations de n et n_G et n_S ($0.85 < r < 0.91$). G en revanche n'est plus corrélée aux variations d'abondance n et n_G et n_S . Les valeurs de G ne semblent donc plus limitées par le nombre de spécimens identifiés dans chaque unité.

La nouvelle conformation des données utilisée ici semble ainsi permettre de se libérer des contraintes liées aux paramètres d'échantillonnage dans le cas d'un travail au niveau générique. Ces résultats semblent ainsi suggérer que l'utilisation des données de diversité au niveau générique serait plus pertinente qu'au niveau spécifique dans le but d'étudier les variations de biodiversité le long de la coupe de Penglaitan.

	P (g)	n	n_G	n_S	G	S
P (g)		0,72141	0,64823	0,62874	0,64798	0,73198
n	0,18794		0,0052013	6,45E-03	0,20684	0,030851
n_G	0,23907	0,94052		1,61E-05	0,1926	0,010184
n_S	0,2529	0,93368	0,99672		0,24176	0,016816
G	0,23925	0,60121	0,61629	0,5659		0,027273
S	0,18065	0,85294	0,91643	0,89216	0,86195	

Tableau 6(1) : Tableau de corrélation entre les indices de diversité (par taphofaciès). Coefficient r de Pearson dans la partie inférieure gauche et p -value dans la partie supérieure droite. Les cases en jaune indiquent la présence d'une corrélation (pour $\alpha < 5\%$). P : quantité de sédiment étudiées (en gramme) ; n : abondance totale ; n_G : abondance au niveau générique ; n_S : abondance au niveau spécifique ; G : richesse générique ; S : richesse spécifique.

Les courbes de raréfaction ont été réalisées pour les six unités décrites dans le Chapitre IV, en s'appuyant encore une fois sur les données obtenues au niveau générique (Figure 41). Ainsi, sur les six regroupements définis, on peut observer graphiquement que seuls deux (R2 et R3) présentent une richesse que l'on peut estimer représentative. Cependant, l'hétérogénéité entre les échantillons apparaît bien moins importante que dans l'analyse à l'échelle de l'échantillon.

La courbe de richesse théorique, pour un nombre de taxons par échantillon cette fois fixée à 150 spécimens, a été réalisée (R_{std} 150, Figure 40). Bien que sous-estimée et inférieure à 150 spécimens, la richesse générique du regroupement R1 est relativement importante. Sa valeur maximale (valeur factuelle) a donc été incluse lors de la réalisation de la courbe de richesse théorique. Le nombre de spécimens utilisés pour effectuer la standardisation, ici de 150 spécimens par échantillons, reste inférieur à celui semblant nécessaire aux courbes de raréfaction pour atteindre leur plateau (graphiquement estimable ici à 450 spécimens par taphofaciès). Les valeurs de richesse standardisée ne présentent pas de corrélation avec les variations de n et n_G (Tableau 6(2)). La corrélation avec G est forte ($r=0.94$). La sous-estimation de richesse et l'hétérogénéité des données étant bien moins importantes avec cette nouvelle conformation des données, on peut ici estimer que cette corrélation indique une représentativité relativement bonne des données de richesse au niveau générique à Penglaitan. La méthode de standardisation apparaît donc ici plus apte à retranscrire les variations de richesse que lors l'étude des données à l'échelle de l'échantillon.

Les variations de l'indice Chao-1 ne présentent désormais plus de corrélation avec n et n_G ($p=0.68$ et $p=0.78$ respectivement ; Tableau 6(2)). Les paramètres d'échantillonnage ne semblent plus affecter les données de diversité au niveau générique, la forte corrélation observée entre Chao-1 et G ($r=0,92$) semble cette fois présager d'une bonne représentation de la biodiversité. En effet, à l'exception de l'unité R4, caractérisée par une abondance et une richesse extrêmement faibles (4 spécimens et 1 genre), cet indice semble capable d'estimer la biodiversité réelle (Tableau 7). Les valeurs obtenues permettent ainsi d'évaluer que la diversité observée correspond à près de 90% de la biodiversité estimée. Compte tenu de l'effort d'échantillonnage important nécessaire à l'amélioration sensible de ce rendement, il peut être considéré que la méthode d'analyse du matériel fossile employée ici permet une bonne représentativité des données de biodiversité des ostracodes à Penglaitan.

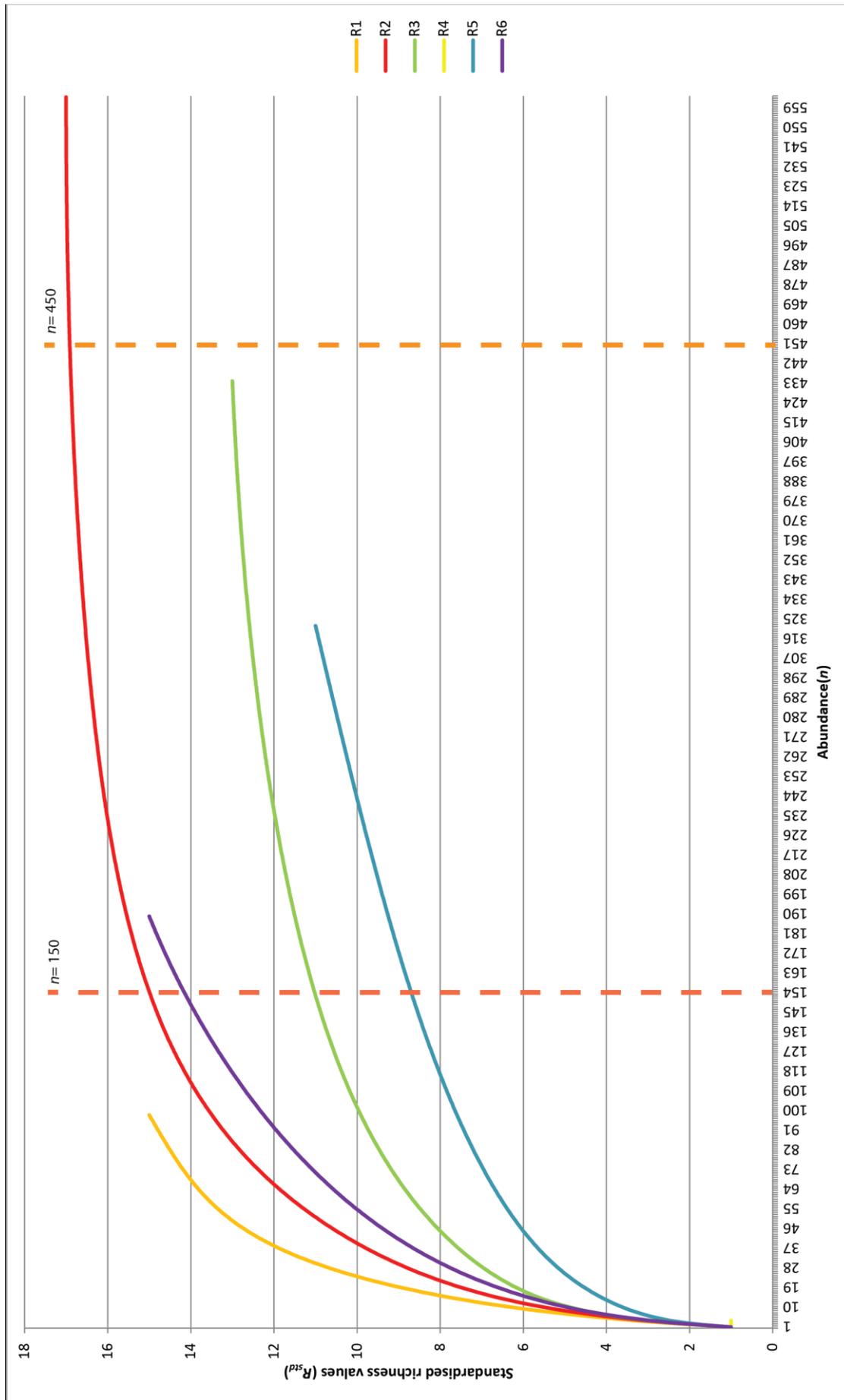


Figure 41 : Courbes de rarefaction. Données calculées pour chaque taphofacies.

	<i>n</i>	<i>n_G</i>	<i>G</i>	<i>R_{std} 150</i>	Chao-1	λ	<i>H</i>	<i>Ev</i>	<i>J</i>
<i>n</i>		0,0052013	0,20684	0,686	0,36099	0,19187	0,26337	0,13314	0,74678
<i>n_G</i>	0,94052		0,1926	0,78683	0,30934	0,2282	0,29289	0,12435	0,64859
<i>G</i>	0,60121	0,61629		0,015281	0,0072733	0,001089	0,00074497	0,072018	0,19825
<i>R_{std} 150</i>	-0,24922	-0,16822	0,94518		0,50596	0,052247	0,025537	0,20279	0,084724
Chao-1	0,45804	0,50281	0,92953	0,39886		0,0042213	0,0098526	0,033791	0,7812
λ	-0,61707	-0,57935	-0,97293	-0,87467	-0,94647		0,00042419	0,051059	0,0057759
<i>H</i>	0,54506	0,51764	0,97763	0,92262	0,91782	-0,98314		0,12305	0,0047748
<i>Ev</i>	-0,68508	-0,6963	-0,77205	0,68404	-0,8459	0,80935	-0,69798		0,0087536
<i>J</i>	-0,20022	-0,27969	0,68895	0,82613	0,17271	-0,97142	0,97483	0,96225	

Tableau 6(2) : Tableau de corrélation entre les indices de diversité (par taphofaciès). Coefficient *r* de Pearson dans la partie inférieure gauche et *p*-value dans la partie supérieure droite. Les cases en jaune indiquent la présence d'une corrélation (pour $\alpha < 5\%$). *n* : abondance totale ; *n_G* : abondance au niveau générique ; *n_S* : abondance au niveau spécifique ; *G* : richesse générique ; *S* : richesse spécifique ; *R_{std} 150* : richesse taxonomique standardisée à 150 spécimens ; **Chao-1** : indice Chao-1 ; λ : indice de Dominance de Simpson ; *H* : indice de Shannon et Weaver ; *J* : indice d'équitabilité de Pielou ; *Ev* : indice d'Evenness de Buzas et Gibson.

Les variations des indices de Dominance (λ) et de Shannon (*H*) et d'Evenness (*Ev*) ne sont ici plus corrélées aux variations d'abondance *n* et *n_G*. Les variations de l'indices d'Evenness (*Ev*) ne sont ici plus corrélées avec aucun des indices et paramètres testés. Le regroupement d'échantillons semble donc ici permettre de limiter la dépendance des indices aux conditions d'échantillonnage. Ils peuvent donc ici être considérés comme potentiellement utilisables.

L'indice d'équitabilité de Pielou (*J*) n'est ici encore corrélé qu'avec les indices λ , *H*, et *Ev*. N'ayant présenté lors de ce travail aucune preuve de dépendance aux paramètres d'échantillonnage, seul cet indice sera utilisé dans le but d'évaluer les variations de proportions des divers taxons au sein des regroupements au cours du temps.

Echantillons	Regroupements	P (g)	n	n_s	n_G	S	G	R_{std} 150	Chao-1	λ	H	Ev	J	T_i	T_{co}	Co
68-74		11														
67		2,9	16											0,1875		0,375
65-66	R6	35,3	334	116	189	17	15	14,0409	16,5	0,2142	1,88	0,4369	0,6943	0,261006289	1	0,762222222
56-64bis	R5	272,7	426	258	322	16	11	8,62595	17	0,3381	1,361	0,3546	0,5677	0,176056338	0,666666667	0,856716418
55		16,7														
53-54	R4	27,4	4	4	4	1	1		1	1	0	1		0		0
48-52	R3	121,9	847	353	434	22	13	10,9566	13	0,2027	1,833	0,4812	0,7148	0,177095632	0,596153846	0,777777778
46-47	R2	93,6	719	460	564	32	17	14,9152	17	0,1784	2,094	0,4773	0,7389	0,347705146	0,847715736	0,893086817
39-45	R1	170,9	183	65	98	15	15	15	18	0,137	2,29	0,6586	0,8458	0,196721311	0,695652174	0,651515152

Tableau 7 : Valeurs des différents indices de diversité et paramètres taphonomiques par unité. P : quantité de sédiment étudiées (en gramme) ; n : abondance totale ; n_G : abondance au niveau générique ; n_S : abondance au niveau spécifique ; G : richesse générique ; S : richesse spécifique ; R_{std} 150 : richesse taxonomique standardisée à 150 spécimens ; **Chao-1** : indice de Dominance de Simpson ; H : indice de Shannon et Weaver ; Ev : indice d'Evenness de Buzas et Gibson ; J : indice d'équitabilité de Pielou ; T_i : Les lignes grisées n'ont pas été prises en compte dans les tests de connexion. Les cases grisées n'ont pas été prises en compte dans les tests de corrélation. Les valeurs de R_{std} 150, **Chao-1** et J ont été obtenues à l'aide du logiciel PAST (version 3.05. Hammer *et al.* 2001).

Conclusion

Le travail effectué ici a permis de tester la capacité de diverses mesures de la biodiversité à retranscrire la réalité de l'enregistrement fossile malgré l'hétérogénéité des conditions d'échantillonnage. Les résultats obtenus ont permis de sélectionner les paramètres et indices les plus pertinents dans le cadre d'une étude des variations de paléobiodiversité. Ainsi, l'étude de la richesse en ostracodes semble ici plus légitime au niveau générique qu'au niveau spécifique et l'utilisation de l'indice d'équitabilité de Pielou adéquate pour retranscrire les variations de distribution des différents taxons d'ostracodes au cours du temps.

Le regroupement des données apparaît comme une méthode intéressante et efficace pour étudier les données fossiles en minimisant les effets des biais d'échantillonnage. Les données de taphonomie et de biostratigraphie constituent ici des critères pertinents dans le choix des associations d'échantillons dans le but de caractériser les réponses de la biodiversité aux conditions paléoenvironnementales. La réduction de la résolution taxonomique et stratigraphique des données réduit l'impact des biais d'échantillonnage, même si l'effectif des échantillons reste insuffisant pour certaines unités. La combinaison de cette nouvelle méthode de conformation des données à une augmentation raisonnable de la quantité de matériel étudiée semble donc pouvoir permettre une meilleure lecture des variations de la paléobiodiversité des ostracodes.

Chapitre VI. Paléobiodiversité des ostracodes de la coupe de Penglaitan

Introduction

Ce chapitre se propose d'étudier l'histoire de la biodiversité des ostracodes de la fin du Capitanien aux travers des données récoltées au sein de la coupe de Penglaitan, dans l'optique de caractériser les changements potentiellement liés à la crise biologique semblant toucher les faunes aux alentours de la GLB.

Sur la base des observations effectuées au chapitre précédent, les paramètres ayant été retenus pour cette étude sont les suivants : l'abondance n , la richesse générique G , les données de raréfaction et l'indice d'équitabilité de Pielou (J).

I. Données de biodiversité

L'abondance n observée à Penglaitan est très hétérogène selon les échantillons et le reste ici malgré les regroupements effectués (Figure 40, Tableau 7). Elle est ainsi faible au sein de l'unité R1. Les valeurs observées sont en revanche élevées en R2 et maximales en R3. L'abondance n est minimale au sein de R4. Les unités R5 et R6 sont elles caractérisées par un n relativement moyen.

Les variations de G révèlent des tendances sensiblement différentes. Ainsi, la richesse est élevée en R1. Elle est maximale en R2 puis diminue jusqu'à atteindre un minimum en R4. G réaugmente ensuite jusqu'en R6.

La courbe de richesse standardisée à 150 spécimens ($R_{std} 150$) présente ici les mêmes tendances que la courbe illustrant les variations de G .

La lecture graphique des courbes de raréfaction (Figure 41) permet de plus de réaliser que la richesse théorique enregistrée dans R1 pourrait être supérieure à celle retrouvée en R3. De même, ces données suggèrent que la richesse G observée au sein de R6, bien que largement sous-estimée, est proche de celle relevée en R2.

Le sommet du Capitanien (et la base du Wuchiapingien), représenté par l'unité et R6, constituant la partie terminale de la formation Maokou, apparaît donc ici comme un intervalle présentant une importante richesse générique.

Parmi les indices permettant d'évaluer les variations d'hétérogénéité de répartition des taxons (ici des genres), l'indice d'équitabilité de Pielou (J) semble le moins influencé par les

paramètres d'échantillonnage (Chapitre V). Les valeurs obtenues par le calcul de cet indice (Tableau 7) ont donc été utilisées ici. Ainsi, la distribution des taxons au niveau de R1 est la plus homogène observée à Penglaitan. Si elle semble légèrement moins homogène à partir de R2, elle apparaît relativement stable de R2 à R3. R5 est caractérisée par la valeur de J la plus faible observée à Penglaitan. Une nette tendance à l'augmentation est cependant observée entre R5 à R6. Au sommet de la formation Maokou (R6), les valeurs de J sont ainsi proches de celles observées au sein de R2 et R3.

II. Interprétations

À travers l'étude et l'utilisation des données taphonomiques et biostratigraphiques, cohérentes avec les données lithologiques et paléontologiques présentées dans la littérature, il semble évident que l'évolution de la biodiversité des ostracodes le long de la coupe de Penglaitan soit fortement liée à l'évolution des conditions paléoenvironnementales.

Ainsi, en R1, les données taphonomiques et biostratigraphiques caractérisent une succession de faunes provenant de milieux très divers (Figure 30, Chapitre IV). La richesse G , élevée (bien que sous-estimée) et la forte homogénéité (J) de distribution des taxons, malgré les faibles abondances (n et n_G), semblent pouvoir s'expliquer par le mélange de plusieurs faunes, largement dominé par les spécimens retrouvés en 12PE41 et 42 et caractéristiques d'un milieu originel relativement calme.

En R2, l'abondance et la richesse élevées, associées à une distribution relativement homogène des taxons, suggèrent un milieu de vie présentant des paramètres optimaux pour l'épanouissement des divers taxons d'ostracodes. Les données de taphonomie caractérisant un milieu calme et un taux de sédimentation important, ces résultats semblent cohérents avec un faciès de basse énergie, correspondant à un milieu de dépôt protégé et soumis à un plus fort apport en sédiment.

En R3, l'abondance élevée, associée à une richesse en baisse et à une distribution légèrement plus hétérogène des taxons, suggère un milieu soumis à des conditions environnementales plus stressantes. Les données de taphonomie caractérisant un milieu plus agité et des vitesses d'enfouissement moins élevées, ces résultats semblent cohérents avec un faciès proximal de haute énergie.

En R4, bien que largement sous-estimées, les très faibles valeurs d'abondance et de richesse peuvent être interprétées comme caractéristiques d'un milieu soumis à de très fortes contraintes environnementales. Les données de taphonomie suggérant un milieu très agité et

un enfouissement très lent, ces résultats pourraient être associés à un milieu de dépôt proximal, peu profond, au niveau du rivage et donc potentiellement soumis à un fort remaniement des sédiments, sous l'action des marées.

Entre R4 et R5, l'échantillon 12PE55 n'a livré aucun spécimen. On peut ici présenter l'hypothèse d'un milieu de dépôt très proche du rivage et donc soumis régulièrement à des phases d'émergence.

R5, caractérisée par une abondance et une diversité G moyenne ainsi que par une faible valeur d'homogénéité, malgré une grande quantité de sédiment P étudiée, semble ici évoquer un environnement stressant. Ces résultats paraissent cohérents avec les données taphonomiques caractérisant un milieu proximal agité.

Enfin, en R6, malgré une quantité de sédiment P faible et des abondances n et n_G relativement moyennes, la richesse G observée est élevée et la distribution des taxons plus homogène qu'en R5. Les données de biodiversité semblent ici suggérer un environnement plus optimal, favorable à l'épanouissement d'un plus grand nombre de taxons. Ces résultats obtenus semblent dès lors en accord avec les hypothèses suggérant une phase de transgression amenant à la mise en place d'un milieu de dépôt plus profond.

III. Discussion

La comparaison des mesures de biodiversité entre échantillons, dans le but d'estimer les variations de cette dernière, nécessite de comparer des formations sédimentaires associées à des conditions de dépôts proches. Sous cette condition, il est possible d'effectuer des analyses comparatives de la biodiversité entre échantillons d'âges différents, afin d'estimer les variations absolues de biodiversité au cours du temps. Il est également possible de réaliser ces analyses entre échantillons provenant de localités éloignées, dans le but d'estimer les variations paléogéographiques de la biodiversité.

En contexte de crise biologique majeure, les changements de faunes sont imputables à des variations environnementales reconnues à l'échelle globale. Dans la mesure où ces variations seraient enregistrées dans l'ensemble des localités mises en comparaison, il semblerait acceptable d'effectuer une lecture chronologique de l'évolution de la biodiversité à travers la succession d'échantillons associés à des environnements différents.

L'évolution au cours du temps des valeurs d'abondance, de richesse et d'homogénéité des distributions de taxons, semble ici clairement dépendante et donc révélatrice des variations

environnementales. La distinction entre l'impact du contexte paléoenvironnemental local et celui du contexte global n'est en revanche pas évidente. Les variations de diversité à plus grande échelle de temps et d'espace peuvent donc difficilement être interprétées à partir de résultats portant sur une seule coupe.

Les analyses de variances réalisées précédemment (Chapitre IV) sur les données de taphonomie ont caractérisé des milieux de dépôts relativement similaires et une distribution relativement restreinte le long de la plateforme carbonatée. Il semble dès lors pertinent d'effectuer une lecture continue des données de biodiversité le long de la coupe de Penglaitan.

À la fin du Capitanien, les événements d'extinction sont associés à la succession d'un important épisode de régression et d'une phase de transgression. La partie de la coupe étudiée lors de ce travail correspond à des sédiments déposés à la fin de l'épisode régressif et au début de l'épisode transgressif. Si une diminution de la biodiversité est observée lors de la fin de la phase de régression, le début de la phase de transgression est lui caractérisé par une augmentation de la richesse en ostracodes. Ces résultats ne semblent donc pas caractériser d'événement de crise biologique majeure au sein des faunes d'ostracodes. L'étude de sédiments déposés au début de la phase de régression (au niveau du membre III de la formation Maokou) et en fin de transgression (au sein de la formation Heshan) paraît indispensable dans le but d'observer, ou non, des tendances majeures (à la diminution ou à l'augmentation), associées à ces changements bathymétriques, au sein des mesures de la biodiversité à Penglaitan.

Conclusion

L'étude des « Laibin Limestone » au sommet de la coupe de Penglaitan n'a révélé aucune tendance majeure à la diminution de la biodiversité. Le sommet du Capitanien est de plus caractérisé par une augmentation progressive de la biodiversité. Les résultats obtenus ne semblent donc pas présager l'existence d'un événement d'extinction majeur au sein des faunes d'ostracode à la GLB.

L'évolution de la biodiversité au sein des échantillons étudiés semble cependant directement liée à l'évolution des paramètres environnementaux, potentiellement induite par des changements de bathymétrie et donc de faciès. Ne possédant pas de jeux de données à mettre en comparaison avec celui obtenu à Penglaitan, il apparaît dès lors délicat de

généraliser les résultats de biodiversité obtenus dans le but de caractériser un événement global d'extinction des faunes.

L'acquisition des données sur une plus longue période de temps à Penglaitan, couplée à l'obtention de données contemporaines en provenance d'autres localités semble ici nécessaire dans le but de tester l'existence d'un événement de crise ayant affecté la diversité des ostracodes aux alentours de la GLB.

PARTIE IV. Les ostracodes face à la crise de la fin du Permien moyen

Chapitre VII. Histoire de la paléobiodiversité des ostracodes à la GLB

Introduction

La fin du Permien moyen est marquée par des baisses de richesse plus ou moins importantes à divers rangs taxonomiques au sein de plusieurs groupes d'organismes marins (conodontes, fusulines, brachiopodes, mollusques, coraux...). La paléobiodiversité des ostracodes et ses variations ne sont pas connues au cours de cette période. Les données récoltées suite à l'étude des coupes de Penglaitan et de Chaotian constituent ici les premières informations sur l'évolution de la richesse en ostracodes à la GLB.

I. Paléobiodiversité à la GLB

A. Matériel et méthode

1. Coupe de Penglaitan

La coupe de Penglaitan (Figure 26, Chapitre II), GSSP de la GLB, présente une séquence stratigraphique continue enregistrant le sommet du Capitanien (Laibin Limestone) et la base du Wuchiapingien (Formation Heshan). En raison de la nature siliceuse des échantillons de la base du Wuchiapingien, seuls deux échantillons wuchiapingiens ont permis l'extraction d'ostracodes. Les données biostratigraphiques et taphonomiques des ostracodes, présentées précédemment (Chapitre IV), ont permis de distinguer une succession de plusieurs faciès à la fin du Capitanien à Penglaitan. Tous sont cependant restreints à des milieux marins de plateforme relativement peu profonde.

À Penglaitan, 51 espèces appartenant à 26 genres ont été identifiées au sein de 28 échantillons fossilifères (Table 2 ; Chapitre III).

50 espèces appartenant à 25 genres, ont été identifiées au sein des 26 échantillons capitanien de la formation Maokou. Parmi ces espèces, 37 sont retrouvées exclusivement au Capitanien supérieur et 13 espèces, appartenant à 9 genres, traversent la GLB. Aucun spécimen n'ayant été identifié au niveau spécifique au sein de l'échantillon 12PE67 (Formation Heshan), les seules espèces identifiées au Wuchiapingien inférieur proviennent de

l'échantillon 12PE66 (Formation Maokou). Parmi les 14 espèces identifiées, apparentant à 10 genres, une seule est retrouvée exclusivement à la base du Wuchiapingien.

2. Coupe de Chaotian

La coupe de Chaotian est représentée par des sédiments datés du Capitanien inférieur (Unité I et II) et du Wuchiapingien inférieur (formation Wujiaping, Figure 25, Chapitre II). Elle présente une importante lacune sédimentaire. La majeure partie du Capitanien moyen et l'ensemble du Permien supérieur ne sont ainsi pas enregistrés à Chaotian.

Les données lithologiques montrent que la sous-unité L3 de la formation Maokou (Unité I, Limestone Unit, Capitanien inférieur, Permien moyen) et la base de la formation Wujiaping (Wuchiapingien inférieur, Permien supérieur) sont associées à des milieux relativement similaires (marin, plateforme peu profonde, zone photique, sédiments calcaires ; Lai *et al.* 2008 ; Isozaki *et al.* 2008, Saitoh *et al.* 2013a). La nature du milieu de dépôt de l'Unité II (Mudstone Unit) de la formation Maokou (M1, Capitanien inférieur/moyen) est en revanche toujours sujette à débats (mudstones siliceux ; milieu marin profond, Isozaki *et al.* 2008, Saitoh *et al.* 2013a ; milieu lagunaire, Lai *et al.* 2008). Contrairement à la coupe de Penglaitan, aucune donnée de taphonomie des ostracodes n'a pour l'heure été mesurée à Chaotian, ce qui limite la définition des conditions paléoenvironnementales aux seules données sédimentologiques. Sur la base des données lithologiques disponibles à Chaotian, le milieu de dépôt de L3 sera ici considéré comme identique à celui de la formation Wujiaping, tous deux étant différents du milieu de dépôt de M1.

À Chaotian, 82 espèces d'ostracodes, appartenant à 30 genres ont été identifiées au sein de 40 échantillons fossilifères (Table 1 ; Chapitre III).

La quantité d'échantillons fossilifères étudiés, la diversité (générique et spécifique) et l'abondance des ostracodes sont relativement hétérogènes à Chaotian, entre les unités lithologiques comme au sein de chacune d'elles. En L3, les 13 échantillons analysés ont permis d'identifier 35 espèces (dont 22 propres à L3 à Chaotian) appartenant à 24 genres (dont 9 propres à L3 à Chaotian). En M1, les 2 échantillons analysés ont permis d'identifier 2 espèces (dont 1 propre à M1 à Chaotian) appartenant à 2 genres. Sur les 36 espèces présentes au sein de la formation Maokou, 13 espèces, présentant une répartition stratigraphique relativement large, traversent la GLB. Au sein de la formation Wujiaping, 25 échantillons ont été analysés, permettant l'identification de 46 espèces (dont 33 propres à cette formation à Chaotian) appartenant à 21 genres (dont 6 propres à cette formation à Chaotian).

3. Reconstitution de la transition Permien-moyen Permien supérieur

Dans le but de retracer l'évolution de la paléobiodiversité des ostracodes autour de la GLB, les données de richesse ont été standardisées en appliquant le principe de raréfaction (cf. Chapitre V). Afin de considérer l'influence des variations de conditions environnementales, un regroupement des données par unité lithologique (L3, M1, Wujiaping) a été réalisé sur les données de Chaotian. Les valeurs standardisées de richesse ont été calculées aux niveaux spécifique et générique, pour chaque échantillon (Tableau 8).

Afin d'utiliser les valeurs de richesse les plus représentatives possible de la diversité caractérisant les différentes unités lithologiques tout en permettant une comparaison statistique des valeurs moyennes de richesse, un compromis a été effectué entre le nombre suffisant d'échantillons et l'abondance théorique élevée. La richesse générique a donc été standardisée, à l'aide du logiciel PAST (version 3.05, Hammer *et al.* 2001), pour une abondance théorique de 80 spécimens ($n=80$) et la richesse spécifique pour une abondance théorique de 65 spécimens ($n=65$).

Bien que provenant de sédiments déposés dans des conditions paléoenvironnementales potentiellement différentes de celles rencontrées à Chaotian, les données de richesse obtenues pour la coupe de Penglaitan (Laibin Limestone) caractérisent également des milieux marins de plateforme relativement peu profonde. Ces données ont été standardisées selon la même méthode que les données de Chaotian (Tableau 9), afin de caractériser l'ensemble du « Laibin Limestone ». Elles ont ainsi été utilisées pour illustrer la paléobiodiversité des ostracodes au Capitanien supérieur.

La séquence stratigraphique composite étudiée est donc constituée de la sous-unité L3 (Unité I, formation Maokou, Chaotian) datée du Capitanien inférieur, de la sous-unité M1 (Unité II, formation Maokou, Chaotian) datée de la fin du Capitanien inférieur, du « Laibin Limestone » daté du Capitanien supérieur (formation Maokou, Penglaitan) et de la base de la formation Wujiaping (Chaotian) datée du Wuchiapingien inférieur.

Formation	Echantillons	Richesse générique standardisée par échantillon ($R_{std}G$)	Richesse spécifique standardisée par échantillon ($R_{std}S$)
		$n=80$	$n=65$
Wujiaping	11CHAO101		
	11CHAO100	9,20999	24,6619
	11CHAO99	8,07394	25,9633
	11CHAO98		
	11CHAO97	10,3725	24,3316
	11CHAO96		
	11CHAO95	10,2235	27,9819
	11CHAO92	9,7462	17,8788
	11CHAO91		
	11CHAO90		
	11CHAO88	9,04648	14,4015
	11CHAO87	6,81143	19,8148
	11CHAO86		
	11CHAO85		
	11CHAO84		
	11CHAO83		
	11CHAO82		
	11CHAO81	10,4636	18,5111
	11CHAO80	9,71697	12,0831
	11CHAO79		
11CHAO77			
11CHAO76			
11CHAO75			
11CHAO74			
11CHAO72			
M1 (Maokou)	11CHAO158		
	11CHAO156		
L3 (Maokou)	11CHAO163		
	11CHAO151		
	11CHAO164		
	11CHAO165		
	11CHAO150		
	11CHAO166	12	
	11CHAO167	15	
	11CHAO168		
	11CHAO169		
	11CHAO170		
	11CHAO171	11,9329	14,5171
	11CHAO172	13,4844	19,758
	11CHAO173	15,9575	20,6609

Tableau 8 : Tableau des valeurs standardisées de richesse générique ($R_{std}G$) et spécifique ($R_{std}S$) pour les différents échantillons de la coupe de Chaotian.

Formation	Echantillons	Richesse générique standardisée par échantillon (R_{stdG})	Richesse spécifique standardisée par échantillon (R_{stdS})
		$n=80$	$n=65$
Penglaitan (Laibin Limestone)	66	11,4641	13,5314
	65		
	64bis		
	64	7,17949	10,4019
	62		
	61		
	60	6,74481	11,3291
	59		
	58		
	57		
	56		
	54		
	53		
	52	5,82474	7,37104
	51		9
	50		
	49	10,6648	17,0416
	48		
	47	14,0673	20,4494
	46	9,7379	15,4635
45			
44			
43			
42			
41			
40			
39			

Tableau 9 : Tableau des valeurs standardisées de richesse générique (R_{stdG}) et spécifique (R_{stdS}) pour les différents échantillons de la coupe de Penglaitan.

B. Résultats

Les analyses de raréfaction effectuées au niveau générique à Chaotian indiquent une bonne représentativité des données pour L3 et la base de la formation Wujiaping (Figure 42). Ces deux formations sédimentaires étant associées aux mêmes types d'environnements de dépôt, la comparaison directe des valeurs obtenues permet d'évaluer les variations de paléobiodiversité. La diversité générique au sein de la sous-unité M1 apparaît en revanche largement sous-estimée (Figure 42). La nature du milieu de dépôt de cette dernière n'étant de plus pas définie avec certitude, l'interprétation des données de M1 et leur comparaison aux données de L3 et de la formation Wujiaping ne paraissent pas ici pertinentes.

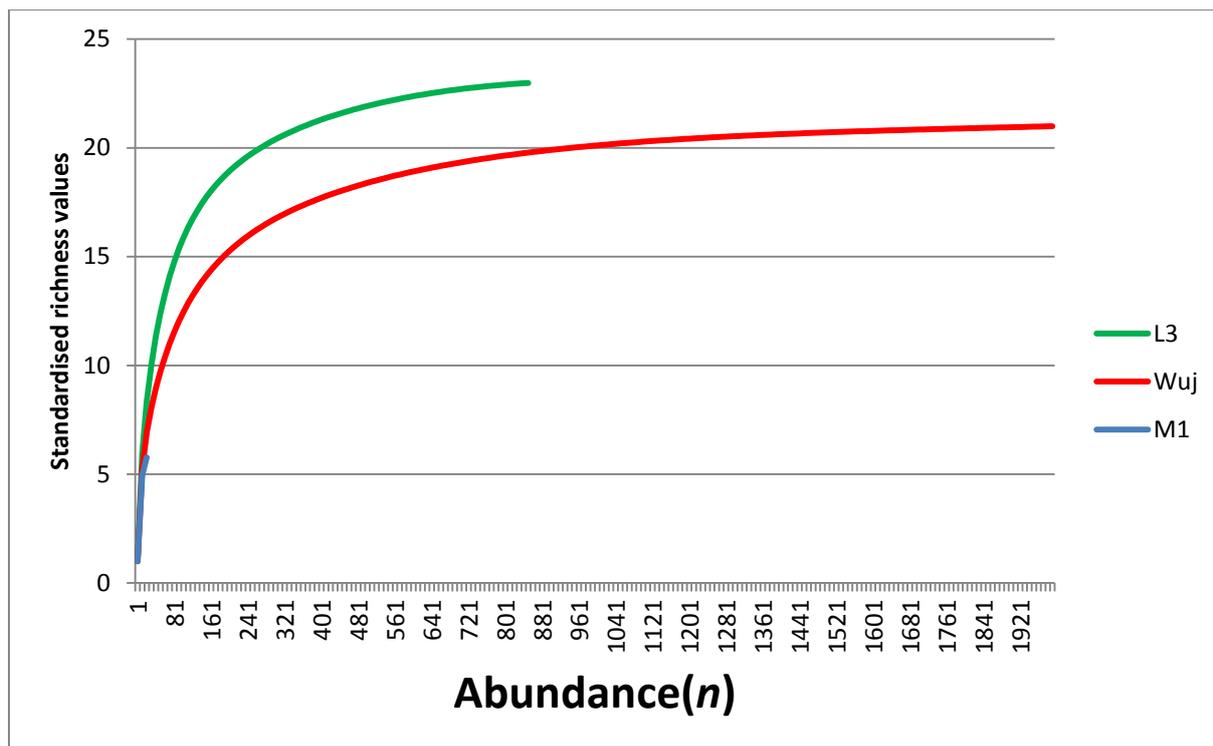


Figure 42 : Courbe de raréfaction réalisée au niveau générique pour les différentes unités lithologiques de la coupe de Chaotian.

Les valeurs standardisées de richesses générique et spécifique calculées par échantillon sont relativement hétérogènes au sein des différentes unités lithologiques étudiées (Tableau 8, 9). Cette hétérogénéité est étroitement liée aux variations des conditions environnementales intervenues au cours du dépôt de ces dernières.

Dans le but d'exposer de manière lisible les particularités de chacune de ces unités lithologiques, une représentation des données sous forme de « boîtes à moustaches » (Boxplot) a été effectuée via l'utilisation du logiciel R (version 3.1.3, R Core Team 2015). La sous-unité M1 ne contenant que deux échantillons et un nombre limité de spécimens, les données concernant cette dernière ne seront ici pas interprétées.

Les normalisations à $n=80$ (générique) et $n=65$ (spécifique) permettant l'obtention de valeurs pour un nombre adéquat d'échantillons, des tests de Student (Student 1908) ont été réalisés afin d'évaluer la significativité des différences observées entre unités lithologiques.

1. Diversité générique

La comparaison des richesses moyennes, pour $n=80$, indique une diminution significative de la richesse générique par échantillon entre le Capitanien inférieur (L3, Chaotian) et le

Capitanien supérieur de Penglaitan (Figure 43, Tableau 10). La richesse générique moyenne à la base du Wuchiapingien (Formation Wujiaping) à Chaotian est similaire à celle calculée à Penglaitan (Figure 43, Tableau 10). La diversité générique moyenne à la base du Wuchiapingien est significativement plus basse que celle calculée en L3.

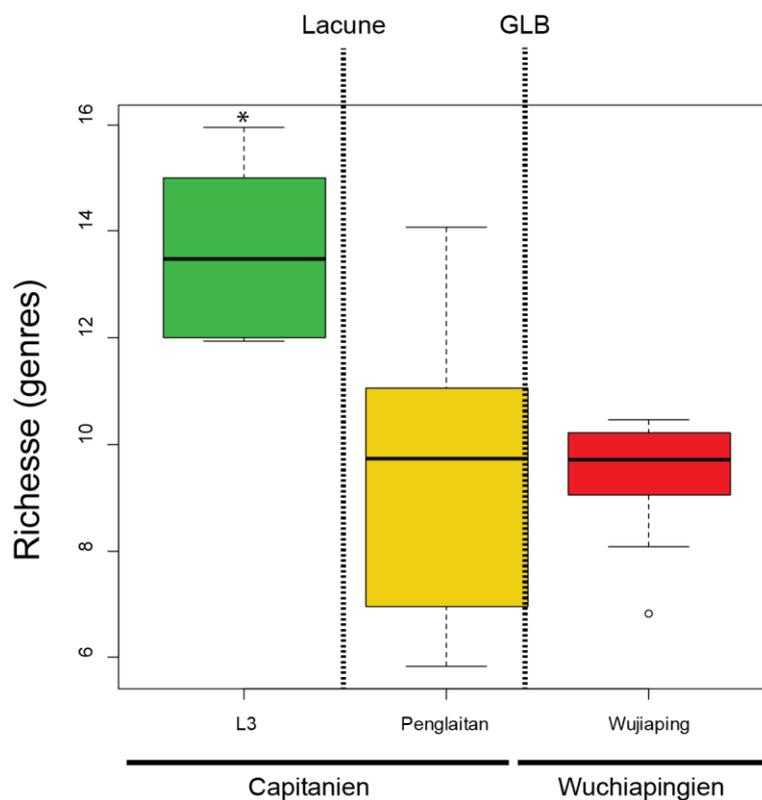


Figure 43 : Boxplot représentant la richesse générique standardisée par échantillon ($n=80$). La boîte verte correspond à L3, la boîte jaune au Laibin Limestone (Penglaitan) et la boîte rouge à la formation Wujiaping. « * » : valeur significativement différente. Le cercle vide représente une valeur marginale.

	Wujiaping	Penglaitan	L3
Wujiaping	NA	0.9433491	0.002675206
Penglaitan	NA	NA	0.011076711
L3	NA	NA	NA

Tableau 10 : Test de Student réalisé sur les données de richesse générique standardisées ($n=80$). Les valeurs numériques représentent les p -values. Les cases jaunes indiquent des différences significatives.

Le passage du Capitanien inférieur au Wuchiapingien inférieur, sur une durée d'environ 6Ma (durée du Capitanien, International Chronostratigraphic chart 2015), est ici caractérisé par une diminution de près de 32% de la richesse générique moyenne.

2. Diversité spécifique

La comparaison des richesses moyennes, pour $n=65$, indique une diminution de la richesse spécifique par échantillon entre le Capitanien inférieur (L3, Chaotian) et le Capitanien supérieur de Penglaitan (Figure 44). Bien que marquée, la différence entre les moyennes n'est cependant pas très significative (Tableau 11). La richesse spécifique moyenne à la base du Wuchiapingien (Formation Wujiaping) à Chaotian est en revanche significativement plus élevée que celle calculée à Penglaitan et en L3 (Figure 44, Tableau 11). La diversité spécifique moyenne à la base du Wuchiapingien est similaire à celle mesurée en L3.

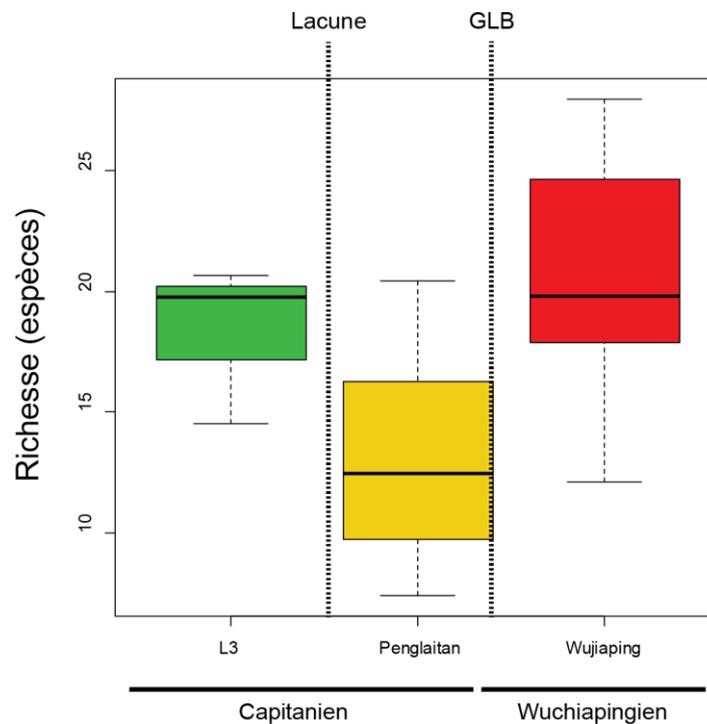


Figure 44 : Boxplot représentant la richesse spécifique standardisée par échantillon ($n=65$). La boîte verte correspond à L3, la boîte jaune au Laibin Limestone (Penglaitan) et la boîte rouge à la formation Wujiaping.

	Wujiaping	Penglaitan	L3
Wujiaping	NA	0.006514559	0.41432516
Penglaitan	NA	NA	0.08828056
L3	NA	NA	NA

Tableau 11 : Test de Student réalisé sur les données de richesse spécifique standardisées ($n=65$). Les valeurs numériques représentent les p -values. La case jaune indique une différence significative.

Le passage du Capitanien inférieur au Wuchiapingien inférieur, sur une durée d'environ 6Ma (durée du Capitanien, International Chronostratigraphic chart 2015), est ici caractérisé

par une diminution de près de 28% de la richesse spécifique moyenne au Capitanien moyen/supérieur, suivie d'une augmentation de 42% au niveau de la GLB.

C. Discussion

La paléobiodiversité des ostracodes est liée aux conditions paléoenvironnementales. Par conséquent, les variations de richesse observées lors de ce travail entre le Capitanien inférieur (L3) et le Wuchiapingien inférieur (formation Wujiaping), tous deux associés au même type de milieu de dépôts, peuvent être imputées aux changements environnementaux intervenus lors du dépôt de M1 et au cours de la période non enregistrée à Chaotian (Capitanien moyen/supérieur, correspondant en partie à la période de dépôts des échantillons de la coupe de Penglaitan).

La baisse de diversité observée au niveau générique entre L3 et Penglaitan pourrait ainsi traduire la mise en place d'un milieu moins favorable à l'épanouissement de certains taxons d'ostracodes au Capitanien moyen/supérieur. Les genres dont les conditions de vie n'auraient plus été assurées se seraient alors éteints (localement) ou auraient migré vers d'autres localités, disparaissant ainsi des sédiments du Wuchiapingien basal à Chaotian.

Comme pour la richesse générique, la diminution de la richesse spécifique entre le Capitanien inférieur à Chaotian (L3) et le Capitanien supérieur de Penglaitan (Laibin Limestone) pourrait être due aux changements de milieu. L'augmentation de la richesse spécifique entre le Capitanien (L3 et Penglaitan) et le Wuchiapingien (formation Wujiaping) pourrait alors traduire une diversification au sein des genres survivants suite au retour de conditions environnementales optimales.

Le nombre de spécimens identifiés au niveau spécifique est plus faible que celui au niveau générique. Par conséquent, l'obtention d'une bonne représentativité des données de richesse spécifique nécessite un plus grand nombre de spécimens que pour la richesse générique. Ainsi, au niveau de courbes de raréfaction, l'abondance théorique minimale permettant d'atteindre cette bonne représentativité, matérialisée par l'obtention d'un plateau, est de fait plus élevée que celle nécessaire pour une analyse au niveau générique. La standardisation des valeurs de richesse doit donc s'effectuer au niveau spécifique sur la base d'un plus grand nombre de spécimens qu'au niveau générique. En raison des conditions d'échantillonnage et des difficultés d'identification rencontrées lors de ce travail, limitant sensiblement la quantité de spécimens identifiés au niveau spécifique, la prise en compte d'une abondance théorique plus élevée qu'au niveau générique n'a pas pu être effectuée. Dans le but d'effectuer une

interprétation plus précise et plus robuste des variations de diversité spécifique, une augmentation de la taille du jeu de données est ici nécessaire.

II. Disparitions locales ou extinctions globales

A. Distribution des genres

Les données obtenues au niveau spécifique lors de ce travail se sont avérées sensibles à plusieurs biais méthodologiques. Dans le cadre d'une analyse visant à tester l'hypothèse d'un éventuel événement de crise biologique, il est nécessaire de considérer des rangs taxonomiques plus élevés que le rang spécifique. Par conséquent, cette partie s'intéressera à la répartition stratigraphique des ostracodes au niveau générique au sein des coupes de Penglaitan et Chaotian.

Sur les 24 genres identifiés au Capitanien inférieur à Chaotian, 4 sont exclusifs à cet intervalle (à l'échelle des échantillons étudiés). Le passage du Capitanien inférieur de Chaotian au Capitanien supérieur de Penglaitan est caractérisé par la disparition définitive (à l'échelle des échantillons étudiés) de 4 genres d'ostracodes identifiés à Chaotian et par l'absence de 4 autres genres (Tableau 12). Les données obtenues à Penglaitan ont permis d'identifier 9 genres n'étant pas présents au Capitanien inférieur à Chaotian, dont 5 exclusifs à cet intervalle. Trois genres, communs à Chaotian et Penglaitan sont exclusifs au Capitanien.

Le Wuchiapingien à Penglaitan et Chaotian est caractérisé par la disparition définitive (à l'échelle des échantillons étudiés) de 8 des 25 genres d'ostracodes identifiés au Capitanien supérieur à Penglaitan. Trois des genres identifiés au Wuchiapingien à Chaotian ne sont pas retrouvés au Capitanien à Chaotian et Penglaitan (Tableau 12).

À l'échelle des données recueillies à Chaotian et Penglaitan, 12 des 33 genres présents au Capitanien ne sont plus retrouvés au Wuchiapingien, soit une disparition de 36% des genres.

Les données obtenues lors de ce travail constituent les toutes premières informations sur les ostracodes de la fin du Permien moyen et du début du Permien supérieur. Elles ne caractérisent qu'une aire paléogéographique restreinte (bloc de Chine du Sud). La description et une mesure de l'impact éventuel d'une crise biologique majeure sur les ostracodes entre le

Permien moyen et supérieur nécessitent une comparaison à plus large échelle temporelle et paléogéographique.

Parmi les genres reconnus à Chaotian et à Penglaitan, tous, y compris les genres *Geffenina*, *Abrobairdia* et *Ceratobairdia* semblant apparaître à la base de la formation Wujiaping à Chaotian, sont connus au Permien inférieur et moyen dans d'autres localités de Chine du Sud (e.g., Chen 1958 ; Guan *et al.* 1978 ; Chen & Bao 1986) ou dans d'autres régions du monde telles la Grèce (Crasquin-Soleau & Baud 1998), la Thaïlande (Chitnarin 2008, 2010, 2012) ou encore le Japon (Tanaka *et al.* 2012).

De plus, si certains genres semblent absents à la base de la formation Wujiaping à Chaotian, tous sont cependant retrouvés au Permien supérieur de divers autres localités de Chine du Sud (e.g., Shi & Chen 2002 ; Yuan & Crasquin-Soleau 2007 ; Crasquin *et al.* 2010) ou d'autres régions du monde telles la Hongrie (Kozur 1985), Israël (Gerry *et al.* 1987), la Grèce (Crasquin-Soleau & Baud 1998), ou encore l'Iran (Mette 2008).

Seul le genre *Cetollina* présente une répartition singulière. Il est ici en effet identifié pour la première fois au Capitanien.

Les absences de genres caractérisées lors de ce travail à Chaotian et Penglaitan ne sont donc pas liées à des disparitions ou apparitions à l'échelle globale. La répartition stratigraphique des genres observée au sein de ces coupes (Tableau 12) est donc vraisemblablement due aux mêmes variations environnementales locales semblant impacter la richesse générique et spécifique des ostracodes au niveau de la GLB.

Ordres	Genres	Permien inférieur/moyen		Chaotian		Permien moyen		Penglaitan		Chaotian		Lopingien moyen/supérieur Wuchiapingien/Changhsingien	
				Capitanien inférieur/moyen	Guadalupien supérieur	Capitanien moyen Formation Maokou	Capitanien supérieur	Wuchiapingien inférieur	Permien supérieur				
PODOCOPIDA	<i>Cetallina</i>	X				X				X		X	
	<i>Ceratobairdia</i>	X								X		X	
	<i>Abrabairdia</i>									X		X	
	<i>Mirabairdia</i>	X		X						X		X	
	<i>Pedobairdia</i>	X		X						X		X	
	<i>Pustulobairdia</i>	X								X		X	
	<i>Bairdia</i>	X		X						X		X	
	<i>Bairdiatrypis</i>	X		X						X		X	
	<i>Fabalicypis</i>	X		X						X		X	
	<i>Paramacrocypis</i>	X		X						X		X	
	<i>Acratina</i>	X		X						X		X	
	<i>Cytherellina</i>	X		X						X		X	
	<i>Silenites</i>	X		X						X		X	
	<i>Boschirina</i>	X		X						X		X	
	<i>Calliylthere</i>	X		X						X		X	
	<i>Basslerella</i>	X		X						X		X	
	<i>Waylandella</i>	X		X						X		X	
	<i>Microchellina</i>	X		X						X		X	
	PALEOCOPIDA	<i>Cyathus</i>	X								X		X
		<i>Hollinella</i>	X								X		X
<i>Kegellites</i>		X								X		X	
<i>Neomphistites</i>		X								X		X	
<i>Kindella</i>		X		X						X		X	
<i>Krighina</i>		X		X						X		X	
<i>Kirkbya</i>		X		X						X		X	
<i>Raviya</i>		X		X						X		X	
<i>Roundyella</i>		X		X						X		X	
<i>Samarella</i>		X		X						X		X	
<i>Permoyoungiella?</i>		X		X						X		X	
PLATYCOPIDA		<i>Sulcella</i>	X								X		X
	<i>Cavellina?</i>	X								X		X	
	<i>Paracavellina</i>	X		X						X		X	
	<i>Geffenna</i>	X		X						X		X	
	<i>Knoxella</i>	X		X						X		X	
HALOCYPRIDA	<i>Polyscape</i>								X			X	

Tableau 12 : Répartition des genres identifiés à Chaotian et Penglaitan au Permien moyen et supérieur. X : présence d'un taxon ; cases gris foncé : présence à l'échelle globale, cases gris clair : présence dans les échantillons étudiés ; cases oranges : taxons apparemment exclusifs au Capitanien ; cases vertes : taxons apparemment

B. Diversité au sein des ordres d'ostracodes

Si la distribution des genres ne semble pas ici évoquer d'événement de crise biologique ayant affecté les faunes à une échelle globale, il est intéressant d'observer le comportement des faunes d'ostracodes au cours du temps en étudiant les variations de diversité à un rang taphonomique plus élevé.

Ainsi, le matériel fossile recueilli le long des coupes de Chaotian et Penglitan a permis l'identification de spécimens appartenant à 4 ordres d'ostracodes : Halocyprida, Platycopida, Palaeocopida et Podocopida (Chapitre III). Les ordres Halocyprida et Platycopida ne sont représentés que par un très faible nombre de spécimens au sein de ces coupes. Cette partie s'intéressera donc à la l'évolution de la diversité des ostracodes au sein des ordres Palaeocopida et Podocopida.

Les échantillons analysés lors de ce travail présentent une grande hétérogénéité de taille, tant du point de vue de la quantité de sédiment triée que de l'abondance en spécimens. Afin d'évaluer l'évolution de la diversité de ces ordres d'ostracodes au cours du temps, une étude des variations de richesses spécifique et générique a été réalisée à partir de valeurs relatives de richesse (proportions en espèces et en genres des différents ordres). De plus, seuls les échantillons ayant permis de recueillir un minimum de 20 spécimens identifiés au niveau de l'ordre ont été conservés. L'échantillon 11CHAO158 (M1, Capitanien inférieur/moyen, Chaotian) est caractérisé par un état de corrosion très avancé des spécimens. Les spécimens reconnus au niveau spécifique appartiennent tous aux Palaeocopida. Cependant, une proportion importante de spécimens appartenant aux Podocopida, mais n'ayant pu être identifiée au niveau spécifique, est également retrouvée dans cet échantillon. Les résultats obtenus pour cet échantillon ne seront par conséquent pas interprétés.



Figure 45 : Richesse spécifique relative des quatre ordres identifiés au sein des coupes de Chaotian et Penglaitan. Les échantillons 11CHAO173 à 163 correspondent au Capitanien inférieur de Chaotian (L3), l'échantillon 11CHAO158 au Capitanien inférieur/moyen de Chaotian (M1), les échantillons 12PE41 à 66 au Capitanien terminal de Penglaitan et les échantillons 11CHAO80 à 100 au Wuchiapingien inférieur de Chaotian.

Les résultats obtenus au niveau spécifique (Figure 45) exposent tout d'abord une large dominance des Podocopida le long des coupes de Chaotian et Penglaitan. La diversité spécifique au sein des Palaeocopida présente néanmoins des variations notables entre le Capitanien inférieur à Chaotian (L3), le Capitanien terminal (Penglaitan) et le Wuchiapingien basal (Chaotian). On peut ainsi observer que la richesse spécifique relative des Palaeocopida, bien que variable, est caractérisée par une certaine tendance à la diminution. En effet, les valeurs en L3 sont globalement comprises entre 10 et 30%, entre 5 et 20% à Penglaitan et entre 5 et 10% au Wuchiapingien.

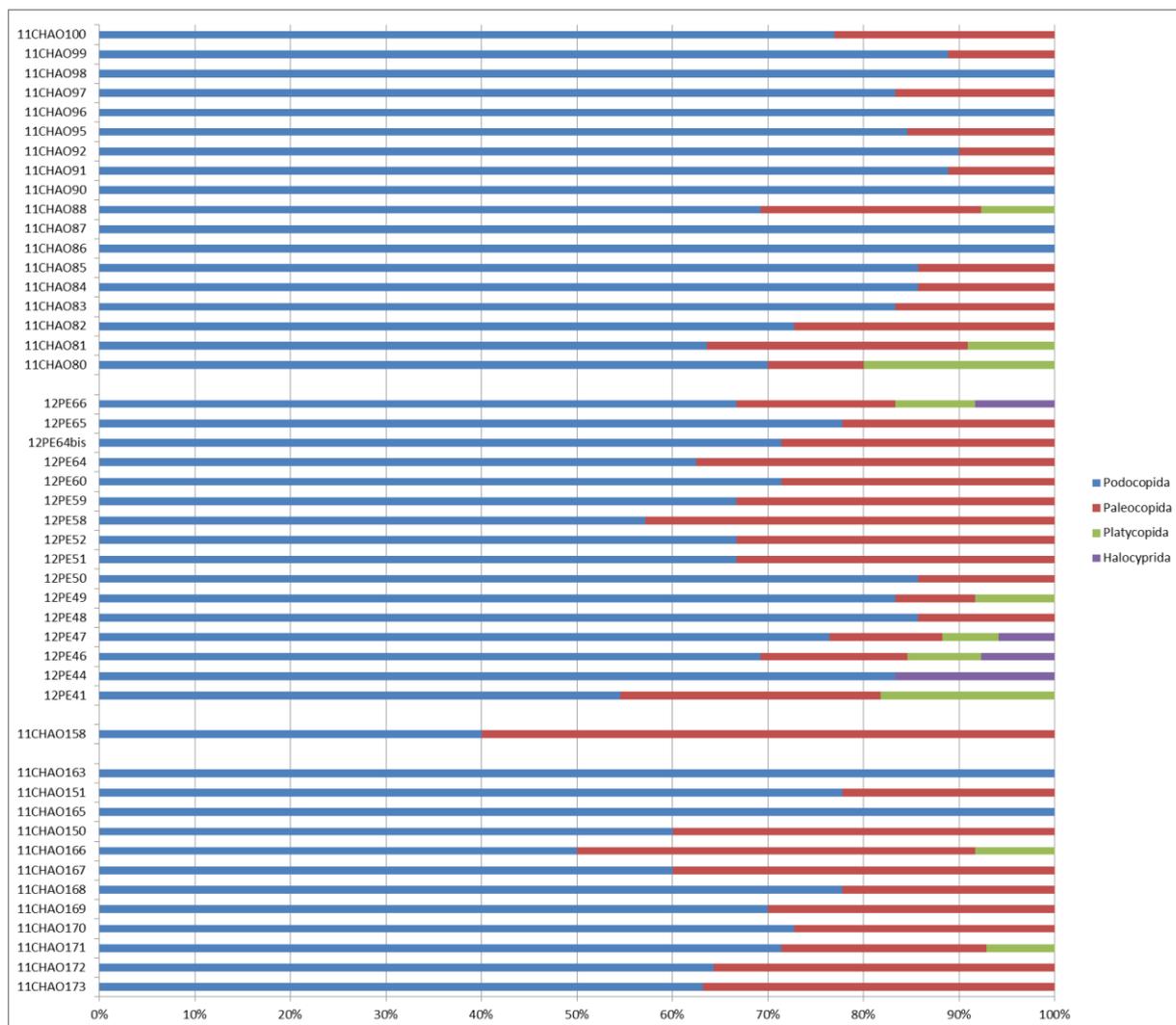


Figure 46 : Richesse générique relative des quatre ordres identifiés au sein des coupes de Chaotian et Penglaitan. Les échantillons 11CHAO173 à 163 correspondent au Capitanien inférieur de Chaotian (L3), l'échantillon 11CHAO158 au Capitanien inférieur/moyen de Chaotian (M1), les échantillons 12PE41 à 66 au Capitanien terminal de Penglaitan et les échantillons 11CHAO80 à 100 au Wuchiapingien inférieur de Chaotian.

Les résultats obtenus au niveau générique (Figure 46) suggèrent également une large dominance des Podocopida le long des coupes de Chaotian et Penglaitan. La diversité générique au sein des Palaeocopida présente ici encore des variations notables entre les différentes périodes de dépôts étudiées. On peut ainsi observer que la richesse générique relative des Palaeocopida, bien que variable, est nettement plus faible au Wuchiapingien que lors de Capitanien. Les valeurs observées au Capitanien terminal (Penglaitan) sont cependant similaires à celles observées au Capitanien inférieur à Chaotian.

Afin de tester la significativité des différences de richesse observées, des analyses de variances (Anova) ont été réalisées sur les données de richesse relative en Palaeocopida (Figure 47) via l'utilisation du logiciel R (version 3.1.3, R Core Team 2015). Ces Anova ont été accompagnées de tests de Tukey (Tukey 1949) dans le but d'estimer la significativité des différences entre les valeurs calculées, Si les résultats obtenus permettent d'observer une diminution progressive de la richesse relative moyenne au cours du temps, la différence entre le Capitanien inférieur (L3, Chaotian) et le Capitanien terminal (Penglaitan) n'est ici pas significative, au niveau spécifique comme au niveau générique. La formation Wujiaping (Wuchiapingien, Chaotian) est en revanche significativement moins riche, au niveau spécifique comme générique, que les deux formations capitanienne.

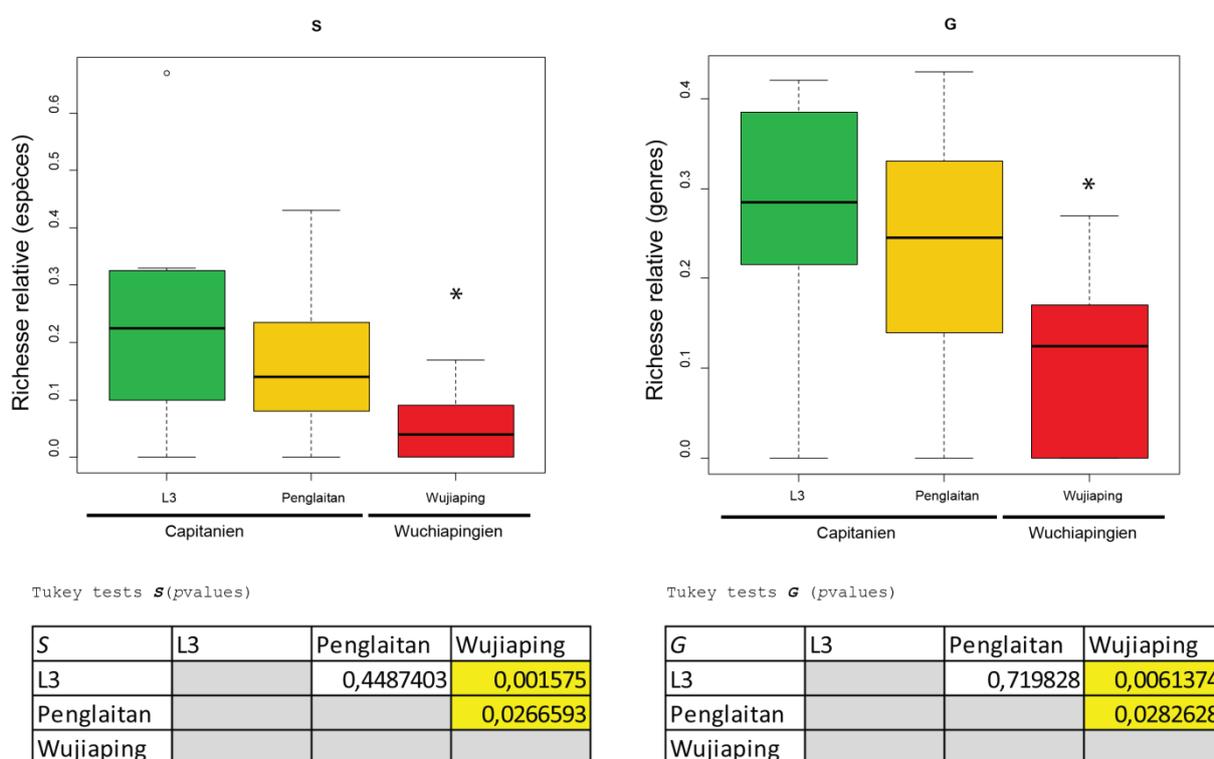


Figure 47 : Résultats des Anova et tests de Tukey réalisés sur les proportions de Palaeocopida au sein des différentes formations des coupes de Chaotian et Penglaitan, aux niveaux spécifique (S) et générique (G). Les boîtes vertes correspondent à L3, les boîtes jaunes au Laibin Limestone (Penglaitan) et les boîtes rouges à la formation Wujiaping. Les valeurs de *p*values surlignées en jaunes ainsi que le symbole « * » indiquent des différences significatives.

À l'issue de ces analyses, les diversités générique et spécifique de Palaeocopida semblent donc ne diminuer que peu au cours du Capitanien. Le Wuchiapingien est en revanche caractérisé par une diminution importante de la richesse relative des Palaeocopida. Un déclin de richesse des Palaeocopida semble donc s'opérer au passage de la GLB.

Les sédiments provenant des coupes de Chaotian et Penglaitan correspondent à des environnements de dépôts relativement similaires (marins de plateforme peu profonde), bien que déposés dans des contextes paléogéographiques différents (Chaotian : Paléo-Téthys ; Penglaitan : Panthalassa). La baisse de diversité des Palaeocopida observée ici pourraient alors refléter un évènement s'étant déroulé à une échelle spatiale relativement large.

L'ordre des Palaeocopida, dominant au sein des faunes marines dans la première moitié du Paléozoïque voit son abondance et sa diversité décroître progressivement au cours du Permien supérieur (Crasquin-Soleau *et al.* 2004 ; Forel & Crasquin 2011 ; Crasquin & Forel 2014) au profit de l'ordre Podocopida, dominant les faunes mésozoïques et modernes. Les résultats obtenus lors de ce travail suggèrent que cette baisse de diversité des Palaeocopida aurait débuté au niveau de la GLB.

Les variations observées au niveau des échantillons de la coupe de Penglaitan pourraient cependant correspondre en partie aux changements de faciès identifiés au Chapitre IV. Une analyse plus précise des faciès au sein de la coupe de Chaotian pourrait alors permettre d'évaluer plus précisément l'influence des changements environnementaux sur la diversité des différents ordres d'ostracodes.

Conclusion

L'étude de l'évolution de la paléobiodiversité des ostracodes à Chaotian et Penglaitan indique une diminution des richesses générique et spécifique au cours du Capitanien, suivie d'une augmentation de la richesse spécifique, au passage de la GLB. Les changements de lithologie observés le long de la coupe de Chaotian entre le Capitanien inférieur et le Wuchiapingien supérieur, et les modifications paléoenvironnementales sous-jacentes, semblent pouvoir expliquer ces variations de biodiversité. Les interprétations effectuées pourront néanmoins être affinées par une meilleure définition des faciès le long de la coupe de Chaotian. Dans ce but, une analyse de la taphonomie et de la biostratigraphie des ostracodes, comme celle effectuée pour la coupe de Penglaitan, pourrait être envisagée pour la coupe de Chaotian.

L'étude de la diversité des ordres d'ostracodes suggère une diminution importante des diversités spécifique et générique des Palaeocopida au niveau de la GLB. Ces derniers étant jusque-là connus pour décliner progressivement au Permien supérieur, les données recueillies lors de ce travail suggèreraient un déclin plus précoce.

Si les données de la coupe de Penglaitan semblent pouvoir être comparées et interprétées de manière cohérente avec les données de la coupe de Chaotian, il est cependant nécessaire d'acquérir des données supplémentaires sur le Capitanien inférieur et le Wuchiapingien inférieur à Penglaitan et Chaotian dans le but d'effectuer une lecture continue de la biodiversité des ostracodes à la GLB sur une période plus longue.

À la lumière des connaissances sur les ostracodes du Permien inférieur et supérieur, il semble que les variations de paléobiodiversité observées lors de ce travail au niveau de la GLB ne soient restreintes qu'à une échelle paléogéographique très limitée. Les genres identifiés de part et d'autre de la GLB au sein des coupes de Penglaitan et Chaotian étant connus au Permien inférieur et supérieur y compris en Chine du Sud, aucune preuve de phénomène d'extinction affectant les faunes d'ostracode n'est pour l'heure mise en évidence. Les interprétations réalisées ne peuvent dès lors être considérées qu'à une échelle locale. L'étude de matériel provenant d'autres localités est dès lors nécessaire dans le but d'effectuer une lecture des variations de paléobiodiversité des ostracodes à cette période à une échelle plus globale.

Enfin, la grande hétérogénéité de taille entre échantillons implique ici la sous-estimation des valeurs de diversité pour certains des échantillons étudiés et donc des valeurs non représentatives. Un enrichissement du jeu de données est par conséquent nécessaire dans le but d'effectuer des interprétations plus robustes concernant l'évolution de la diversité au cours du temps.

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Conclusion et perspectives

Le travail réalisé durant cette thèse constitue une approche exploratoire de la diversité des ostracodes dans le contexte de crise biologique marquant la fin du Permien moyen et le début du Permien supérieur. La description de spécimens provenant de Chine du Sud révèle pour la première fois de façon détaillée la composition d'assemblages d'ostracodes à cette période. Les informations recueillies ont été analysées par différentes méthodes notamment dans le but de retracer l'histoire de la biodiversité des ostracodes et l'évolution de certains paramètres paléoenvironnementaux durant cet intervalle de temps.

L'étude de la conservation des ostracodes fossiles le long de la coupe de Penglaitan, associée à l'étude des communautés d'ostracodes a permis de distinguer et délimiter plusieurs horizons au sein des formations sédimentaires. Les données acquises apparaissent cohérentes avec les données lithologiques et paléontologiques présentées dans la littérature. Elles semblent dès lors constituer de bons outils pour la caractérisation des conditions environnementales au niveau des milieux de dépôt des sédiments. Un modèle de reconstitution paléoenvironnementale basé sur ces résultats est ainsi proposé. L'étude de caractères diagnostiques complémentaires, dont certains spécifiques à la morphologie des ostracodes, permettrait de perfectionner ce modèle et ainsi d'obtenir une caractérisation plus fine des variations de condition du milieu.

Si le contexte environnemental est relativement bien défini à Penglaitan, les informations disponibles à Chaotian sont pour l'heure très limitées. Une délimitation précise des faciès le long de la coupe de Chaotian permettrait donc d'affiner la lecture et l'interprétation des données de biodiversité. Dans cette optique, l'étude de l'état de conservation des ostracodes pourrait être envisagée.

Dans le cadre d'une approche de la biodiversité des ostracodes au niveau de la GLB, les données obtenues par l'étude de la coupe de Penglaitan ont été analysées à travers l'utilisation de divers outils. Ce travail a ainsi permis d'identifier et de sélectionner les paramètres les moins influencés par les biais d'échantillonnage inhérents aux analyses de biodiversité. L'ampleur de ces biais sur la représentativité des données obtenues a pu être évaluée. À la lumière de ces résultats, une nouvelle méthode d'analyse des données a été proposée. La biodiversité des ostracodes étant directement dépendante des paramètres environnementaux,

un regroupement des échantillons sur la base de leurs affinités taphonomiques et biostratigraphiques a ainsi été réalisé, minimisant l'influence de l'hétérogénéité d'échantillonnage sur les résultats obtenus à Penglaitan. Un apport de matériel fossile supplémentaire est cependant nécessaire à l'obtention d'un jeu de données pleinement représentatif de la réalité de l'enregistrement fossile. Cette méthode de traitement des données fossiles contribue à une interprétation plus pertinente des données de biodiversité. Elle pourrait être étendue à l'étude d'autres affleurements, notamment celui de Chaotian, afin de retracer l'évolution de la richesse en ostracodes au niveau de la GLB à plus grande échelle. Dans l'optique d'une étude plus poussée des variations de biodiversité, d'autres indices, révélateurs d'autres facettes de cette dernière, pourraient être appliqués afin d'obtenir une vision plus complète du comportement des ostracodes au niveau de la GLB.

Des méthodes morphométriques d'analyse de contours (Baltanás *et al.* 2002, 2003 ; Sánchez-González *et al.* 2004 ; Danielopol *et al.* 2008 ; Baltanás & Danielopol 2011) ont été envisagées au cours de ce travail, dans le but de tester de manière statistique les délimitations de taxons et ainsi d'évaluer l'importance et l'influence de la diversité intraspécifique sur les valeurs de diversité observées. Certaines contraintes liées au matériel fossile n'ont cependant pas permis leur application. De par l'état de conservation général du matériel fossile, peu de taxons présentent une grande quantité de carapaces ou de valves entières. De plus, dans le but d'obtenir une reconstitution correcte du contour d'une valve, le positionnement de cette dernière doit être optimal. Dans le cas de valves isolées, il semble donc possible de réaliser une étude morphométrique. À l'inverse, dans le cas de carapaces dont les valves sont retrouvées connectées, la morphologie de ces dernières (bombement, valves asymétriques...) peut complexifier la bonne orientation des spécimens. La séparation des valves n'étant pas réalisable, une grande partie du matériel fossile ne peut être soumis à ce type d'analyse. Une étude morphologique de l'ensemble des taxons identifiés apparaît par conséquent difficile à mettre en œuvre. L'application de ces méthodes ne pouvant donc être réalisée qu'à l'échelle de quelques taxons retrouvés en abondance sous forme de valves isolées complètes, un travail de morphométrie pourrait néanmoins être envisagé dans l'avenir afin de tester les délimitations de certains taxons.

L'étude des variations de la biodiversité des ostracodes au cours du temps à Penglaitan, au regard des données lithologiques et taphonomiques, met en évidence une forte influence des paramètres environnementaux, notamment bathymétriques. Cependant, malgré les phases de régression et transgression enregistrées à l'échelle globale et mises en évidence à Penglaitan,

aucune tendance à la diminution des richesses (générique et spécifique) des ostracodes n'est observée à Penglaitan. Le sommet de la formation Maokou (sommet du Permien moyen et base du Permien supérieur) présente de plus une diversité relativement élevée. Si la résolution stratigraphique de cette étude ne permet pas de distinguer l'impact des changements environnementaux locaux des variations à l'échelle globale, les données obtenues ne sont pas révélatrices d'un événement de crise d'ampleur globale.

La séquence sédimentaire composite associant la coupe de Chaotian et Penglaitan, couvre de manière discontinue le Capitanien et la base du Permien inférieur. L'étude des données de biodiversité le long de cette séquence révèle une diminution des richesses générique et spécifique au cours du Capitanien, suivie d'une augmentation de la richesse spécifique au passage de la GLB. Les importants changements lithologiques observés à Chaotian au sommet du Capitanien inférieur (Permien moyen) semblent pouvoir expliquer la baisse de richesse moyenne observée au Capitanien supérieur. Le retour aux conditions de dépôt initiales à la base du Wuchiapingien (base du Permien supérieur) laisse ici suggérer une diversification des espèces au sein des genres ayant survécu au précédent changement lithologique.

À l'échelle de l'ordre, les données obtenues ont permis de mettre en évidence une diminution significative des diversités spécifique et générique des Palaeocopida au niveau de la GLB. Caractéristique du Paléozoïque, cet ordre était jusque-là connu pour décliner progressivement au cours du Permien supérieur. À la lumière de ces nouveaux résultats, il apparaît envisageable que le déclin des Palaeocopida ait débuté plus tôt au cours du Permien. Le passage de la GLB pourrait alors caractériser une étape importante dans l'extinction de ce groupe.

La répartition stratigraphique des taxons identifiés au sein des coupes de Penglaitan et Chaotian suggère des « disparitions » et « apparitions » de genres au niveau de la GLB. Les genres d'ostracodes identifiés lors de ce travail étant cependant connus au Permien inférieur et supérieur, en Chine du Sud et dans d'autres localités plus éloignées, le schéma de répartition stratigraphique observé ne semble pouvoir caractériser que des événements de renouvellement fauniques à l'échelle locale. Ces genres présentant une très large répartition stratigraphique, la résolution apportée par le travail au niveau générique paraît néanmoins limitée. Une étude réalisée au niveau spécifique pourrait dès lors permettre une retranscription plus fine de l'impact des événements de la fin du Permien moyen sur les ostracodes. Ces organismes sont cependant caractérisés par une évolution rapide de la composition (spécifique) des

assemblages au cours du temps et par un fort endémisme. Le travail réalisé lors de cette thèse abordant pour la première fois les faunes d'ostracodes de la fin du Permien moyen et du début du Permien supérieur, à partir de données provenant d'une zone géographique restreinte, l'étude de la répartition stratigraphique au niveau spécifique ne paraît donc pour l'heure pas pertinente. La reconstitution de l'histoire de la biodiversité des ostracodes à la GLB à ce rang taxonomique nécessiterait par conséquent une meilleure documentation des faunes à l'échelle globale. L'étude de matériel fossile contemporain des faunes étudiées à Penglaitan et Chaotian, provenant de localités paléogéographiquement éloignées du bloc de Chine du sud et caractéristiques de milieux variés, paraît donc indispensable.

BIBLIOGRAPHIE

Références

- Ali, J.R., Thompson, G.M., Song, X. & Wang, Y. (2002). Emeishan Basalts (SW China) and the 'end-Guadalupian' crisis: magnetobiostratigraphic constraints. *Journal of the Geological Society London*, 159, 21–29.
- Ali, J.R., Thompson, G.M., Zhou, M. & Song, X. (2005). Emeishan large igneous province, SW China. *Lithos*, 79, 475–489.
- Alin, S. R., & Cohen, A. S. (2004). The live, the dead, and the very dead: taphonomic calibration of the recent record of paleoecological change in Lake Tanganyika, East Africa. *Journal Information*, 30(1), 44-81.
- Aljinović, D., Isozaki, Y., & Sremac, J. (2008). The occurrence of giant bivalve Alatoconchidae from the Yabeina zone (Upper Guadalupian, Permian) in European Tethys. *Gondwana Research*, 13(3), 275-287.
- Alroy, J., Aberhan, M., Bottjer, D. J., Foote, M., Fürsich, F. T., Harries, P. J., A. J. W., Holland, S. M., Ivany, L. C., Kiessling, W., Kosnik, M. A., Marshall, C. R., McGowan, A. J., Miller, A. I., Olszewski, T. D., Patzkowsky, M. E., Peters, S. E., Villier, L., Wagner, P. J., Bonuso, N., Borkow, P. S., Brenneis, B., Clapham, M. E., Fall, L. M., Ferguson, C. A., Hanson, V. L., Krug, A. Z., Layou, K. M., Leckey, E. H., Nürnberg, S., Powers, C. M., Sessa, J. A., Simpson, C., Tomasovych, A. & Visaggi, C. C. (2008). Phanerozoic trends in the global diversity of marine invertebrates. *Science*, 321(5885), 97-100.
- Baltanás, Á., & Danielopol, D. L. (2011). Geometric morphometrics and its use in ostracod research: a short guide. *Joannea Geologie und Paläontologie*, 11, 235-272.
- Baltanás, A., Alcorlo, P., & Danielopol, D. L. (2002). Morphological disparity in populations with and without sexual reproduction: a case study in *Eucypris virens* (Crustacea: Ostracoda). *Biological Journal of the Linnean Society*, 75(1), 9-19.
- Baltanás, A., Brauneis, W., Danielopol, D. L. & Linhart, J. (2003). Morphometric methods for applied ostracodology: tools for outline analysis of nonmarine ostracodes. *Paleontological Society Papers*, 9, 101.
- Becker, G. (2002). Palaeozoic Ostracoda: The standard classification scheme. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 226(2), 165-228.
- Behnken, F. H. (1975). Leonardian and Guadalupian (Permian) conodont biostratigraphy in western and southwestern United States. *Journal of Paleontology*, 49(2), 284-315.

- Behrensmeier, A. K., & Kidwell, S. M. (1985). Taphonomy's contributions to paleobiology. *Paleobiology*, *11*(1), 105-119.
- Bennett, C. (2008). A review of the Carboniferous colonisation of non-marine environments by ostracods. *Senckenbergiana lethaea*, *88*(1), 37-46.
- Bennett, C. E., Siveter, D. J., Davies, S. J., Williams, M., Wilkinson, I. P., Browne, M., & Miller, C. G. (2012). Ostracods from freshwater and brackish environments of the Carboniferous of the Midland Valley of Scotland: the early colonization of terrestrial water bodies. *Geological Magazine*, *149*(03), 366-396.
- Bercovici, A., Cui, Y., Forel, M. B., Yu, J., & Vajda, V. (2015). Terrestrial paleoenvironment characterization across the Permian–Triassic boundary in South China. *Journal of Asian Earth Sciences*, *98*, 225-246.
- Berra, F., & Angiolini, L. (2014). The evolution of the Tethys region throughout the Phanerozoic: a brief tectonic reconstruction, in L. Marlow, C. Kendall and L. Yose (Eds.), *Petroleum systems of the Tethyan region*. AAPG Memoir, 106, 1-27.
- Best, M. M., & Kidwell, S. M. (2000a). Bivalve taphonomy in tropical mixed siliciclastic-carbonate settings. I. Environmental variation in shell condition. *Journal of Paleontology*, *26*(1), 80-102.
- Best, M. M., & Kidwell, S. M. (2000b). Bivalve taphonomy in tropical mixed siliciclastic-carbonate settings. II. Effect of bivalve life habits and shell types. *Journal of Paleontology*, *26*(1), 103-115.
- Boomer, I., Horne, D. J., & Slipper, I. J. (2003). The use of ostracods in palaeoenvironmental studies, or what can you do with an ostracod shell?, in L.E. Park, S.A.J. (Eds.), *Bridging the gap: trends in Ostracode biological and geological sciences*. The Paleontological Society, Washington, 153–179.
- Bond, D. P., & Wignall, P. B. (2009). Latitudinal selectivity of foraminifer extinctions during the late Guadalupian crisis. *Paleobiology*, *35*(4), 465-483.
- Bond, D. P., & Wignall, P. B. (2010). Pyrite framboid study of marine Permian–Triassic boundary sections: a complex anoxic event and its relationship to contemporaneous mass extinction. *Geological Society of America Bulletin*, *122*(7-8), 1265-1279.
- Bond, D. P. G., Wignall, P. B., Wang, W., Izon, G., Jiang, H. S., Lai, X. L., Sun, Y. D., Newton, R. J., Shao L. Y., Védérine S. & Cope, H. (2010a). The mid-Capitanian (Middle Permian) mass extinction and carbon isotope record of South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *292*(1), 282-294.

- Bond, D. P., Hilton, J., Wignall, P. B., Ali, J. R., Stevens, L. G., Sun, Y., & Lai, X. (2010b). The Middle Permian (Capitanian) mass extinction on land and in the oceans. *Earth-Science Reviews*, *102*(1), 100-116.
- Bond, D. P., Wignall, P. B., Joachimski, M. M., Sun, Y., Savov, I., Grasby, S. E., Beauchamp, B. & Blomeier, D. P. (2015). An abrupt extinction in the Middle Permian (Capitanian) of the Boreal Realm (Spitsbergen) and its link to anoxia and acidification. *Geological Society of America Bulletin*. doi:10.1130/B31216.1
- Brachert, T. C., Betzler, C., Braga, J. C., & Martin, J. M. (1998). Microtaphofacies of a warm-temperate carbonate ramp (uppermost Tortonian/lowermost Messinian, southern Spain). *Palaios*, *13*(5), 459-475.
- Bradshaw, C., & Scoffin, T. P. (2001). Differential preservation of gravel-sized bioclasts in alpheid-versus callianassid-bioturbated muddy reefal sediments. *Palaios*, *16*(2), 185-191.
- Brayard, A., Escarguel, G., Bucher, H., Monnet, C., Brühwiler, T., Goudemand, N., Galfetti, T. & Guex, J. (2009). Good genes and good luck: ammonoid diversity and the end-Permian mass extinction. *Science*, *325*(5944), 1118-1121.
- Brett, C. E., & Baird, G. C. (1986). Comparative taphonomy: a key to paleoenvironmental interpretation based on fossil preservation. *Palaios*, *1*, 207-227.
- Burrett, C., Udchachon, M., Thassanapak, H., & Chitnarin, A. (2015). Conodonts, radiolarians and ostracodes in the Permian E-Lert Formation, Loei Fold Belt, Indochina Terrane, Thailand. *Geological Magazine*, *152*(01), 106-142.
- Buzas, M. A., & Hayek, L. A. C. (2005). On richness and evenness within and between communities. *Paleobiology*, *31*(2), 199-220.
- Cadée, G. C. (1994). Eider, shelduck, and other predators, the main producers of shell fragments in the Wadden Sea: palaeoecological implications. *Palaeontology*, *37*(1), 181-202.
- Cadée, G. C. (1999). Shell damage and shell repair in the Antarctic limpet *Nacella concinna* from King George Island. *Journal of Sea Research*, *41*(1), 149-161.
- Cascales-Miñana, B. (2010). Testing similarity coefficients for analysis of the fossil record using clustering methods: the Palaeozoic flora as a study case. *Revista Española de Paleontología*, *25*(1), 19-39.
- Casier, J. G., & Olempska, E. (2008). Middle Frasnian (Devonian) ostracods from the Frasn railway section (Dinant Synclorium, Belgium); taxonomy, biostratigraphy,

- paleoecology. *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 78, 51-66.
- Casier, J. G., Lethiers, F., & Preat, A. (2002). Ostracods and sedimentology of the Devonian-Carboniferous stratotype section (La Serre, Montagne Noire, France). *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 72, 43-68.
- Chao, A. (1984). Nonparametric estimation of the number of classes in a population. *Scandinavian Journal of statistics*, 11(4), 265-270.
- Chen, B., Joachimski, M. M., Sun, Y., Shen, S., & Lai, X. (2011). Carbon and conodont apatite oxygen isotope records of Guadalupian–Lopingian boundary sections: Climatic or sea-level signal?. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 311(3), 145-153.
- Chen, D. Q., & Shi, C. G. (1982). Latest Permian ostracoda from Nantong, Jiangsu and from Miannyang, Hubei. *Bulletin of Nanjing Institut of Geology and Palaeontology, Academia Sinica*, 4, 105-152.
- Chen D. Q. & Bao H. (1986). Lower Permian ostracodes from the Chihhsia Formation of Jurong and Longtan, Jiangsu province. *Acta Micropalaeontologica Sinica* 3: 107-132.
- Chen, T. C. (1958). Permian ostracods from the Chihhsia limestone of Lungtan, Nanking. *Acta Palaeontologica Sinica*, 6(2), 215-257.
- Chen Z. Q., Jin Y. G. & Shi G. R. 1998. Permian transgression–regression sequences and sea-level changes of South China. *Proceedings of the Royal Society of Victoria* 110, 345–367.
- Chen, Z. Q., Campi, M., Shi, G. R., & Kaiho, K. (2005). Post-extinction brachiopod faunas from the Late Permian Wuchiapingian coal series of South China. *Acta Palaeontologica Polonica*, 50(2), 343-363.
- Chen, Z. Q., George, A. D., & Yang, W. R. (2009). Effects of Middle–Late Permian sea-level changes and mass extinction on the formation of the Tieqiao skeletal mound in the Laibin area, South China. *Australian Journal of Earth Sciences*, 56(6), 745-763.
- Chitnarin, A. (2010). *Taxonomy of Permian ostracods from central northeastern, and western Thailand: implication for paleoenvironment and paleobiogeography*. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 190p.
- Chitnarin, A., Crasquin, S., Chonglakmani, C., Broutin, J., Grote, P. J., & Thanee, N. (2008). Middle Permian ostracods from Tak Fa Limestone, Phetchabun Province, central Thailand. *Geobios*, 41(3), 341-353.

- Chitnarin, A., Crasquin, S., Charoentitirat, T., Tepnarong, P., & Thane, N. (2012). Ostracods (Crustacea) of the Early-Middle Permian from Central Thailand (Indochina block). Part I. Order Palaeocopida. *Geodiversitas*, 34(4), 801-835.
- Chwieduk, E. (2007). Middle Permian rugose corals from the Kapp Starostin Formation, South Spitsbergen (Treskelen Peninsula). *Acta Geologica Polonica*, 57(3), 281-304.
- Clapham, M. E. (2015). Ecological consequences of the Guadalupian extinction and its role in the brachiopod-mollusk transition. *Paleobiology*, 41(02), 266-279.
- Clapham, M. E., & Bottjer, D. J. (2007). Permian marine paleoecology and its implications for large-scale decoupling of brachiopod and bivalve abundance and diversity during the Lopingian (Late Permian). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 249(3), 283-301.
- Clapham, M. E., Shen, S., & Bottjer, D. J. (2009). The double mass extinction revisited: reassessing the severity, selectivity, and causes of the end-Guadalupian biotic crisis (Late Permian). *Journal of Paleontology*, 35(1), 32-50.
- Cleal, C. J. (2008). Palaeofloristics of Middle Pennsylvanian lyginopteridaleans in variscan Euramerica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 261(1), 1-14.
- Colorado Plateau Geosystems, Inc. <http://cpgeosystems.com/280moll.jpg> Consulté le 15Août.
- Colpaert, C., Monnet, C., & Vachard, D. (2015). Eopolydiexodina (Middle Permian giant fusulinids) from Afghanistan: Biometry, morphometry, paleobiogeography, and end-Guadalupian events. *Journal of Asian Earth Sciences*, 102, 127-145.
- Conesa, G., Favre, E., Münch, P., Dalmaso, H., & Chaix, C. (2006). Biosedimentary and paleoenvironmental evolution of the Southern Marion Platform from the middle to late Miocene (northeast Australia, ODP Leg 194, Sites 1196 and 1199). In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (Vol. 194, pp. 1-38).
- Cooper, C. L. (1941). Chester ostracodes of Illinois. *Report of investigations*, 77, 101p.
- Cooper, C. L. (1946). Pennsylvanian ostracodes of Illinois. *Illinois, State Geological Survey, Bulletin, Urbana*, 70, 177p.
- Cordell, R. J. (1952). Ostracodes from the Upper Pennsylvanian of Missouri. Part I: The Family Bairdiidae. *Journal of Paleontology*, 26(1), 74-112.
- Courtillot, V. E., & Renne, P. R. (2003). On the ages of flood basalt events. *Comptes Rendus Geoscience*, 335(1), 113-140.
- Costanzo, G. V., & Kaesler, R. L. (1987). Changes in Permian marine ostracode faunas during regression, Florena shale, Northeastern Kansas. *Journal of Paleontology*, 61(06), 1204-1215.

- Crasquin, S. (1984a). *Ostracodes du Dinantien: systématique, biostratigraphie, paléocéologie (France, Belgique, Canada)*. Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Lille, Lille, 1212, 306p.
- Crasquin, S. (1984b). L'écozone à Bairdiacea et Paraparchitacea (Ostracoda) au Dinantien. *Geobios*, 17(3), 341-351.
- Crasquin, S., & Forel, M. B. (2014). Ostracods (Crustacea) through Permian–Triassic events. *Earth-Science Reviews*, 137, 52-64.
- Crasquin, S., Perri, M. C., Nicora, A., & De Wever, P. (2008). Ostracods across the Permian–Triassic boundary in Western Tethys: the Bulla parastratotype (Southern Alps, Italy). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 114(2), 233-262.
- Crasquin, S., Forel, M. B., Qinglai, F., Aihua, Y., Baudin, F., & Collin, P. Y. (2010). Ostracods (Crustacea) through the Permian-Triassic boundary in South China: the Meishan stratotype (Zhejiang Province). *Journal of Systematic Palaeontology*, 8(3), 331-370.
- Crasquin-Soleau, S., & Baud, A. (1998). New Permian ostracods from Greece (Hydra Island). *Journal of Micropalaeontology*, 17(2), 131-152.
- Crasquin-Soleau, S., Marcoux, J., Angiolini, L., & Nicora, A. (2004). Palaeocopida (Ostracoda) across the Permian–Triassic events: new data from southwestern Taurus (Turkey). *Journal of Micropalaeontology*, 23(1), 67-76.
- Crasquin-Soleau, S., Galfetti, T., Bucher, H., Kershaw, S., & Feng, Q. (2007). Ostracod recovery in the aftermath of the Permian–Triassic crisis: Palaeozoic–Mesozoic turnover. *Hydrobiologia*, 585(1), 13-27.
- Danielopol, D. L., Baltanás, A., Namiotko, T., Geiger, W., Pichler, M., Reina, M., & Roidmayr, G. (2008). Developmental trajectories in geographically separated populations of non-marine ostracods: morphometric applications for palaeoecological studies. *Senckenbergiana lethaea*, 88(1), 183-193.
- Davydov, V. I., Glenister, B. F., Spinosa, C., Ritter, S. M., Chemykh, V. V., Wardlaw, B. R., & Snyder, W. S. (1998). Proposal of Aidaralash as global stratotype section and point (GSSP) for base of the Permian System. *Episodes*, 21, 11-18.
- Davydov, V. I., & Biakov, A. S. (2014). Discovery of shallow-marine biofacies conodonts in a bioherm within the Carboniferous–Permian transition in the Omolon Massif, NE Russia near the North paleo-pole: Correlation with a warming spike in the southern hemisphere. *Gondwana Research*, 28(2), 888–897.

- Deconinck, J. F., Crasquin, S., Bruneau, L., Pellenard, P., Baudin, F., & Feng, Q. (2014). Diagenesis of clay minerals and K-bentonites in Late Permian/Early Triassic sediments of the Sichuan Basin (Chaotian section, Central China). *Journal of Asian Earth Sciences*, *81*, 28-37.
- Dill, H. G., Luppold, F. W., Techmer, A., Chaodumrong, P., & Phoonphun, S. (2004). Lithology, micropaleontology and chemical composition of calcareous rocks of Paleozoic through Cenozoic age (Surat Thani Province, central Peninsular Thailand): implications concerning the environment of deposition and the economic potential of limestones. *Journal of Asian Earth Sciences*, *23*(1), 63-89.
- Efremov, I. A. (1940). Taphonomy: a new branch of paleontology. *Pan-American Geologist*, *74*(2), 81-93.
- Ehiro, M., & Shen, S. (2008). Permian ammonoid Kufengoceras from the uppermost Maokou Formation (earliest Wuchiapingian) at Penglaitan, Laibin Area, Guangxi Autonomous Region, South China. *Paleontological Research*, *12*(3), 255-259.
- Erwin D. 1998. *The great Paleozoic Crisis: life and death in the Permian*. Columbia University Press, 327p.
- Ezaki, Y. (1994). Patterns and paleoenvironmental implications of end-Permian extinction of Rugosa in South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *107*(1), 165-177.
- Fielding, C. R., Frank, T. D., Birgenheier, L. P., Rygel, M. C., Jones, A. T., & Roberts, J. (2008). Stratigraphic imprint of the Late Palaeozoic Ice Age in eastern Australia: a record of alternating glacial and nonglacial climate regime. *Journal of the Geological Society*, *165*(1), 129-140.
- Fohrer, B. (1991). Verkieselte Flachwasser-Ostracode, und ihre Begleitfauna und -flora aus dem Oberkarbon der Karnischen Alpen (Nassfeld-Region, Kärnten, Österreich). *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, *46*, 1-107.
- Forel, M. B. (2010). *Extinctions et reconquêtes au cours des événements de la limite Permien-Trias: Les Ostracodes (Crustacea), Volume 1*. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 276p.
- Forel, M. B. (2012). Ostracods (Crustacea) associated with microbialites across the Permian–Triassic boundary in Dajiang (Guizhou Province, south China). *European Journal of Taxonomy*, *19*, 1-34.

- Forel, M. B. (2015). Heterochronic growth of ostracods (Crustacea) from microbial deposits in the aftermath of the end-Permian extinction. *Journal of Systematic Palaeontology*, 13(4), 315-349.
- Forel, M. B., & Crasquin, S. (2011). In the aftermath of Permian-Triassic boundary mass-extinction: new ostracod (Crustacea) genus and species from South Tibet. *Geodiversitas*, 33(2), 247-263.
- Forel, M. B., Crasquin, S., Hips, K., Kershaw, S., Collin, P. Y., & Haas, J. (2013). Biodiversity evolution through the Permian-Triassic boundary event: Ostracods from the Bükk Mountains, Hungary. *Acta Palaeontologica Polonica*, 58(1), 195-219.
- Forel, M. B., Crasquin, S., Chitnarin, A., Angiolini, L., & Gaetani, M. (2015). Precocious sexual dimorphism and the Lilliput effect in Neo-Tethyan Ostracoda (Crustacea) through the Permian–Triassic boundary. *Palaeontology*, 58(3), 409-454.
- Fürsich, F. T., & Pandey, D. K. (1999). Genesis and environmental significance of Upper Cretaceous shell concentrations from the Cauvery Basin, southern India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 145(1), 119-139.
- Fürsich, F. T., & Pandey, D. K. (2003). Sequence stratigraphic significance of sedimentary cycles and shell concentrations in the Upper Jurassic–Lower Cretaceous of Kachchh, western India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 193(2), 285-309.
- Gabbott, S., Siveter, D., Aldridge, R., & Theron, J. (2003). The earliest myodocopes: ostracodes from the late Ordovician Soom Shale Lagerstätte of South Africa. *Lethaia*, 36(3), 151-160.
- Ganino, C., & Arndt, N. T. (2009). Climate changes caused by degassing of sediments during the emplacement of large igneous provinces. *Geology*, 37(4), 323-326.
- Gerry, E., Honingstein, A., Derin, B., & Flexer, A. (1987). Late Permian Ostracodes of Israel. Taxonomy, distribution and paleogeographical implications. *Senckbergiana lethaea*, 68(1/4), 197-223.
- Glenister, B. F., Wardlaw, B. R., Lambert, L. L., Spinosa, C., Bowring, S. A., Erwin, D. H., Menning, M. & Wilde, G. L. (1999). Proposal of Guadalupian and component Roadian, Wordian and Capitanian stages as international standards for the Middle Permian series. *Permophiles*, 34, 3-11.
- Global Warming Art. <http://www.globalwarmingart.com> Consulté le 15Août.
- Golonka, J., Kiessling, W. (2002). Phanerozoic time scale and definition of time slices, in Kiessling, W., Flügel, E., Golonka, J. (Eds.), *Phanerozoic Reef Patterns*. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication, vol. 72, 11-20.

- Gould, S. J., & Calloway, C. B. (1980). Clams and brachiopods—ships that pass in the night. *Paleobiology*, 383-396.
- Grassé, P. (1996). *Traité de Zoologie, Systématique, Biologie. Tome VII. Crustacea I: Morphologie, Physiologie*. Reproduction, Systématique. Paris, Masson, 917p.
- Groves, J. R., & Wang, Y. (2013). Timing and size selectivity of the Guadalupian (Middle Permian) fusulinoidean extinction. *Journal of Paleontology*, 87(2), 183-196.
- Groves, J. R., Pike, M. & Westley, K. (2012). A test for the possibility of photosymbiosis in extinct fusuline Foraminifera: Size and shape related to depth of habitat. *Palaios*, 27, 738–751.
- Guan, S., Sun, Q., Jiang, Y., Li, L., Zhao, B., Zhang, X., Yang, R. & Feng, B. (1978). Subclass ostracoda, in *Paleontological Atlas of Central and South China*. Beijing: Geological Publishing House: 115-325.
- Hallam, A., & Wignall, P. B. (1999). Mass extinctions and sea-level changes. *Earth-Science Reviews*, 48(4), 217-250.
- Hammer, O., & Harper, D. A. T. (2005). PAST. Paleontological data analysis. *Book and accompanying software. Version, 2*, 351p.
- Hammer, O., Harper, D., & Ryan, P. (2001). PAST: Paleontological statistics package for education and data analysis. *Paleontologica Electronica*, 4(1), 9p.
- Haq, B. U., & Schutter, S. R. (2008). A chronology of Paleozoic sea-level changes. *Science*, 322(5898), 64-68.
- Harlton, B. H. (1933). Micropaleontology of the Pennsylvanian Johns Valley shale of the Ouachita Mountains, Oklahoma, and its relationship to the Mississippian Caney shale. *Journal of Paleontology*, 7(1), 3-29.
- He, B., Xu, Y., Chung, S.-L., Xiao, L. & Wang, Y. (2003). Sedimentary evidence for a rapid, kilometer-scale crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 213, 391–405.
- He, B., Xu, Y., Huang, X., Luo, Z., Shi, Y., Yang, Q. & Yu, S. (2007). Age and duration of the Emeishan flood volcanism, SW China: geochemistry and SHRIMP zircon U–Pb dating of silicic ignimbrites, post-volcanic Xuanwei Formation and clay tuff at the Chaotian section. *Earth and Planetary Science Letters*, 255, 306–323.
- He, B., Xu, Y. G., Zhong, Y. T., & Guan, J. P. (2010). The Guadalupian–Lopingian boundary mudstones at Chaotian (SW China) are clastic rocks rather than acidic tuffs: implication for a temporal coincidence between the end-Guadalupian mass extinction and the Emeishan volcanism. *Lithos*, 119(1), 10-19.

- Holdaway, H. K., & Clayton, C. J. (1982). Preservation of shell microstructure in silicified brachiopods from the Upper Cretaceous Wilmington Sands of Devon. *Geological Magazine*, 119(04), 371-382.
- Honigstein, A., Rosenfeld, A., & Derin, B. (2005). Late Permian ostracodes: new subsurface material from Israel. *Micropaleontology*, 51(5), 405-422.
- Horne, D. J., Cohen, A., & Martens, K. (2002). Taxonomy, morphology and biology of Quaternary and living Ostracoda. *The Ostracoda: applications in Quaternary research*, 5-36.
- Huang J., 1932. The Permian Formations of southern China. *Memoirs of the Geological Survey of China, Ser.A, 10:1-140.*
- International Commission on Stratigraphy. <http://www.stratigraphy.org> Consulté le 15Août.
- Irving, E. (1977). Drift of the major continental blocks since the Devonian. *Nature*, 270, 304-309.
- Ishizaki, K. (1964). Middle Permian ostracodes from the Iwaizaki Limestone, Northeast Japan. *Science Reports of the Tohoku University, Second Series (Geology)* 36: 139-160.
- Isozaki, Y. (2006). Guadalupian (Middle Permian) giant bivalve Alatoconchidae from a mid-Panthalassan paleo-atoll complex in Kyushu, Japan: a unique community associated with Tethyan fusulines and corals. *Proceedings of the Japan Academy. Series B, Physical and biological sciences*, 82(1), 25-32.
- Isozaki, Y. (2009). Integrated “plume winter” scenario for the double-phased extinction during the Paleozoic–Mesozoic transition: the G-LB and P-TB events from a Panthalassan perspective. *Journal of Asian Earth Sciences*, 36(6), 459-480.
- Isozaki, Y., & Aljinović, D. (2009). End-Guadalupian extinction of the Permian gigantic bivalve Alatoconchidae: end of gigantism in tropical seas by cooling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 284(1), 11-21.
- Isozaki, Y., Yao, J., Matsuda, T., Sakai, H., Ji, Z., Shimizu, N., Kobayashi, N. & Kubo, T. (2004). Stratigraphy of the Middle-Upper Permian and Lowermost Triassic at Chaotian, Sichuan, China Record of Late Permian double mass extinction event. *Proceedings of the Japan Academy, Series B*, 80(1), 10-16.
- Isozaki, Y., Aljinovic, D. & Kawahata, H. (2011). The Guadalupian (Permian) Kamura event in European Tethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 308, 12-21.

- Isozaki, Y., Kawahata, H., & Minoshima, K. (2007b). The Capitanian (Permian) Kamura cooling event: the beginning of the Paleozoic–Mesozoic transition. *Palaeoworld*, *16*(1), 16-30.
- Isozaki, Y., Kawahata, H., & Ota, A. (2007a). A unique carbon isotope record across the Guadalupian–Lopingian (Middle–Upper Permian) boundary in mid-oceanic paleo-atoll carbonates: the high-productivity “Kamura event” and its collapse in Panthalassa. *Global and Planetary Change*, *55*(1), 21-38.
- Isozaki, Y., Shimizu, N., Yao, J., Ji, Z., & Matsuda, T. (2007c). End-Permian extinction and volcanism-induced environmental stress: the Permian–Triassic boundary interval of lower-slope facies at Chaotian, South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *252*(1), 218-238.
- Isozaki, Y., Yao, J., Ji, Z., Saitoh, M., Kobayashi, N., & Sakai, H. (2008). Rapid sea-level change in the Late Guadalupian (Permian) on the Tethyan side of South China: litho- and biostratigraphy of the Chaotian section in Sichuan. *Proceedings of the Japan Academy. Series B, Physical and biological sciences*, *84*(8), 344-353.
- Jin, Y., Glenister, B. F., Kotlyar, G. V. & Sheng, J. Z. (1994). An operational scheme of Permian chronostratigraphy. *Palaeoworld*, *4*, 1-13.
- Jin, Y., Mei, S.L., Wang, W., Wang, X.D., Shen, S.Z., Shang, Q.H. & Chen, Z.Q. (1998). On the Lopingian Series of the Permian System. *Palaeoworld*, *9*, 1–18.
- Jin, Y., Shen, S., Henderson, C. M., Wang, X., Wang, W., Wang, Y., Cao, C. & Shang, Q. (2006). The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the boundary between the Capitanian and Wuchiapingian stage (Permian). *Episodes*, *29*(4), 253-262.
- Jost, A. B., Mundil, R., He, B., Brown, S. T., Altiner, D., Sun, Y., DePaolo, D.J. & Payne, J. L. (2014). Constraining the cause of the end-Guadalupian extinction with coupled records of carbon and calcium isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, *396*, 201-212.
- Kaesler, R. L. (1970). The cophenetic correlation coefficient in paleoecology. *Geological Society of America Bulletin*, *81*(4), 1261-1266.
- Karanovic, I., & Brandão, S. N. (2016). The genus *Polycope* (Polycopidae, Ostracoda) in the North Atlantic and Arctic: taxonomy, distribution, and ecology. *Systematics and Biodiversity*, *14*(2), 198-223.
- Kidder, D. L., & Erwin, D. H. (2001). Secular Distribution of Biogenic Silica through the Phanerozoic: Comparison of Silica-Replaced Fossils and Bedded Cherts at the Series Level. *The Journal of Geology*, *109*(4), 509-522.

- Knight, J. B. (1928). Some Pennsylvanian ostracodes from the Henrietta Formation of eastern Missouri. Part I. *Journal of Paleontology*, 2(3), 229-267.
- Knoll, A. H., Bambach, R. K., Canfield, D. E., & Grotzinger, J. P. (1996). Comparative Earth history and late Permian mass extinction. *Science*, 273(5274), 452.
- Kofukuda, D., Isozaki, Y., & Igo, H. (2014). A remarkable sea-level drop and relevant biotic responses across the Guadalupian–Lopingian (Permian) boundary in low-latitude mid-Panthalassa: Irreversible changes recorded in accreted paleo-atoll limestones in Akasaka and Ishiyama, Japan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 82, 47-65.
- Kontrovitz, M. (1975). A study of the differential transportation of ostracodes. *Journal of Paleontology*, 937-941.
- Kontrovitz, M., Pani, E. A., & Bray, H. (1998). Experimental crushing of some podocopid ostracode valves; an aspect of taphonomy. *Palaios*, 13(5), 500-507.
- Kornicker, L. S., & Sohn, I. G. (1976). *Phylogeny, Ontogeny, and Morphology of Living and Fossil Thaumatoocypridacea (Myodocopa, Ostracoda)*. Smithsonian Institution Press.
- Kornicker, L. S., & Iliffe, T. M. (1989). *New Ostracoda (Halocyprida: Thaumatoocyprididae and Halocyprididae From) Anchialine Caves in the Bahamas, Palau, and Mexico* (No. 470). Smithsonian Institution Press.
- Kornicker, L. S., Humphreys, W. F., Danielopol, D. L., & Harrison-Nelson, E. (2010). Ontogeny of an anchialine ostracod from Western Australia and comments on the origin and distribution of Halocyprididae. *Crustaceana*, 83(6), 715-752.
- Korte, C., Jasper, T., Kozur, H. W., & Veizer, J. (2005). $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of Permian brachiopods: a record of seawater evolution and continental glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 224(4), 333-351.
- Kossovaya, O. L., & Kropatcheva, G. S. (2013). Extinction of Guadalupian rugose corals: an example of biotic response to the Kamura event (southern Primorye, Russia). *Geological Society, London, Special Publications*, 376(1), 407-429.
- Kozur, H. W. (1985). Neue Ostracoden–Arten aus dem oberen Mittelkarbon (Höheres Moskovian) Mittel- und Oberperm des Bükk-Gebirges (N-Ungarn). *Geologische-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck* 2, 1-145
- Krebs, C. 1989. Ecological methodology. *Har-per Collins Publishers*.
- Lai, X., Wignall, P., & Zhang, K. (2001). Palaeoecology of the conodonts *Hindeodus* and *Clarkina* during the Permian–Triassic transitional period. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 171(1), 63-72.

- Lai, X., Wang, W., Wignall, P.B., Bond, D.P.G., Jiang, H.S., Ali, J.R., John, E.H. & Sun, Y. (2008). Palaeoenvironmental change during the end-Guadalupian (Permian) mass extinction in Sichuan, China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 269, 78–93.
- Lescinsky, H. L., Edinger, E., & Risk, M. J. (2002). Mollusc shell encrustation and bioerosion rates in a modern epeiric sea: taphonomy experiments in the Java Sea, Indonesia. *Palaios*, 17(2), 171-191.
- Lethiers, F. (1998). *Evolution de la biosphère et événements géologiques*. Taylor & Francis, 325p.
- Lethiers, F., & Crasquin-Soleau, S. (1988). Comment extraire des microfossiles à tests calcitiques de roches calcaires dures. *Revue de Micropaléontologie*, 31(1), 56-61.
- Lethiers, F., & Raymond, D. (1991). Les crises du Dévonien supérieur par l'étude des faunes d'ostracodes dans leur cadre paléogéographique. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 88(1), 133-146.
- Lethiers, F., & Casier, J. G. (1999). Autopsie d'une extinction biologique. Un exemple: la crise de la limite Frasnien-Famennien (364 Ma). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 329(5), 303-315.
- Leven, E. J. (2003). The Permian stratigraphy and fusulinids and of the Tethys. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 109(2), 267-280.
- Liebau, A. (2005). A revised classification of the higher taxa of the Ostracoda (Crustacea). *Hydrobiologia*, 538(1-3), 115-137.
- Lucas, S. G. (2001). A global hiatus in the Middle Permian tetrapod fossil record. *Permophiles*, 38, 24-27.
- Ma, X., Sun, Y., Hao, W., & Liao, W. (2002). Rugose corals and brachiopods across the Frasnian-Famennian boundary in central Hunan, South China. *Acta Palaeontologica Polonica*, 47(2).
- Ma, Z., Hu., C., Yan, J. & Xie, X. (2008). Biogeochemical records at Shangsi section, northeast Sichuan in China: The Permian paleoproductivity proxies. *Journal of China University of Geosciences*, 19(5), 461-470.
- Maeda, H., Mapes, R. H., & Mapes, G. (2003). Taphonomic features of a Lower Permian beached cephalopod assemblage from central Texas. *Palaios*, 18(4-5), 421-434.
- Maillet, S. (2013). *Les ostracodes du Givétien (Dévonien moyen) de l'Ardenne. Paléobiodiversité, paléoécologie et bioévénements: réponse biotique aux changements*

- environnementaux d'une plateforme carbonatée, Tome 1. Thèse de doctorat, Université Lille 1, Lille, 472p.*
- Martin, R. E. (1999). *Taphonomy: a process approach* (Vol. 4). Cambridge University Press, 508p.
- Martinez, S., & Del Rio, C. J. (2002). Late Miocene molluscs from the southwestern Atlantic Ocean (Argentina and Uruguay): a palaeobiogeographic analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 188(3), 167-187.
- Mei, S., Jin Y., & Wardlaw, B. R. (1998). Conodont succession of the Guadalupian-Lopingian boundary strata in Laibin of Guangxi, China and West Texas, USA. *Palaeoworld*, 9, 53-76.
- Mei, S., Henderson, C. M., Wardlaw, B. R., & Xiaoying, S. (1999). On provincialism, evolution and zonation of Permian and earliest Triassic conodonts, in *Proceedings of the International Conference on Pangaea and the Paleozoic-Mesozoic transition*, China University of Geosciences Press, Wuhan, 22-28.
- Mei, S., Henderson, C. M., & Wardlaw, B. R. (2002). Evolution and distribution of the conodonts *Sweetognathus* and *Iranognathus* and related genera during the Permian, and their implications for climate change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 180(1), 57-91.
- Meldahl, K. H., & Flessa, K. W. (1990). Taphonomic pathways and comparative biofacies and taphofacies in a Recent intertidal/shallow shelf environment. *Lethaia*, 23(1), 43-60.
- Meldahl, K. H., Yajimovich, O. G., Empedocles, C. D., Gustafson, C. S., Hidalgo, M. M., & Reardon, T. W. (1997). Holocene sediments and molluscan faunas of Bahia Concepcion: A modern analog to Neogene rift basins of the Gulf of California. *Pliocene carbonates and related facies flanking the Gulf of California, Baja California*, Geological Society of America Special Paper, 318, 39-56.
- Melnyk, D. H., & Maddocks, R. F. (1988a). Ostracode biostratigraphy of the Permian-Carboniferous of central and north-central Texas, Part I: paleoenvironmental framework. *Micropaleontology*, 1-20.
- Melnyk, D. H., & Maddocks, R. F. (1988b). Ostracode biostratigraphy of the Permian-Carboniferous of central and north-central Texas, Part II: ostracode zonation. *Micropaleontology*, 34, 21-40.
- Mertmann, D. (2003). Evolution of the marine Permian carbonate platform in the Salt Range (Pakistan). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 191(3), 373-384.

- Metcalfe, I. (1994). Late Paleozoic and Mesozoic paleogeography of eastern Pangea and Tethys, in Embry, A.F., Beauchamp, B., Glass, D.J. (Eds.), *Pangea: Global Environment and Resources*, Canadian Society of Petroleum Geologists. Memoir Calgary, Alberta, Canada 17, 97-111.
- Metcalfe, I. (1998). Palaeozoic and Mesozoic geological evolution of the SE Asian region: multidisciplinary constraints and implications for biogeography, in Hall, R., Holloway, J.D. (Eds.), *Biogeography and Geological Evolution of SE Asia*. Backhuys, Amsterdam, 25-41.
- Mette, W. (2008). Upper Permian and lowermost Triassic stratigraphy, facies and ostracods in NW Iran-implications for the P/T extinction event. *Stratigraphy*, 5(2), 205-219.
- Mette, W. (2010). Ostracods from the Upper Permian and Permian/Triassic boundary interval of Northwest Iran. *Revista española de micropaleontología*, 42(1), 11.
- Mii, H. S., Grossman, E. L., & Yancey, T. E. (1997). Stable carbon and oxygen isotope shifts in Permian seas of West Spitsbergen-Global change or diagenetic artifact?. *Geology*, 25(3), 227-230.
- Moore, R. C. (1961). *Treatise on Invertebrate Paleontology. Arthropoda 3, Crustacea, Ostracoda*. Geological Society of America and University of Kansas Press, 442 p.
- Neil, J. V. (2000). Factors influencing intraspecific variation and polymorphism in marine podocopid Ostracoda, with particular reference to Tertiary species from southeastern Australia. *Hydrobiologia*, 419(1), 161-180.
- Oertli, H. J. (1971). The aspect of ostracode faunas—a possible new tool in petroleum sedimentology. *Bulletin du Centre de recherches Elf Exploration Production Supplement*, 5, 137-151.
- Okada, R., Tsukagoshi, A., Smith, R. J., & Horne, D. J. (2008). The ontogeny of the platycopid Keijcyoidea infralittoralis (Ostracoda: Podocopa). *Zoological Journal of the Linnean Society*, 153(2), 213-237.
- Olempska, E., Horne, D. J., & Szaniawski, H. (2012). First record of preserved soft parts in a Palaeozoic podocopid (Metacopina) ostracod, *Cytherellina submagna*: phylogenetic implications. *Proceedings of the Royal Society of London B: Biological Sciences*, 279(1728), 564-570.
- Olszewski, T. D., & Patzkowsky, M. E. (2001). Measuring recurrence of marine biotic gradients: a case study from the Pennsylvanian-Permian Midcontinent. *Palaios*, 16(5), 444-460.

- Ota, A. & Isozaki, Y. (2006). Fusuline biotic turnover across the Guadalupian–Lopingian (Middle–Upper Permian) boundary in mid-oceanic carbonate buildups: Biostratigraphy of accreted limestone in Japan. *Journal of Asian Earth Science*, 26, 353–368.
- Payne, J. L. (2005). Evolutionary dynamics of gastropod size across the end-Permian extinction and through the Triassic recovery interval. *Paleobiology*, 31(2), 269-290.
- Payne, J. L., & Clapham, M. E. (2012). End-Permian mass extinction in the oceans: an ancient analog for the twenty-first century?. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 40, 89-111.
- Park, L. E., Cohen, A. S., Martens, K., & Bralek, R. (2003). The impact of taphonomic processes on interpreting paleoecologic changes in large lake ecosystems: ostracodes in Lakes Tanganyika and Malawi. *Journal of Paleolimnology*, 30(2), 127-138.
- Passlow, V. (1997). Quaternary ostracods as palaeoceanographic indicators: a case study off southern Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 131(3), 315-325.
- Pérès, J. M., & Picard, J. (1964). Nouveau manuel de bionomie benthique de la mer Méditerranée. *Recueil des travaux de la Station Marine d'Endoume*, 31(17), 1-137.
- Perrier, V. (2007). *Biodiversité et écologie des ostracodes myodocopes (Crustacea) du Silurien supérieur d'Europe*. Thèse de doctorat, Université Claude Bernard, Lyon, 307p.
- Perrier, V., Vannier, J., & Siveter, D. J. (2011). Silurian bolbozoids and cypridinids (Myodocopa) from Europe: pioneer pelagic ostracods. *Palaeontology*, 54(6), 1361-1391.
- Perrier, V., Meidla, T., Tinn, O., & Ainsaar, L. (2012). Biotic response to explosive volcanism: ostracod recovery after Ordovician ash-falls. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 365, 166-183.
- Pielou, E. C. (1975). *Ecology diversity*. Wiley, New York, 165p.
- Plotnick, R. E., Baumiller, T., & Wetmore, K. L. (1988). Fossilization potential of the mud crab, *Panopeus* (Brachyura: Xanthidae) and temporal variability in crustacean taphonomy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 63(1), 27-43.
- Pokorny, V. (1978). Ostracodes. *Introduction to marine micropaleontology*. New York, Elsevier, 109-149.

- Qiu, Z., Wang, Q., Zou, C., Yan, D., & Wei, H. (2014). Transgressive–regressive sequences on the slope of an isolated carbonate platform (Middle–Late Permian, Laibin, South China). *Facies*, 60(1), 327-345.
- R Core Team (2015). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.
- Raup, D. M., & Crick, R. E. (1979). Measurement of faunal similarity in paleontology. *Journal of Paleontology*, 1213-1227.
- Retallack, G. J., Metzger, C. A., Greaver, T., Jahren, A. H., Smith, R. M., & Sheldon, N. D. (2006). Middle-Late Permian mass extinction on land. *Geological Society of America Bulletin*, 118(11-12), 1398-1411.
- Retallack, G.J. & Jahren, A.H. 2008. Methane release from igneous intrusion of coal during Late Permian extinction events. *Journal of Geology* 116, 1-20.
- Reyment, R. A., & Elewa, A. M. (2003). Predation by drills on Ostracoda in Kelley, P. H., Kowalewski, M., Hansen, T. A. (Eds.), *Predator—Prey Interactions in the Fossil Record*. Springer US. 20, 93-111.
- Rodrigues, G. B., Bom, M. H., & Fauth, G. (2012). Recovery of ostracods in Cretaceous dolomitic carbonate: The efficiency of acetolysis. *Marine Micropaleontology*, 92, 81-86.
- Ross, C. A. (1972). Paleobiological analysis of Fusulinacean (Foraminiferida) shell morphology. *Journal of Paleontology*, 46(5), 719-728.
- Ross, C.A. & Ross, J.R.P. (1995). Foraminiferal zonation of late Paleozoic depositional sequences. *Marine Micropaleontology* 26 (1-4): 469-478.
- Ruzhenzev V. E. (1954). Asselian stage of Permian system. *Reports of the Academy of Sciences of the U.S.S.R.*, 99(9):1079-1082.
- Saitoh, M., Isozaki, Y., Yao, J., Ji, Z., Ueno, Y., & Yoshida, N. (2013a). The appearance of an oxygen-depleted condition on the Capitanian disphotic slope/basin in South China: Middle–Upper Permian stratigraphy at Chaotian in northern Sichuan. *Global and Planetary Change*, 105, 180-192.
- Saitoh, M., Isozaki, Y., Ueno, Y., Yoshida, N., Yao, J. & Ji, Z. (2013b). Middle-upper Permian carbon isotope stratigraphy at Chaotian, South China: pre-extinction multiple upwelling of oxygen- depleted water onto continental shelf. *Journal of Asian Earth Sciences*, 67(68):51–62.
- Saitoh, M., Ueno, Y., Isozaki, Y., Nishizawa, M. , Shozugawa, K. , Kawamura, T. , Yao, J., Ji, Z. , Takai, K., Yoshida, N., Matsuo, M. (2014). Isotopic evidence for water-column

- denitrification and sulfate reduction at the end-Guadalupian (Middle Permian). *Global and Planetary Change*, 123, 110-120.
- Salas, M. J., Vannier, J., & Williams, M. (2007). Early Ordovician ostracods from Argentina: their bearing on the origin of binodicope and palaeocope clades. *Journal of Paleontology*, 81(06), 1384-1395.
- Sánchez -González, J. R., Baltanás, A., & Danielopol, D. L. (2004). Patterns of morphospace occupation in recent Cypridoidea (Crustacea, Ostracoda). *Revista Española de Micropaleontología*, 36, 13-27.
- Scotese, C. R., & Langford, R. P. (1995). Pangea and the paleogeography of the Permian, in Scholle, P.A., Peryt, T.M., Ulmer Scholle, D.S. (Eds.), *Paleogeography, Paleoclimate, Stratigraphy, The Permian of Northern Pangea vol. 1*. Springer, Berlin, 3-19.
- Sebe, O. G. (2013). *Etude des faunes d'ostracodes (crustacea) du Trias de la Dobrogea du Nord (Roumanie): systématique et paléoécologie* Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 215p.
- Sepkoski Jr, J. J. (1981). A factor analytic description of the Phanerozoic marine fossil record. *Paleobiology*, 36-53.
- Sepkoski Jr, J. J. (1984). A kinetic model of Phanerozoic taxonomic diversity. III. Post-Paleozoic families and mass extinctions. *Paleobiology*, 246-267.
- Sha, Q. A., Wu, W. S., & Fu, J. M. (1990). An integrated investigation on the Permian System of Qian-Gui areas, with discussion on the hydrocarbon potential.
- Shannon, C. E., & Weaver, W. (1949). *The Mathematical Theory of Communication*. University of Illinois Press, Urbana, 125p.
- Shellnutt, J. G. (2014). The Emeishan large igneous province: a synthesis. *Geoscience Frontiers*, 5(3), 369-394.
- Shen, J. W., & Xu, H. L. (2005). Microbial carbonates as contributors to Upper Permian (Guadalupian–Lopingian) biostromes and reefs in carbonate platform margin setting, Ziyun County, South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 218(3), 217-238.
- Shen, S. Z., & Shi, G. R. (1996). Diversity and extinction patterns of Permian Brachiopoda of South China. *Historical Biology*, 12(2), 93-110.
- Shen, S. Z. & Shi, G. R. (2002). Paleobiogeographical extinction patterns of Permian brachiopods in the Asian–western Pacific region. *Paleobiology*, 28 (4), 449-463.
- Shen, S. Z., & Shi, G. R. (2009). Latest Guadalupian brachiopods from the Guadalupian/Lopingian boundary GSSP section at Penglaitan in Laibin, Guangxi,

- South China and implications for the timing of the pre-Lopingian crisis. *Palaeoworld*, 18(2), 152-161.
- Shen, S. Z., Wang, Y., Henderson, C. M., Cao, C. Q., & Wang, W. (2007). Biostratigraphy and lithofacies of the Permian System in the Laibin–Heshan area of Guangxi, South China. *Palaeoworld*, 16(1), 120-139.
- Shi, C. G., & Chen, D. Q. (1987). The Changhsingian Ostracodes from Meishan, Chanxing, Zhejiang in Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Academia Sinica (Eds.), *Stratigraphy and Paleontology of Systemic Boundary in China, Permian and Triassic*. Nanjing: University Press House, 1, 23-80.
- Shi, C. G., & Chen, D. Q. (2002). Late Permian ostracodes from Heshan and Yishan of Guangxi. *Bulletin of the Nanjing Institute of Geology and Paleontology*, 15, 47-129.
- Simpson, E. H. (1949). Measurement of diversity. *Nature*, 163, 688.
- Siveter, D. J., Briggs, D. E., Siveter, D. J., & Sutton, M. D. (2010). An exceptionally preserved myodocopid ostracod from the Silurian of Herefordshire, UK. *Proceedings of the Royal Society of London B: Biological Sciences*, 277(1687), 1539-1544.
- Smith, R. J., & Kamiya, T. (2002). The ontogeny of *Neonesidea oligodentata* (Bairdioidea, Ostracoda, Crustacea). *Hydrobiologia*, 489(1-3), 245-275.
- Smith, R. J., Janz, H., & Okubo, I. (2011). Recent Cyprididae and Ilyocyprididae (Crustacea: Ostracoda) from Lake Biwa, Japan, including a summary of the lake's ostracod fauna. *Zootaxa*, 2874, 1-37.
- Sohn, I. G. (1960). *Paleozoic species of Bairdia and related genera* (No. 330-A).
- Sohn, I. G. (1971). *New Late Mississippian ostracode genera and species from northern Alaska; a revision of the Paraparchitacea* (No. 711-A).
- Sohrabi, A., & Jin, J. (2013). Global palaeobiogeography of brachiopod faunas during the early Katian (Late Ordovician) greenhouse episode. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 389, 78-86.
- Sokal, R. R. & Michener, C. D. (1958). A statistical method for evaluating systematic relationships. *Univ Kans Sci Bull*, 38, 1409-1438.
- Sokal, R. R., & Rohlf, F. J. (1962). The comparison of dendrograms by objective methods. *Taxon*, 33-40.
- Song, J. J., & Gong, Y. M. (2016). Late Devonian global ostracod palaeobiogeography. *Lethaia*.

- Staff, G. M., Stanton, R. J., Powell, E. N., & Cummins, H. (1986). Time-averaging, taphonomy, and their impact on paleocommunity reconstruction: death assemblages in Texas bays. *Geological Society of America Bulletin*, 97(4), 428-443.
- Staff, G. M., & Powell, E. N. (1990). Local variability of taphonomic attributes in a parautochthonous assemblage: can taphonomic signature distinguish a heterogeneous environment?. *Journal of Paleontology*, 64, 648-658.
- Stanley, S. M., & Yang, X. (1994). A double mass extinction at the end of the Paleozoic Era. *Science*, 266(5189), 1340.
- Student, Z. (1908). Probable error of a correlation coefficient. *Biometrika*, 6, 302-310.
- Sun, Y., Lai, X., Wignall, P. B., Widdowson, M., Ali, J. R., Jiang, H., Wang, W., Yan, C., Bond, D. P. G. & Védérine, S. (2010). Dating the onset and nature of the Middle Permian Emeishan large igneous province eruptions in SW China using conodont biostratigraphy and its bearing on mantle plume uplift models. *Lithos*, 119(1), 20-33.
- Svensen, H., Planke, S., Polozov, A. G., Schmidbauer, N., Corfu, F., Podladchikov, Y. Y., & Jamtveit, B. (2009). Siberian gas venting and the end-Permian environmental crisis. *Earth and Planetary Science Letters*, 277(3), 490-500.
- Swanson, K., & Van der Lingen, G. (1997). Late Quaternary ostracod and planktonic foraminiferal dissolution signals from the eastern Tasman Sea—palaeoenvironmental implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 131(3), 303-314.
- Tanaka, G., Ono, T., Nishimura, T., & Maeda, H. (2013). Middle Permian ostracods from the Akasaka Limestone, Gifu Prefecture, central Japan. *Paleontological Research*, 16(4), 289-306.
- Tanaka, G., Ono, T., Yuan, A., Ichida, M., & Maeda, H. (2012). Early Permian ostracods from Mugi County, Gifu Prefecture, central Japan. *Paleontological Research*, 16(2), 88-106.
- Thomas, D.N., Rolph, T.C., Shaw, J., Gonzalez de Sherwood, S. & Zhuang, Z. (1998). Palaeointensity studies of a late Permian lava succession from Guizhou Province, South China: implications for post-Kiaman dipole field behaviour. *Geophysical Journal International*, 134, 856–866.
- Tukey, J. W. (1949). Comparing individual means in the analysis of variance. *Biometrics*, 99-114.

- Vachard, D., Munnecke, A., & Servais, T. (2004). New SEM observations of keriothecal walls: implications for the evolution of Fusulinida. *The Journal of Foraminiferal Research*, 34(3), 232-242.
- Van Harten, D. (1986). Use of ostracodes to recognize downslope contamination in paleobathymetry and a preliminary reappraisal of the paleodepth of the Prasás Marls (Pliocene), Crete, Greece. *Geology*, 14(10), 856-859.
- Veizer, J., Godderis, Y., & François, L. M. (2000). Evidence for decoupling of atmospheric CO₂ and global climate during the Phanerozoic eon. *Nature*, 408(6813), 698-701.
- Villier, L., & Korn, D. (2004). Morphological disparity of ammonoids and the mark of Permian mass extinctions. *Science*, 306(5694), 264-266.
- Walker, S. E., & Goldstein, S. T. (1999). Taphonomic tiering: experimental field taphonomy of molluscs and foraminifera above and below the sediment–water interface. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 149(1), 227-244.
- Wang S. Q. (1978). Late Permian and Early Triassic ostracods of Western Guizhou and northeastern Yunnan. *Acta Palaeontologica Sinica* 17, 277-312.
- Wang, W., Cao, C., & Wang, Y. (2004). The carbon isotope excursion on GSSP candidate section of Lopingian–Guadalupian boundary. *Earth and Planetary Science Letters*, 220(1), 57-67.
- Wang, X. D., & Sugiyama, T. (2000). Diversity and extinction patterns of Permian coral faunas of China. *Lethaia*, 33(4), 285-294.
- Wang, X. D., & Sugiyama, T. (2001). Middle Permian rugose corals from Laibin, Guangxi, South China. *Lethaia*, 33, 285-294.
- Wang, Y., & Jin, Y. (2000). Permian palaeogeographic evolution of the Jiangnan Basin, South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 160(1), 35-44.
- Wardlaw, B. R., & Mei, S. (1999). Refined conodont biostratigraphy of the Permian and lowest Triassic of the Salt and Khizor Ranges, Pakistan in *Proceedings International Conference Pangea and Paleozoic–Mesozoic Transition*, Wuhan, 154-156.
- Wegener, A. (1912). Die entstehung der kontinente. *Geologische Rundschau*, 3(4), 276-292.
- Wei, M., Li, Y., Jiang, Z., & Xie, L. (1983). Arthropoda, in Chengu Institute of Geological and Mineral Resources (Eds.). *Palaeontological Atlas of Southwest China*. Geological Publishing House, Beijing, 7, 253.
- Weidlich, O. (2002). Permian reefs re-examined: extrinsic control mechanisms of gradual and abrupt changes during 40 my of reef evolution. *Geobios*, 35, 287-294.

- Whatley, R. C., Trier, K., & Dingwall, P. M. (1982). Some preliminary observations on certain mechanical and biophysical properties of the ostracod carapace. *Fossil and Recent Ostracods. British Micropalaeontological Society, Ellis Horwood Limited, Chichester*, 76-104.
- Whatley, R. C. (1988). Population structure of ostracods: some general principles for the recognition of palaeoenvironments. *Ostracoda in the earth sciences. Elsevier, Amsterdam*, 245-256.
- Wignall, P. B. (2001). Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth-Science Reviews*, 53(1), 1-33.
- Wignall, P. B., Sun, Y., Bond, D. P., Izon, G., Newton, R. J., Védrine, S., Widdowson, M., Ali J. R., Lai, X., Jiang, H., Cope, H., & Bottrell, S. H. (2009b). Volcanism, mass extinction, and carbon isotope fluctuations in the Middle Permian of China. *science*, 324(5931), 1179-1182.
- Wignall, P. B., Védrine, S., Bond, D. P. G., Wang, W., Lai, X. L., Ali, J. R., & Jiang, H. S. (2009a). Facies analysis and sea-level change at the Guadalupian–Lopingian Global Stratotype (Laibin, South China), and its bearing on the end-Guadalupian mass extinction. *Journal of the Geological Society*, 166(4), 655-666.
- Williams, M., Leng, M. J., Stephenson, M. H., Andrews, J. E., Wilkinson, I. P., Siveter, D. J., Horne, D. J. & Vannier, J. M. (2006). Evidence that Early Carboniferous ostracods colonized coastal flood plain brackish water environments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 230(3), 299-318.
- Williams, M., Siveter, D. J., Popov, L. E., & Vannier, J. M. (2007). Biogeography and affinities of the bradoriid arthropods: cosmopolitan microbenthos of the Cambrian seas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 248(1), 202-232.
- Williams, M., Siveter, D. J., Salas, M. J., Vannier, J., Popov, L. E., & Pour, M. G. (2008). The earliest ostracods: the geological evidence. *Senckenbergiana lethaea*, 88(1), 11-21.
- Xu, Y., Chung, S. L., Jahn, B. M., & Wu, G. (2001). Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian–Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China. *Lithos*, 58(3), 145-168.
- Yang, F., & Wang, H. (2000). Ammonoid succession model across the Paleozoic-Mesozoic transition in South China. *Developments in Palaeontology and Stratigraphy*, 18, 353-369.

- Yang, X., Shi, G., Liu, J., Chen, Y., & Zhou, J. (2000). Inter-taxa differences in extinction process of Maokouan (Middle Permian) Fusulinaceans. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 43(6), 633-637.
- Yang, X., Jiarun, L., & Guijun, S. (2004). Extinction process and patterns of Middle Permian fusulinaceans in southwest China. *Lethaia*, 37(2), 139-147.
- Yamada, S., Tsukagoshi, A., & Ikeya, N. (2005). Carapace formation of the podocopid ostracode *Semicytherura* species (Crustacea: Ostracoda). *Lethaia*, 38(4), 323-332.
- Yuan, A., Crasquin-Soleau, S., Feng, Q., & Gu, S. (2007). Latest Permian deep-water ostracods from southwestern Guangxi, South China. *Journal of Micropalaeontology*, 26(2), 169-191.
- Yuan, A., Crasquin, S., Feng, Q., & Gu, S. (2009). Ostracods from the uppermost Permian siliceous and muddy rocks from Guizhou, Guangxi and Anhui. *Acta Micropalaeontologica Sinica*, 26(4), 385-403.
- Yin, H., Feng, Q., Lai, X., Baud, A., & Tong, J. (2007). The protracted Permo-Triassic crisis and multi-episode extinction around the Permian–Triassic boundary. *Global and Planetary Change*, 55(1), 1-20.
- Zazzali S., Crasquin S., Deconinck J.-F. & Feng Q. (2015). Biodiversity across the Guadalupian-Lopingian Boundary: first results on the ostracod (Crustacea) fauna, Chaotian section (Sichuan Province, South China). *Geodiversitas* 37(3), 283-313.
- Zhang, L.-L., Zhang, N. & Xia, W.-C. (2008). Conodont succession in the Guadalupian–Lopingian boundary interval (upper Permian) of the Maoershan section, Hubei Province, China. *Micropaleontology*, 53, 433-446.
- Zhang, Z., Wang, Y., & Zheng, Q. F. (2015). Middle Permian smaller foraminifers from the Maokou Formation at the Tieqiao section, Guangxi, South China. *Palaeoworld*, 24(3), 263–276
- Zhao, J. K., Liang, X. L. & Zheng, Z. G. (1978). Late Permian cephalopods of South China. *Palaeontologica Sinica*, 12, 1-194.
- Zhong, Y. T., He, B., & Xu, Y. G. (2013). Mineralogy and geochemistry of claystones from the Guadalupian–Lopingian boundary at Penglaitan, South China: Insights into the pre-Lopingian geological events. *Journal of Asian Earth Sciences*, 62, 438-462.
- Zhou, Z., Glenister, B. F., Furnish, W. M., & Spinosa, C. (1996). Multi-episodal extinction and ecological differentiation of Permian ammonoids. *Permophiles*, 29, 52-62.

- Zhu, D., Luo, T. Y., Gao, Z. M., & Zhu, C. M. (2003). Differentiation of the Emeishan flood basalts at the base and throughout the crust of southwest China. *International Geology Review*, *45*(5), 471-477.
- Zuschin, M., & Stanton, R. J. (2001). Experimental measurement of shell strength and its taphonomic interpretation. *Palaios*, *16*(2), 161-170.
- Zuschin, M., Stachowitsch, M., & Stanton, R. J. (2003). Patterns and processes of shell fragmentation in modern and ancient marine environments. *Earth-Science Reviews*, *63*(1), 33-82.

ANNEXES

Annexe 1

Résultats des analyses de variances (Anova) effectuées à partir des données de taphonomie en fonction des informations lithologiques et paléontologiques issues de la littérature.

Signif. codes: 0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1

IdG

	Df	Sum Sq	Mean Sq	F value	Pr(>F)
dattemp\$sedim	3	0.1092	0.03641	1.021	0.404
Residuals	20	0.7129	0.03565		

IdS

	Df	Sum Sq	Mean Sq	F value	Pr(>F)
dattemp\$sedim	3	0.1139	0.03798	0.88	0.468
Residuals	20	0.8629	0.04314		

Tco_BAIRDIA

	Df	Sum Sq	Mean Sq	F value	Pr(>F)
dattemp\$sedim	3	0.4895	0.16318	1.999	0.155
Residuals	16	1.3062	0.08164		

\$Ti

	Df	Sum Sq	Mean Sq	F value	Pr(>F)
dattemp\$sedim	3	0.00291	0.000971	0.084	0.968
Residuals	20	0.23108	0.011554		

\$Co

	Df	Sum Sq	Mean Sq	F value	Pr(>F)
dattemp\$sedim	3	0.1734	0.05779	3.702	0.0287 *
Residuals	20	0.3122	0.01561		

Résultats des analyses de variances (Anova) réalisées à partir des données de taphonomie. I_{dG}/I_{dS} : proportion de spécimens identifiés au niveau générique et spécifique respectivement, T_i : taux d'intégrité, T_{co} : taux de connexion et C_o : état de surface.

```

$TIG
Tukey multiple comparisons of means
95% family-wise confidence level

$TIGS
Tukey multiple comparisons of means
95% family-wise confidence level

$Tco_BAIRDIA
Tukey multiple comparisons of means
95% family-wise confidence level

```

```

diff      lwr      upr      p      adj
2-1 0.13651933 -0.2371457 0.5101844 0.7383960
3-1 0.15088985 -0.1512585 0.4530382 0.5151182
4-1 0.23995873 -0.1636456 0.6435631 0.3676669
3-2 0.01437052 -0.2877779 0.3165189 0.9991281
4-2 0.10343940 -0.3001650 0.5070438 0.8890348
4-3 0.08906888 -0.2494050 0.4275428 0.8812221

diff      lwr      upr      p      adj
2-1 0.05419146 -0.3568942 0.4652772 0.9823484
3-1 0.16607696 -0.1663300 0.4984839 0.5147395
4-1 0.18189701 -0.2621263 0.6259203 0.6659571
3-2 0.11188550 -0.2205215 0.4442925 0.7828271
4-2 0.12770555 -0.3163177 0.5717288 0.8512968
4-3 0.01582006 -0.3565503 0.3881904 0.9993776

diff      lwr      upr      p      adj
2-1 0.40556335 -0.3406617 1.1517884 0.4301833
3-1 0.11705924 -0.5072775 0.7413959 0.9488410
4-1 0.45833333 -0.2878918 1.2045584 0.3285289
3-2 -0.28850412 -0.8161649 0.2391567 0.4251462
4-2 0.05276998 -0.6146740 0.7202140 0.9957492
4-3 0.34127410 -0.1863867 0.8689349 0.2872712

```

```

$T1
Tukey multiple comparisons of means
95% family-wise confidence level

```

```

$Co
Tukey multiple comparisons of means
95% family-wise confidence level

```

```

diff      lwr      upr      p      adj
2-1 0.015084911 -0.1976523 0.2278221 0.9971372
3-1 -0.011795695 -0.1838166 0.1602252 0.9974083
4-1 0.010782444 -0.2190000 0.2405649 0.9991624
3-2 -0.026880606 -0.1989015 0.1451403 0.9712749
4-2 -0.004302468 -0.2340849 0.2254799 0.9999465
4-3 0.022578139 -0.1701238 0.2152801 0.9874553

diff      lwr      upr      p      adj
2-1 0.253639379 0.006373922 0.5009048 0.0431074
3-1 0.206835827 0.006895114 0.4067765 0.0409843
4-1 0.246693898 -0.020383321 0.5137711 0.0766917
3-2 -0.046803551 -0.246744265 0.1531372 0.9124805
4-2 -0.006945481 -0.274022700 0.2601317 0.9998567
4-3 0.039858070 -0.184120328 0.2638365 0.9585716

```

Résultats des Tukey tests réalisés à partir des données de taphonomie. I_{co} / I_s : proportion de spécimens identifiés au niveau générique et spécifique respectivement, T_1 : taux d'intégrité, T_{co} : taux de connexion et C_o : état de surface. 1: Distal shelf (tempestite); 2: Shelf (low energy); 3: Shelf (high energy); 4: Slope facies.

Annexe 2

Zazzali S., Crasquin S., Deconinck J.-F. & Feng Q. (2015). Biodiversity across the Guadalupian-Lopingian Boundary: first results on the ostracod (Crustacea) fauna, Chaotian section (Sichuan Province, South China). *Geodiversitas* 37(3), 283-313.

Biodiversity across the Guadalupian-Lopingian Boundary: first results on the ostracod (Crustacea) fauna, Chaotian section (Sichuan Province, South China)

Sindbad ZAZZALI
Sylvie CRASQUIN

CR2P UMR 7207, Sorbonne Universités – CNRS – MNHN – UPMC Université Paris 06,
T. 46-56, E.5, case 104, 4 place Jussieu, F-75252 Paris cedex 05 (France)
sindbad.zazzali@upmc.fr
sylvie.crasquin@upmc.fr

Jean-François DECONINCK

Université de Bourgogne, UMR 6282 CNRS Biogéosciences,
6 boulevard Gabriel, F-21000 Dijon (France)
jean-francois.deconinck@u-bourgogne.fr

Qinglai FENG

State Key Laboratory of Geological Process and Mineral Resources, University of Geosciences,
No. 388, Lumo Road, Wuhan 430074 (People's Republic of China)
qinglaifeng@cug.edu.cn

Published on 25 September 2015

urn:lsid:zoobank.org:pub:5F708564-E50F-4452-ACF4-06157C83A841

Zazzali S., Crasquin S., Deconinck J.-F. & Feng Q. 2015. — Biodiversity across the Guadalupian-Lopingian Boundary: first results on the ostracod (Crustacea) fauna, Chaotian section (Sichuan Province, South China). *Geodiversitas* 37 (3): 283-313. <http://dx.doi.org/10.5252/g2015n3a1>

ABSTRACT

The Middle Permian-Late Permian boundary (Guadalupian-Lopingian boundary, GLB) interval is characterised by important faunal assemblage changes. This extinction-turnover episode is considered by some authors to be the first step of the end-Permian biodiversity drop. The forty-five meters thickness of sediment encompassing the GLB in Chaotian section (Sichuan Province, South China) was sampled and processed for ostracod study. This study presents the first analysis of ostracod faunas in the GLB interval. A total of 154 species belonging to 29 genera are identified. Three species are described as new: *Bairdia chaotianensis* Zazzali, n. sp., *Microcheilinella wujiapingensis* Zazzali, n. sp., *Microcheilinella pagodaensis* Zazzali, n. sp. All the ostracods discovered in the section belong to shallow marine taxa. So these results are not consistent with previous interpretations (lagoonal environment or deep water setting) based on other evidences. Abundance and diversity present a rapid and noticeable decline in the Early Capitanian. Recovery is then recorded about three meters above the GLB. At specific level, a 93% extinction rate and a 96% turnover rate are recorded at the GLB. Moreover, Palaeocopida, straight dorsal border ostracods known to progressively disappear from the Late Permian to the basal Middle-Triassic, are here less abundant and diversified after the GLB. This could reflect the first step of their disappearance at the end of the Palaeozoic.

KEY WORDS

Crustacea,
Ostracods,
South China,
Biodiversity,
Middle-Late Permian,
Guadalupian-Lopingian
boundary,
Capitanian-
Wuchiapingian,
new species.

RÉSUMÉ

Biodiversité à la limite Guadalupien-Lopingien : premiers résultats sur la faune d'ostracodes, coupe de Chaotian (province du Sichuan, Chine du Sud).

L'intervalle de temps bordant la limite Permien moyen-Permien supérieur (limite Guadalupien-Lopingien, GLB) est caractérisé par d'importantes modifications d'assemblages. Cet épisode d'extinctions-renouvellement est considéré par certains auteurs comme la première étape du déclin de la biodiversité à la fin du Permien. Les échantillons prélevés sur les quarante-cinq mètres encadrant la GLB à Chaotian (province du Sichuan, Chine du Sud) ont été traités pour l'étude des ostracodes. Les travaux présentés ici constituent la toute première analyse des faunes d'ostracodes dans l'intervalle de temps bordant la GLB. 154 espèces appartenant à 29 genres sont identifiées. Trois nouvelles espèces sont décrites : *Bairdia chaotianensis* Zazzali, n. sp., *Microcheilinella wujiapingensis* Zazzali, n. sp., *Microcheilinella pagodaensis* Zazzali, n. sp. Les ostracodes retrouvés au sein de la coupe appartiennent tous à des taxons marins peu profonds. Ces résultats ne sont pas en accord avec les précédentes interprétations (milieu lagunaire ou milieu très profond) basées sur l'étude de divers autres paramètres et taxons. L'abondance et la diversité déclinent rapidement et significativement au Capitanien inférieur. La récupération est ensuite enregistrée environ trois mètres au-dessus de la GLB. Au niveau spécifique, un taux d'extinction de 93 % et un taux de renouvellement de 96 % sont enregistrés à GLB. De plus, les Palaeocopida, connus pour disparaître progressivement du Permien supérieur à la base du Trias moyen, sont ici moins abondants et diversifiés après la GLB. Cela pourrait constituer la première étape de leur disparition à la fin du Paléozoïque.

MOTS CLÉS

Crustacea,
Ostracodes,
Chine du Sud,
Biodiversité,
Permien moyen
et supérieur,
Limite Guadalupien-
Lopingien,
Capitanien-
Wuchiapingien,
espèces nouvelles.

INTRODUCTION

Late Permian (Lopingian) and Early Triassic times are characterised by major global environmental changes and events leading to the most important mass extinction of the all Phanerozoic. Another biological event was evidenced 7.7My before the PTB (Permian-Triassic Boundary) in the upper part of the Guadalupian (Middle Permian), before the Guadalupian-Lopingian Boundary (GLB). It was first demonstrated by a turnover in foraminifera and particularly amongst fusulinids (Stanley & Yang 1994; Jin *et al.* 1994). Stanley & Yang (1994) estimated that 71% of marine species already disappeared at the end of the Capitanian (Late Guadalupian). More recent studies reveal that the extinctions already occurred in the Middle Capitanian within *Jinogondolella altudaensis* conodont Zone, significantly below the GLB (Fig. 1) (Bond *et al.* 2010b). This marine crisis affected also corals, bryozoans, brachiopods, bivalves, calcareous algae and ammonoids (e.g. Jin *et al.* 1995; Wang & Sugiyama 2000; Isozaki & Aljinovic 2009; Shen & Shi 2009; Bond *et al.* 2010b). Bond *et al.* (2010a) highlighted this crisis also on land, with extinction of 24% of plants in South China and 56% in North China. Several geological phenomena have been suggested to be at the origin of this biodiversity drop: regression (Isozaki *et al.* 2008; Wignall *et al.* 2009), volcanism (Emeishan flood basalt Province, Isozaki *et al.* 2007, 2008; He *et al.* 2010), methane release (Thompson *et al.* 2001; Retallack & Jahren 2008) and climatic changes (Veizer *et al.* 2000; Isozaki *et al.* 2007; Isozaki 2009).

The PTB and GLB biodiversity drops are considered by some authors as a double-phased extinction event in the Late Palaeozoic (Yin *et al.* 2007). Some others favor a gradual decrease in diversity from the Wordian (Middle Guadalupian) up to the end of the Permian (Clapham *et al.* 2009). This paper presents the first results on ostracod fauna at the GLB based on the study of the reference Chaotian section (Sichuan Province, P. R. China; Fig. 2).

GEOLOGICAL SETTING

During the Late Palaeozoic-Early Mesozoic period, the South China block (SCB) was located on the eastern part of Pangaea, in equatorial position (Fig. 3A). It was bathed by the Palaeotethys Ocean to the West and by the Panthalassa mega-ocean to the East (Scotese & Langford 1995). The SCB was at this time in a 90° counter clockwise position with regard to the present day location (Fig. 3B). Middle Permian and earliest Triassic (Induan) carbonate sediments are well-exposed along the two banks of the Jialingjiang River, north of Chaotian (north of Guangyuan, NE Sichuan, Figs 2; 4). The Chaotian section (30°23.713N-106°49.615E) mainly consists of marine shelf carbonates deposited on the Palaeo-Tethyan side of South China block (Isozaki *et al.* 2008). Late Guadalupian (Capitanian) sediments of the Maokou Fm consist of thick massive calcareous beds with occasional flint layers notably at base of the section. This informally designed "Unit 1" of Lai *et al.* (2008) and "Main Limestone" of Isozaki *et al.* (2008) was recently named

“Limestone Unit” by Saitoh *et al.* (2013a). It is divided in three subunits, L1 to L3, dated from Wordian to Early Capitanian by conodonts (Isozaki *et al.* 2008; Lai *et al.* 2008; Saitoh *et al.* 2013a). We consider here only the upper part of the last subunit, L3, which is Early Capitanian in age (*Jinogondolella postserrata* conodont Zone, Fig. 1) and is mainly composed of packstones with marine fossils, including calcareous algae, foraminifers and ostracods (Isozaki *et al.* 2008).

The upper part of the Maokou Fm is represented by a 11 m series called “Unit 2” by Lai *et al.* (2008), “Uppermost Member” by Isozaki *et al.* (2008) and “Mudstone Unit” by Saitoh *et al.* (2013a, b). It is composed of an alternation of thinly bedded black calcareous mudstones, black cherts, black siliceous mudstones, dark grey limestones and dark grey dolostones. Saitoh *et al.* (2013a) subdivided this “Mudstone Unit” in two subunits. The M1 lower carbonate-rich one contains conodonts, fragmented brachiopods, small foraminifera and ostracods. It is Early-Middle Capitanian in age (*J. shannoni* conodont Zone and *Pseudoalbaillella longtanensis*-*P. globosa* radiolarian assemblage in Saitoh *et al.* 2013a). The M2 upper subunit, is dominated by black calcareous mudstones yielding radiolarians, ammonoids and gastropods in some chert layers. The age of M2 is not clearly constrained and it is possible that the Late Capitanian is missing (Saitoh *et al.* 2013a). The “Mudstone Unit” is capped by the Wangpo Bed (Fig. 4), a two-meter-thick deeply weathered air-fall ash bed called “G-L Boundary acidic tuff” (Isozaki *et al.* 2004), and termed Xuanwei Fm in South China (He *et al.* 2007) where volcanoclastic deposits are common at the GLB (Wignall *et al.* 2009; Bond *et al.* 2010a). The volcanic origin of the Wangpo Bed was recently challenged by He *et al.* (2010) who suggest that it corresponds to a clastic deposit originating from the erosion of volcanic rocks from the Emeishan Large Igneous Province. Recent analysis of clay mineral assemblages of the Wangpo Bed (Deconinck *et al.* 2014) precises that they are composed of volcanic particles directly deposited in marine environment reworked with volcanic material first deposited on continent. The base of the Wangpo Bed is directly dated *c.* 260 ± 4My by U-Pb dating of zircons (He *et al.* 2007). The Wangpo Bed is considered by Saitoh *et al.* (2013a, b) to belong to the Wujiaping Fm but it is a distinct “unit” which clearly separates the Maokou Fm from the overlying strata.

The Wujiaping Fm begins by a black argillaceous horizon, called “black level”, also referred as coaly mudstone with plant debris (Isozaki *et al.* 2008). The facies drastically change after this interval. Indeed, the overlying sediments are dominantly composed of bioclastic packstones with many foraminifera (but with less diverse populations of fusulinids than in the Maokou Fm), calcareous algae, siliceous sponge spicules, ostracods and brachiopods (Isozaki *et al.* 2008; Lai *et al.* 2008; Saitoh *et al.* 2013a). Numerous centimetric to decimetric yellowish to buff-coloured tuff layers are intercalated in this formation with an upward increasing frequency. We pay attention here to the

LATE PERMIAN	LOPINGIAN	WUCHIAPINGIAN	Conodont Zones	Wujiaping Formation
			<i>Clarkina orientalis</i>	
			<i>C. transcausasia</i>	
			<i>C. guiangyuanensis</i>	
			<i>C. leveni</i>	
			<i>C. asymmetrica</i>	
			<i>C. dukouensis</i>	
<i>C. postbitteri postbitteri</i>				
MIDDLE PERMIAN	GUADALUPIAN	CAPITANIAN	<i>C. postbitteri hongshuensis</i>	Maokou Formation
			<i>Jinogondolella granti</i>	
			<i>J. xuanhanensis</i>	
			<i>J. prexuanhanensis</i>	
			<i>J. altudaensis</i>	
			<i>J. shannoni</i>	
			<i>J. posteserrata</i>	

FIG. 1. — Middle-Late Permian boundary conodont Zones and South China formations (modified after Mei & Henderson 2001; Jin *et al.* 2006).

27 first meters of the Wujiaping Fm. The presence of *Codonofusiella-Reichelina* small fusuline assemblage in the first levels of this formation, allows Isozaki *et al.* (2008) and Saitoh *et al.* (2013a) to locate the GLB at the base of the bioclastic limestones.

There is an agreement about the palaeoenvironmental interpretation of “Limestone Unit” of the Maokou Fm and lower part of the Wujiaping Fm which are both deposited on oxic shelf in the euphotic zone. The “black level”, at the base of the Wujiaping Fm, is interpreted as near-shore to continental environment sediments deposited after a major regressive event at the end of the Capitanian (Isozaki *et al.* 2008; Lai *et al.* 2008; Saitoh *et al.* 2013a, b). Similar facies are widespread in South China and are referred to the Heshan Fm. These coal seams were deposited in swamps developed on or adjacent to tidal-flats (Shao *et al.* 1998, 2003). The significance of the “Mudstone Unit” is more controversial. Isozaki *et al.* (2008) and Saitoh *et al.* (2013a, b) consider that it represents a two-step deepening (first one during M1 subunit and second one during M2 subunit) up to oxygen-depleted slope/basin environment in the disphotic zone. These authors consider that there is a very sharp sea-level drop during or after the deposition of the Wangpo Bed. According to Lai *et al.* (2008), Unit 2 (=“Mudstone Unit”) was deposited in a shallow environment close to emergence.

MATERIAL AND METHODS

Forty-six samples, distributed through the 45 m thick sequence flanking the GLB (Fig. 4), have been processed for ostracod analysis. The “Mudstone Unit” presents facies (mudstones and cherts) unfavourable for ostracod preservation and release. The M1 and M2 subunit are mainly silicified.

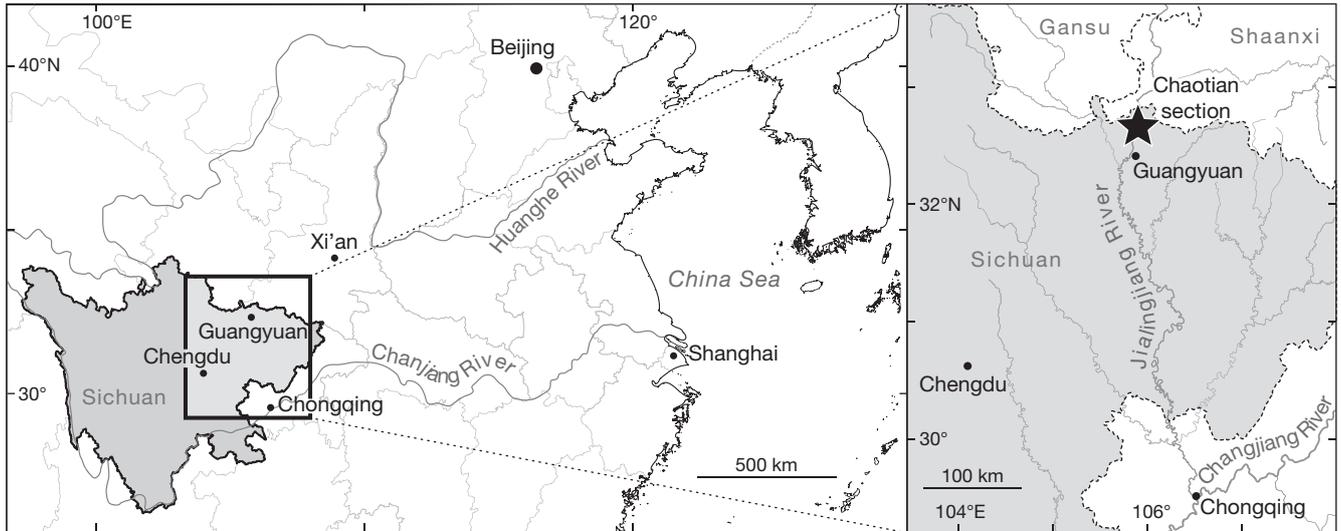


FIG. 2. — Location map of Chaotian section, Sichuan, P. R. China (modified after Isozaki *et al.* 2007).

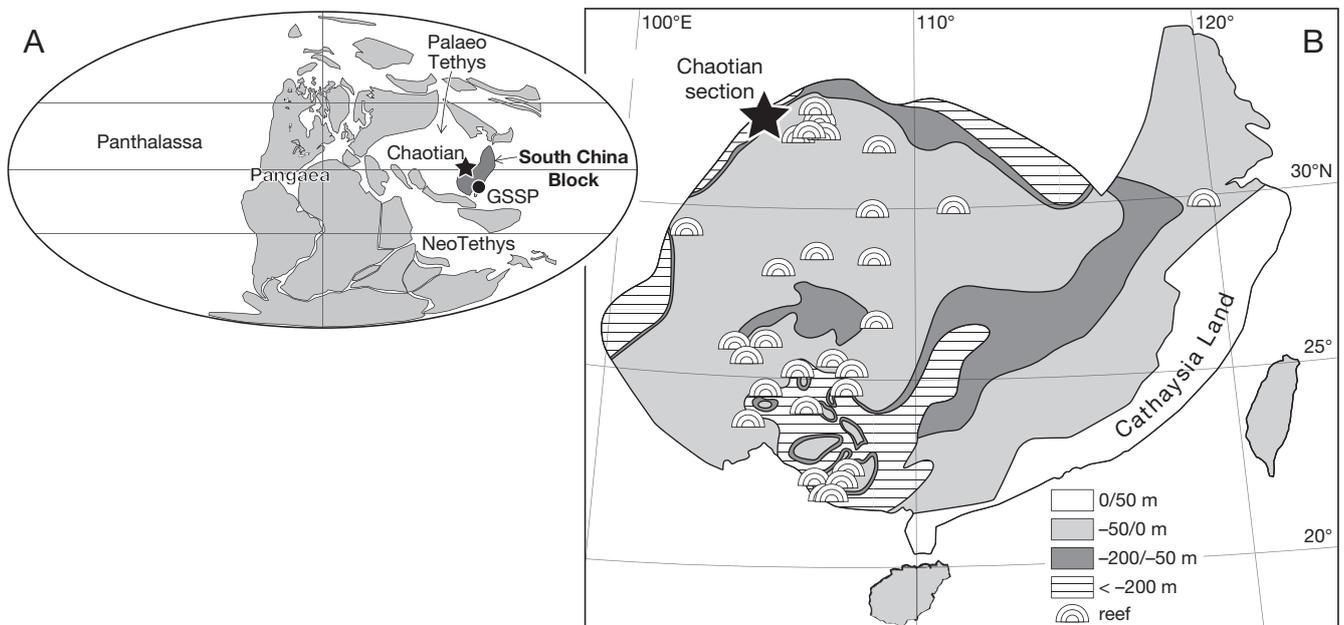


FIG. 3. — **A**, Palaeogeographic map of the Middle-Late Permian (modified after Golonka 2002); **B**, distribution of Capitanian palaeoenvironments in South China (map in present day latitudes, modified from Wang & Jin 2000).

Only the lower part of the M1 subunit, more calcareous, was sampled (11CHAO153 to 11CHAO158). Due to the facies, the Wangpo Bed composed of ashes and the coaly “black level” were not taken in consideration in this study (11CHAO159 to 11CHAO162).

The extraction of calcareous ostracod carapaces from calcareous rocks is achieved by hot acetolysis (Lethiers & Crasquin-Soleau 1988; Crasquin-Soleau *et al.* 2005). An average of 15 grams from the sediment fine fraction (between 530 and 140 μm) has been studied for each sample. Six samples are barren, five from the Maokou Fm (11CHAO152, L3 subunit; 11CHAO153/154/155/157, M1 subunit) and one from

the Wujiaping Fm (11CHAO78). From the 40 productive samples (Fig. 4), three yielded only unidentifiable specimens (11CHAO75/76/77).

A total of 154 species belonging to 29 genera are identified and figured (Table 1; Figs 5-17). Three new species are described, 11 species are formally recognized and one is compared to a previously described one. With regard to the poor preservation and/or the low number of specimens, all the other species are presented in open nomenclature but are nevertheless figured (Figs 5-17).

All specimens are deposited in the Université Pierre et Marie Curie, Paris (UPMC) collection (numbers: P6Mxxxx).

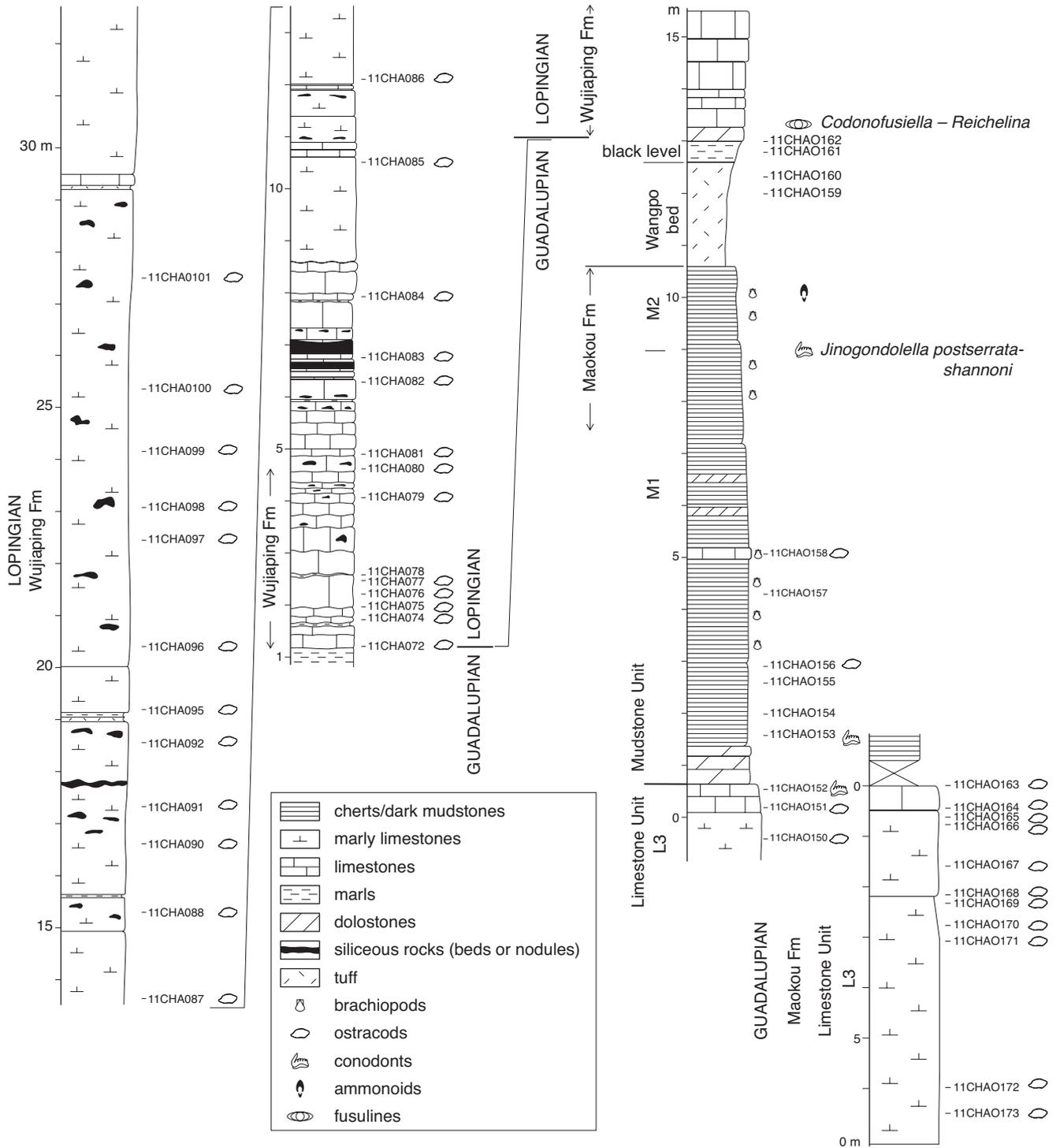


FIG. 4. — Stratigraphic column of the Chaotian section, South China, with location of studied samples. Ammonoid occurrences from Zhao *et al.* (1978), conodont and fusuline occurrences from Isozaki *et al.* (2008) and Lai *et al.* (2008).

SYSTEMATIC PALEONTOLOGY

The classification adopted here follows Moore (1961) and Horne *et al.* (2002).

Class OSTRACODA Latreille, 1806
Subclass PODOCOPA Müller, 1894

Order PODOCOPIDA Müller, 1894
Suborder PODOCOPINA Sars, 1866
Superfamily BAIRDIOIDEA Sars, 1887
Family ACRAIIDAE Gründel, 1962

Genus *Acratia* Delo, 1930

TYPE SPECIES. — *Acratia typica* Delo, 1930 by original designation.

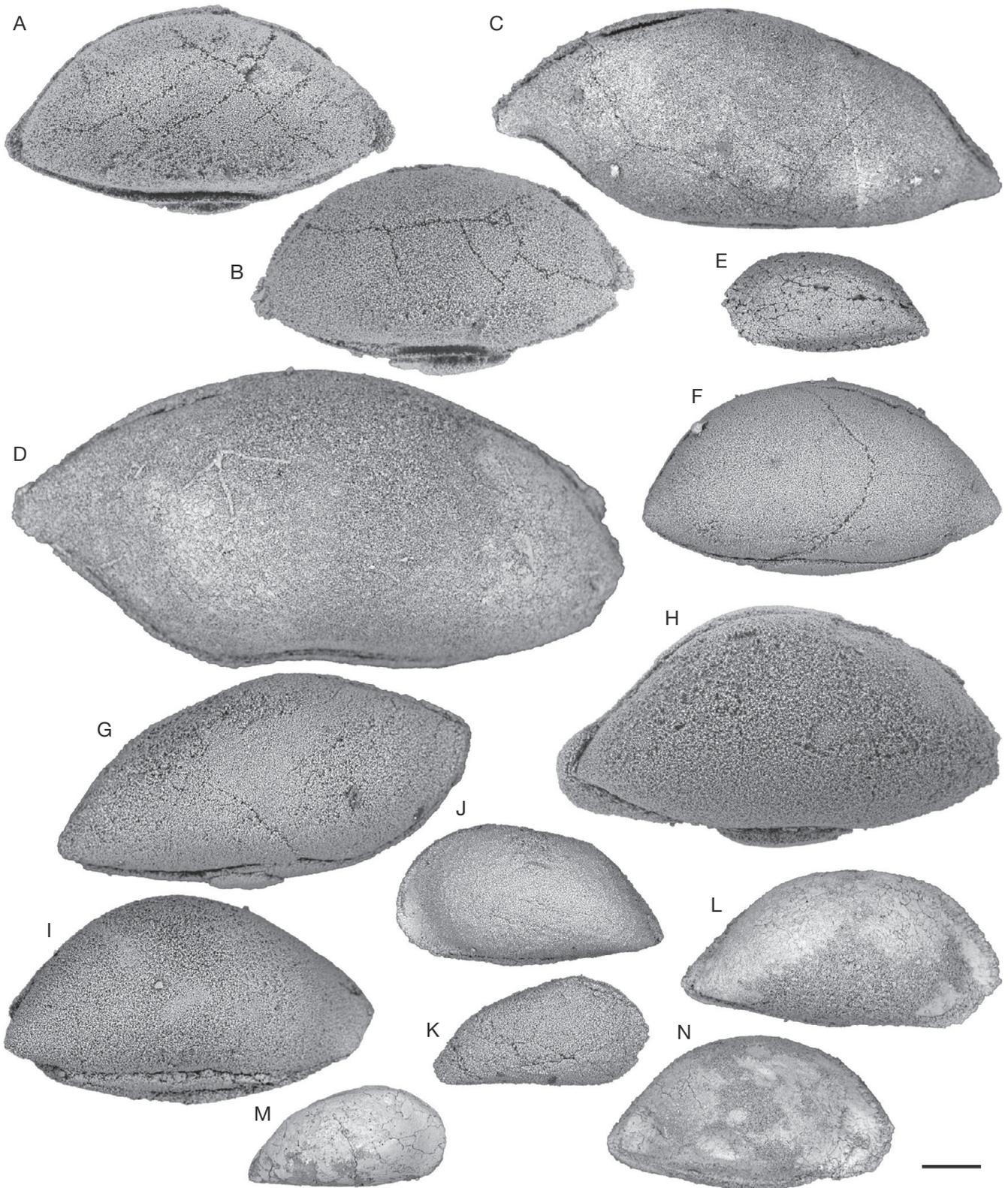


FIG. 5. — Ostracods from Guadalupian-Lopingian boundary interval in South China: **A, B**, *Acratia nagyvisnyoensis*? Forel, 2013; **A**, right lateral view, P6M3596, 11CHAO84; **B**, right lateral view, P6M3597, 11CHAO81; **C, D**, *Acratia recurvata*? Cordell, 1952; **C**, left lateral view, P6M3598, 11CHAO81; **D**, left lateral view, P6M3599, 11CHAO99; **E**, *Acratia* sp. 1, right lateral view, P6M3600, sample 11CHAO171; **F**, *Acratia* sp. 2, right lateral view, P6M3601, sample 11CHAO167; **G**, *Acratia* sp. 3, right lateral view, P6M3602, sample 11CHAO95; **H**, *Acratia* sp. 4, left lateral view, P6M3603, sample 11CHAO80; **I**, *Acratia* sp. 5, right lateral view, P6M3604, sample 11CHAO95; **J**, *Acratinella* sp. 1, left lateral view, P6M3605, sample 11CHAO173; **K**, *Acratinella*? sp. 2, right lateral view, P6M3606, sample 11CHAO173; **L**, *Acratinella* sp. 3, right lateral view, P6M3607, sample 11CHAO99; **M**, *Acratinella* sp. 4, right lateral view, P6M3608, sample 11CHAO99; **N**, *Acratinella*? sp. 5, right lateral view, P6M3609, sample 11CHAO97. All photographs represent complete carapaces. Scale bar: 100 μ m.

Acratia nagyvisnyoensis? Forel, 2013
(Fig. 5A, B)

Acratia nagyvisnyoensis Forel in Forel *et al.*, 2013: 204, fig. 10K-O.

MATERIAL EXAMINED. — Four complete carapaces and two broken carapaces.

DIMENSIONS. — L=629-682 µm; H=308-373 µm.

OCCURRENCES. — Bükk Mountains, Hungary, Late Permian (Forel *et al.* 2013); ?Chaotian section, Sichuan Province, China. Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (this study, samples: 11CHAO81, 11CHAO84, see Table 1).

REMARKS

Our specimens are very similar to *A. nagyvisnyoensis* Forel, 2013 from the Late Permian of Hungary (Forel *et al.* 2013) but differ in having longer carapaces and a less arched DB.

Acratia recurvata? Cordell, 1952
(Fig. 5C, D)

Acratia recurvata Cordell, 1952: 81, 82, pl. 20, fig. 65. — Shi & Chen 2002: 81, 82, pl. 20, figs 19-24.

MATERIAL EXAMINED. — Three complete carapaces and 13 broken carapaces.

DIMENSIONS. — L=499-1197 µm; H=244-500 µm.

OCCURRENCES. — Oread Formation, Missouri, USA, Late Carboniferous (Cordell 1952); Guangxi, China, Late Permian (Shi & Chen 2002); ?Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (this study, samples: 11CHAO81, 11CHAO85, 11CHAO90, 11CHAO95, 11CHAO97, 11CHAO98, 11CHAO99, 11CHAO100, see Table 1).

REMARKS

Our specimens are very similar to *A. recurvata* Cordell, 1952 from the Late Pennsylvanian (Late Carboniferous) of Missouri (USA; Cordell 1952) and Late Permian of South China (Shi & Chen 2002) but differ in having a more concave AVB, a VB slightly concave at mid-L and the PDB connection with DB forming a more or less marked angle.

Family BAIRDIIDAE Sars, 1887

Genus *Bairdia* McCoy, 1844

TYPE SPECIES. — *Bairdia curta* McCoy, 1844 subsequently designated by Ulrich & Bassler (1923: 320).

Bairdia chaotianensis Zazzali, n. sp.
(Fig. 6D, E; 18)

TYPE MATERIAL. — Holotype: one complete carapace (P6M3613; Fig. 6D); paratype: one complete carapace (P6M3614; Fig. 6E).

ETYMOLOGY. — From the Chaotian section, Type locality.

MATERIAL EXAMINED. — 24 complete carapaces and 35 isolated valves.

DIMENSIONS. — L=694-1160 µm; H=322-631 µm. Holotype: L=1050 µm; H=557 µm. Paratype: L=914 µm; H=459 µm (Fig. 18).

TYPE HORIZON. — Sample 11CHAO172, “Limestone Unit” (L3), Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian.

TYPE LOCALITY. — Chaotian section (30°23.713N-106°49.615E), Sichuan Province, P. R. China.

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou and Wujiaping Formations, Middle Capitanian-basal Wuchiapingian, Middle-Late Permian (samples: 11CHAO173, 11CHAO172, 11CHAO170, 11CHAO169, 11CHAO168, 11CHAO167, 11CHAO166, 11CHAO165, 11CHAO164, 11CHAO151, 11CHAO87, 11CHAO88, 11CHAO92, see Table 1).

DIAGNOSIS. — A species of *Bairdia* with elongated carapace, AB and BP with small radius of curvature, hinge line located below DB; both valves present a more or less expressed shoulder with a crest at the top, parallel to the hinge line.

DESCRIPTION

Overlap: absent at DB, narrow to absent at AB, PB and PVB, narrow at AVB and distinct at ADB, PDB and VB.

DB broadly convex at right lateral view. Hinge line located below DB; presence of more or less expressed shoulder at DB of both valves with a crest at the top, parallel to the hinge line; shoulder and crest extend from DB to PDB at RV and from ADB to PDB at LV.

RV: ADB significantly concave at its median part. AB with small radius of curvature. AB maximum convexity slightly above mid-H. AVB gently convex to nearly straight. VB faintly curved (convex) to nearly straight. PVB in the lengthening of VB. PB with a smaller radius of curvature than anterior one. PB pointed near or slightly below mid-H. PDB more slightly concave than anterior one.

LV: ADB more slightly concave the RV one. AB with small radius of curvature. AB maximum convexity at mid-H. AVB gently convex to nearly straight. VB faintly curved (convex) to nearly straight. PVB gently curved. PB with a smaller radius of curvature than anterior one. PB pointed near or slightly below mid-H. PDB more slightly concave than RV one.

Greatest L slightly above mid-H. Greatest H slightly anterior to mid-L.

In dorsal view, lateral outlines asymmetrically convex, with a maximum of W at mid-L and mid-H. RV slightly to significantly wider than LV.

L/H=0.5.

REMARKS

Within Wuchiapingian specimens some intraspecific variations are observed. Some specimens present slightly higher valves, wider carapaces and, at LV more prominent DB shoulder and crest than at RV. More or less faint angles could be observed at RV between DB and upper half of PDB and ADB. Some differences could also be noticed between Capitanian and Wuchiapingian specimens. Capitanian ones show more rounded valves, with a RV significantly wider than LV, and a more marked mid-dorsal crest on shoulder's top. Wuchiapingian specimens are, proportionally, slightly longer, DB is also longer. DB of Wuchiapingian

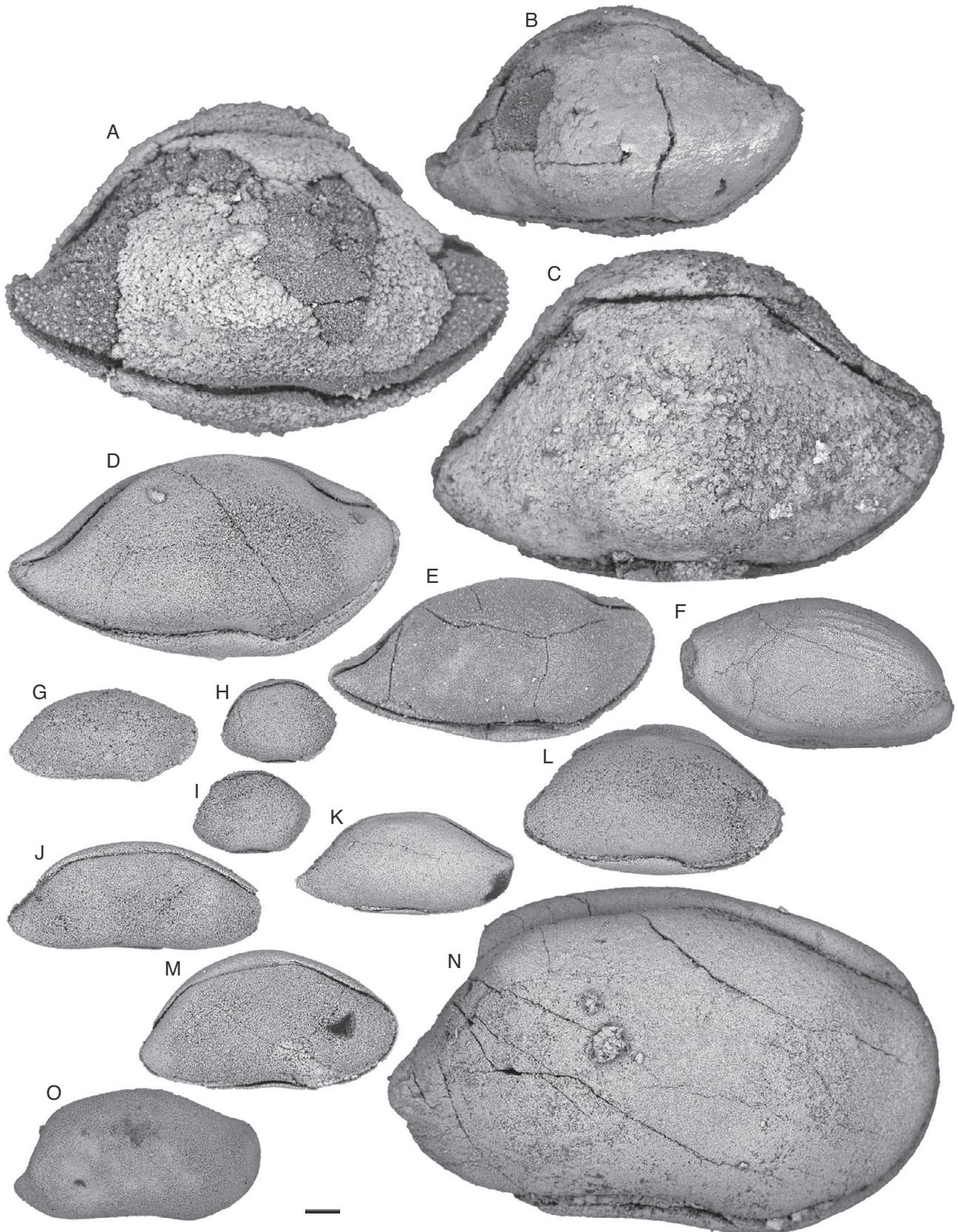


FIG. 6. — Ostracods from Guadalupian-Lopingian boundary interval in South China: **A-C**, *Ceratobairdia? ambigua* Ishizaki, 1964; **A**, P6M3610, 11CHAO88; **B**, P6M3611, 11CHAO88; **C**, P6M3612, 11CHAO88; **D, E**, *Bairdia chaotianensis* Zazzali, n. sp.; **D**, holotype, P6M3613, 11CHAO172; **E**, paratype, P6M3614, 11CHAO88; **F**, *Bairdia* sp. 1, P6M3615, sample 11CHAO173; **G**, *Bairdia* sp. 2, P6M3616, sample 11CHAO173; **H, I**, *Bairdia* sp. 3; **H**, P6M3617, sample 11CHAO171; **I**, P6M3618, sample 11CHAO171; **J**, *Bairdia* sp. 4, P6M3619, sample 11CHAO172; **K**, *Bairdia* sp. 5, P6M3620, sample 11CHAO171; **L**, *Bairdia* sp. 6, P6M3621, sample 11CHAO171; **M**, *Bairdia* sp. 7, P6M3622, sample 11CHAO171; **N, O**, *Bairdia* sp. 8; **N**, P6M3623, sample 11CHAO170; **O**, P6M3624, sample 11CHAO165. All photographs represent complete carapaces in right lateral view, except **F** in left lateral view. Scale bar: 100 μ m.

specimens is about the half of L and about the third of L for Capitanian ones.

The presence of DB shoulder and crest on each valve distinguishes *B. chaotianensis* Zazzali, n. sp. from all the other close species. *Bairdia chaotianensis* Zazzali, n. sp. could be compared to *B. sp. 9 sensu* Cordell (1952) from the Late Pennsylvanian (Late Carboniferous) of Missouri (USA; Cordell 1952) by its general lateral RV shape. It differs here by the absence of overlap at DB, more concave ADB and PDB and by more rounded sides in dorsal view. *Bairdia chaotianensis* Zazzali, n. sp. is also close to *Orthobairdia oklahomensis* (Harlton, 1927) (*in* Melnyk & Maddocks 1988b) from the Late Pennsylvanian (Late Carboniferous) of Texas (USA) by RV general lateral outline. It differs here by a PDB more concave at RV, the absence of DB overlap, and a longer posterior end. *B. chaotianensis* Zazzali, n. sp. differs here from *B. urodeloformis* Chen, 1987 (*in* Crasquin *et al.* 2010) from latest Permian of Meishan section, Zhejiang province, China, by its PB and AB smaller radius of curvature. It differs also here by an arched DB, an ADB deeply concave in right lateral view and a maximum of overlapping located at VB.

Internal characters could not be observed due to the infilling and preservation.

Genus *Ceratobairdia* Sohn, 1954

TYPE SPECIES. — *Ceratobairdia dorsospina* Sohn, 1954 by original designation.

Ceratobairdia? *ambigua* Ishizaki, 1964
(Fig. 6A-C)

Ceratobairdia? *ambigua* Ishizaki, 1964: 155, pl.19, fig. 6a, b (non figs 7, 8).

Bairdia guangxiensis Guan *in* Guan *et al.*, 1978: 154, pl. 38, figs 3, 4. — Wang 1978: 291 pl. 3, fig. 5. — Chen & Shi 1982: 122, pl. 5, fig. 17. — Wei *et al.* 1983: 56, pl. 15, fig. 6. — Chen & Bao 1986: 114, pl. 3, figs 7, 8. — Shi & Chen 1987: 31, pl. 3, figs 1-9; 2002: 67, pl. 5, figs 1-9; pl. 28, figs 1, 2.

Bairdia fujisan Tanaka & Maeda *in* Tanaka *et al.*, 2012: 96, fig. 6.3.

Bairdia nishiwakii Tanaka & Nishimura *in* Tanaka *et al.*, 2013: 297, fig. 8.1 (non fig. 2).

MATERIAL EXAMINED. — Five complete carapaces, ten broken carapaces, five isolated valves and three broken valves.

DIMENSIONS. — L=1020-1570 µm; H=666-974 µm.

OCCURRENCES. — Kitakami Massif, North-East Japan, Middle Permian (Ishizaki 1964); Guangxi Province, China, Late Permian (Guan *et al.* 1978); Guizhou province, China, Late Permian (Wang 1978); Jiangsu Province, China, latest Permian (Chen & Shi 1982); Guizhou Province, China, Late Permian (Wei *et al.* 1983); Jiangsu Province, China, Early Permian (Chen & Bao 1986); Zhejiang Province, China, latest Permian (Shi & Chen 1987); Guangxi, China, Late Permian (Shi & Chen 2002); Gifu Prefecture, Japan, Early Permian (Tanaka *et al.* 2012); Gifu Prefecture, Japan, Middle Permian (Tanaka *et al.* 2013); Chaotian section, Sichuan Province, China, basal Wuchiapingian, Late Permian (this study; sample: 11CHAO88, see Table 1).

REMARKS

Ceratobairdia? *ambigua* Ishizaki, 1964 shows a strong dorsal and ventral overlap. L of DB is about the third of carapace L. DB and VB are nearly straight at RV and slightly convex to nearly straight at LV. The maximum thickness is located at mid-L, slightly below midventral part of valves. In anterior and posterior views, VB is quite flat and bounded by a ventral ridge or alae. This structure, added to the flat ventral area, leads to a specific subtriangular shape that could be observed in anterior/posterior view. A sinuous midventral contact margin is also observed. We suggest then that *Bairdia guangxiensis* Guan, 1978, *Bairdia fujisan* Tanaka & Maeda, 2012 and *Bairdia nishiwakii* Tanaka & Nishimura, 2013 are junior synonyms of *C.?* *ambigua* Ishizaki, 1964.

Suborder SIGILLIOCOPINA Martens, 1992
Superfamily SIGILLOIDEA Mandelstam, 1960
Family MICROCHEILINELLIDAE Gramm, 1975

Genus *Microcheilinella* Geis, 1933

TYPE SPECIES. — *Microcheilus distortus* Geis, 1932 by original designation.

Microcheilinella wujiapingensis Zazzali, n. sp.
(Fig. 11G, H)

TYPE MATERIAL. — Holotype: one complete carapace (P6M3690; Fig. 11G); paratype: one complete carapace (P6M3691; Fig. 11H).

ETYMOLOGY. — From the Type horizon, Wujiaping Formation.

MATERIAL EXAMINED. — Four complete carapaces and three broken carapaces.

DIMENSIONS. — LV: L=524-567 µm; H=353-386 µm. Holotype: L=535 µm; H=370 µm. Paratype: L=531 µm; H=386 µm.

TYPE HORIZON. — Sample 11CHAO88, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian.

TYPE LOCALITY. — Chaotian section (30°23.713N, 106°49.615E), Sichuan Province, P. R. China.

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (sample: 11CHAO88, see Table 1).

DIAGNOSIS. — A species of *Microcheilinella* with medium sized carapace. Both valves present prominent mid-dorsal shoulder. Maximum W located behind mid-L at RV and in front of mid-L at LV.

DESCRIPTION

LV overlaps RV all around the carapace: very slightly at DB, narrowly at PDB, PVB and AVB, distinctly at ADB, AB, PB and VB. Overlap maximum at VB.

Hinge line straight, equalling about two third of RV length and about half the LV length, located well below DB of both valves which present prominent mid-dorsal shoulder.

RV: DB nearly straight and mid-dorsal shoulder broadly convex in lateral view. PDB and PB slightly flattened laterally.

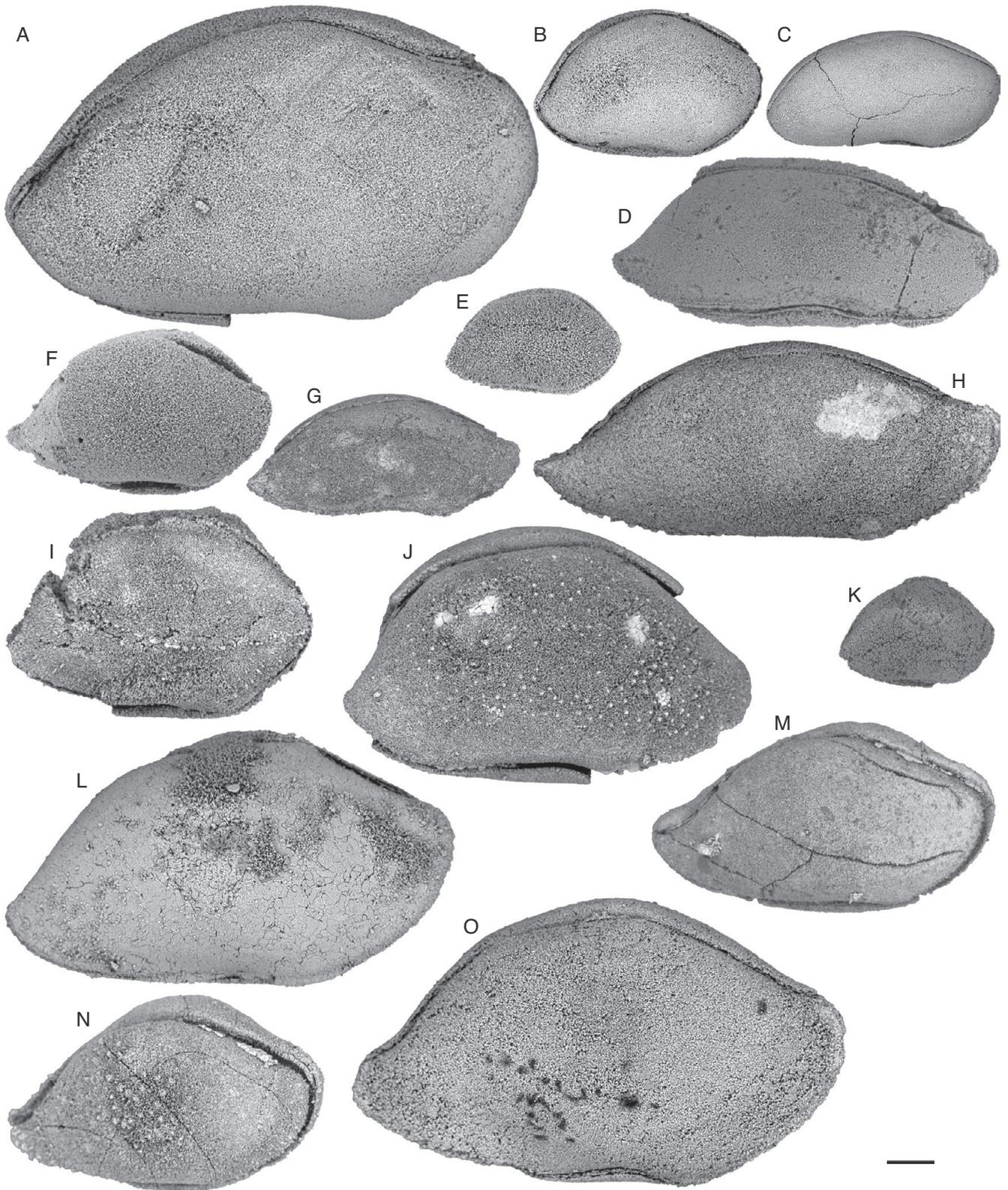


FIG. 7. — Ostracods from Guadalupian-Lopingian boundary interval in South China: **A**, *Bairdia* sp. 9, P6M3625, sample 11CHAO168; **B**, *Bairdia* sp. 10, P6M3626, sample 11CHAO165; **C**, *Bairdia* sp. 11, P6M3627, sample 11CHAO166; **D**, *Bairdia* sp. 12, P6M3628, sample 11CHAO163; **E**, *Bairdia* sp. 13, P6M3629, sample 11CHAO81; **F**, *Bairdia* sp. 14, P6M3630, sample 11CHAO82; **G**, **H**, *Bairdia* sp. 15; **G**, P6M3631, sample 11CHAO95; **H**, P6M3632, sample 11CHAO99; **I**, *Bairdia* sp. 16, P6M3633, sample 11CHAO85; **J**, *Bairdia* sp. 17, P6M3634, sample 11CHAO82; **K**, *Bairdia* sp. 18, P6M3635, sample 11CHAO83; **L**, *Bairdia* sp. 19, P6M3636, sample 11CHAO87; **M**, **N**, *Bairdia* sp. 20; **M**, P6M3637, sample 11CHAO88; **N**, P6M3638, sample 11CHAO88; **O**, *Bairdia* sp. 21, P6M3639, sample 11CHAO95. All photographs represent complete carapaces in right lateral view. Scale bar: 100 μ m.

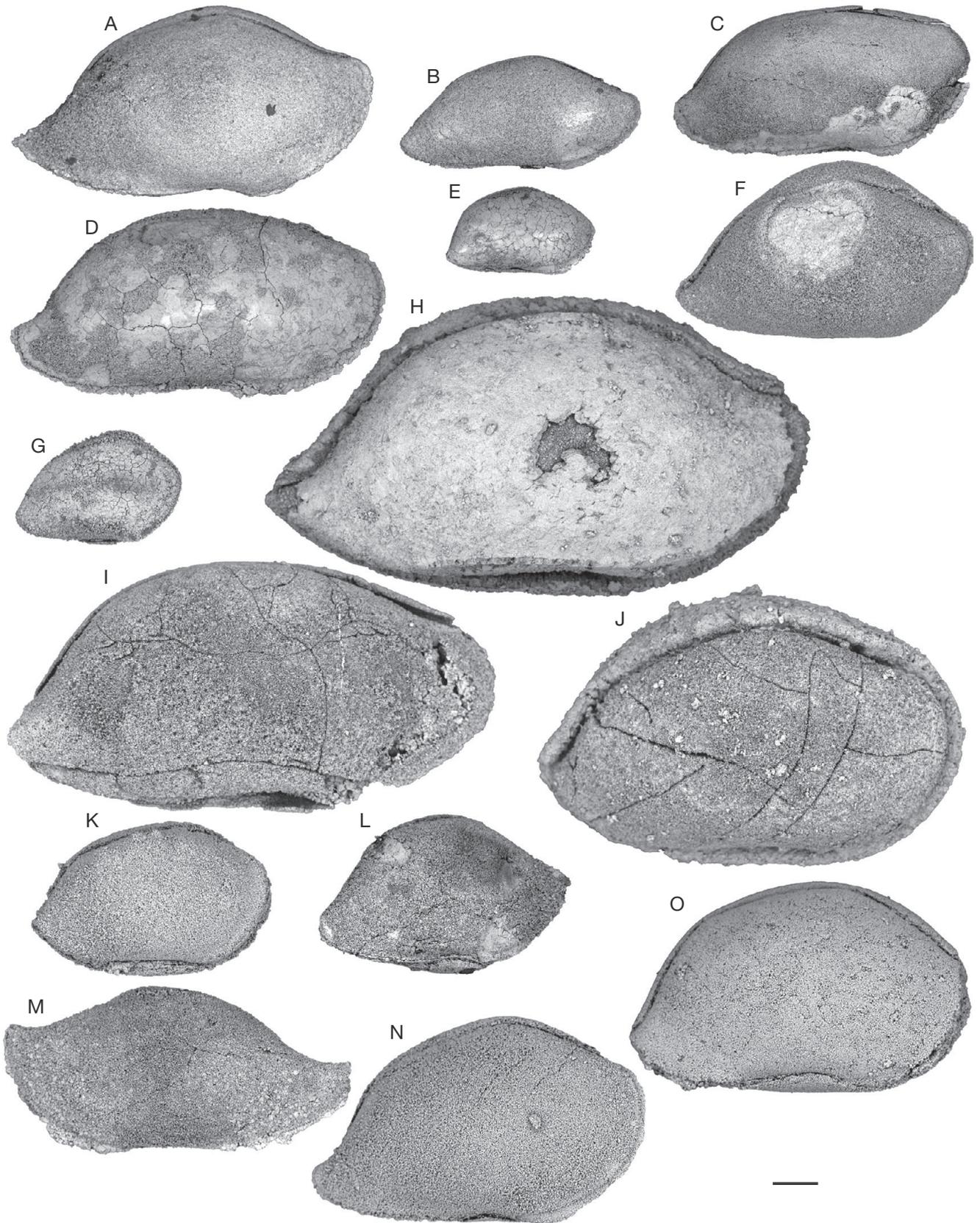


FIG. 8. — Ostracods from Lopington in South China: **A**, *Bairdia* sp. 22, P6M3640, sample 11CHAO96; **B**, *Bairdia* sp. 23, P6M3641, sample 11CHAO99; **C**, **D**, *Bairdia* sp. 24; **C**, P6M3642, sample 11CHAO87; **D**, P6M3643, sample 11CHAO100; **E**, *Bairdia* sp. 25, P6M3644, sample 11CHAO95; **F**, *Bairdia* sp. 26, P6M3645, sample 11CHAO100; **G**, *Bairdia* sp. 27, P6M3646, sample 11CHAO100; **H**, *Bairdia* sp. 28, P6M3647, sample 11CHAO88; **I**, *Bairdia* sp. 29, P6M3648, sample 11CHAO88; **J**, **K**, *Bairdia* sp. 30; **J**, P6M3649, sample 11CHAO88; **K**, P6M3650, sample 11CHAO95; **L**, *Bairdia* sp.31, P6M3651, sample 11CHAO100; **M**, *Bairdia* sp. 32, P6M3652, sample 11CHAO92; **N**, *Bairdia* sp. 33, P6M3653, sample 11CHAO95; **O**, *Bairdia* sp. 34, P6M3654, sample 11CHAO95. All photographs represent complete carapaces in right lateral view, except **M** which is a left valve in left lateral view. Scale bar: 100 μ m.



FIG. 9. — Ostracods from Lopingian in South China: **A**, *Bairdia* sp. 35, P6M3655, sample 11CHAO99; **B**, *Bairdia* sp. 36, P6M3656, sample 11CHAO99; **C**, *Bairdia* sp. 37, P6M3657, sample 11CHAO99; **D**, *Bairdia* sp. 38, P6M3658, sample 11CHAO100; **E**, *Bairdia* sp.39, P6M3659, sample 11CHAO99; **F**, *Bairdia* sp. 40, P6M3660, sample 11CHAO99; **G**, *Bairdia* sp. 41, P6M3661, sample 11CHAO99; **H**, *Bairdia* sp. 42, P6M3662, sample 11CHAO99; **I**, *Bairdia* sp. 43, P6M3663, sample 11CHAO99; **J**, *Bairdia* sp. 44, P6M3664, sample 11CHAO99; **K**, *Bairdia* sp. 45, P6M3665, sample 11CHAO100; **L**, *Bairdia* sp. 46, P6M3666, sample 11CHAO100; **M**, *Bairdia* sp. 47, P6M3667, sample 11CHAO100; **N**, *Bairdia* sp. 48, P6M3668, sample 11CHAO100; **O**, *Cetollina* sp. 1, PM3775, sample 11CHAO95. All photographs represent complete carapaces, except **O** which is a broken one, all in right lateral view. Scale bar: 100 μ m.

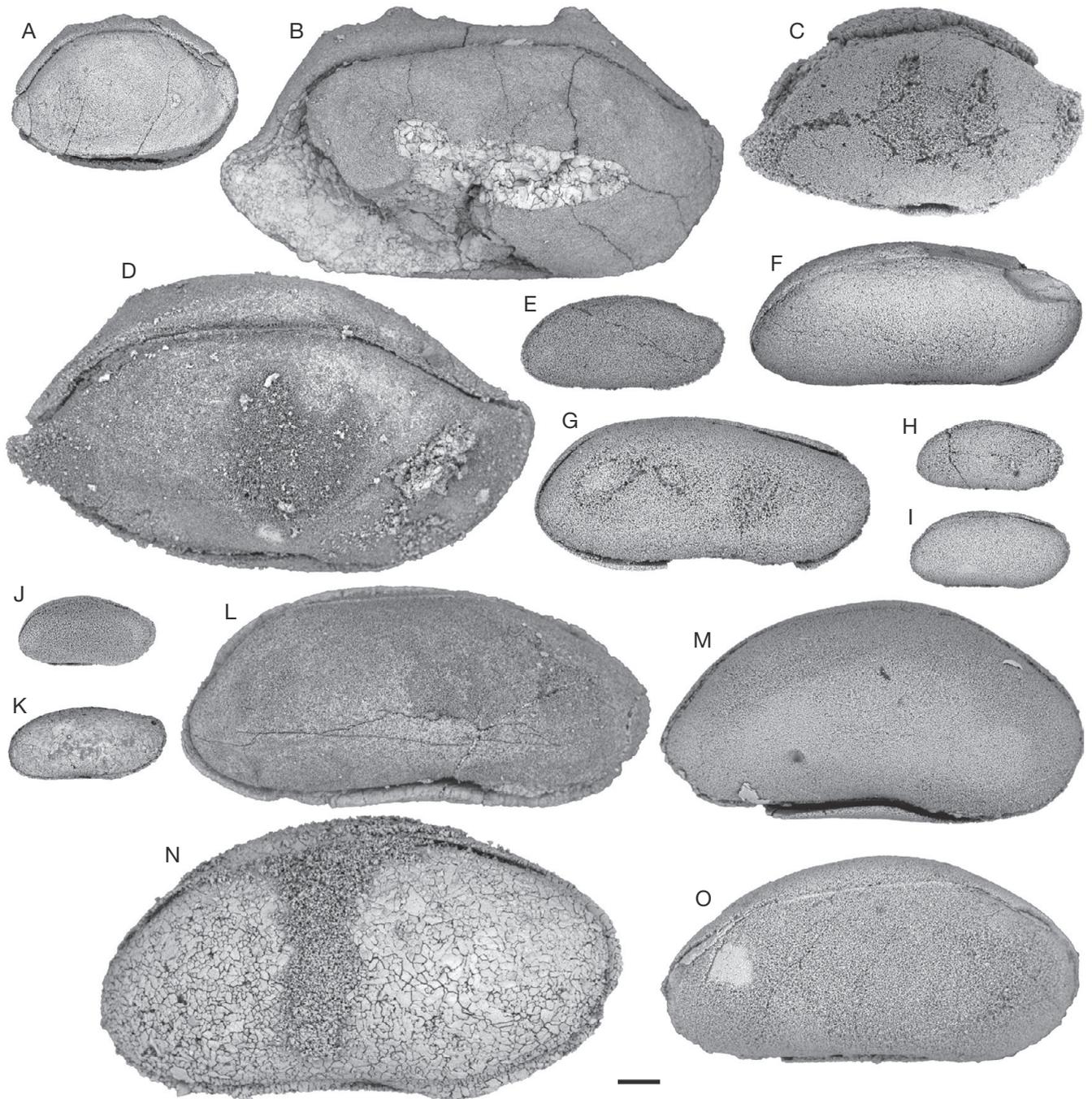


FIG. 10. — Ostracods from Guadalupian-Lopingian boundary interval in South China: **A**, *Mirabairdia* sp. 1, P6M3669, sample 11CHAO173; **B**, *Mirabairdia* sp. 2, P6M3670, sample 11CHAO97; **C**, *Petasobairdia* sp. 1, P6M3671, sample 11CHAO82; **D**, *Petasobairdia* sp. 2, P6M3672, sample 11CHAO88; **E**, *Bairdiacypris* sp. 1, P6M3673, sample 11CHAO171; **F**, *Bairdiacypris* sp. 2, P6M3674, sample 11CHAO173; **G**, *Bairdiacypris* sp. 3, P6M3675, sample 11CHAO172; **H**, *Bairdiacypris?* sp. 4, P6M3676, sample 11CHAO169; **I**, *Bairdiacypris* sp. 5, P6M3677, sample 11CHAO166; **J**, *Bairdiacypris* sp. 6, P6M3678, sample 11CHAO80; **K**, *Bairdiacypris* sp. 7, P6M3679, sample 11CHAO87; **L**, *Bairdiacypris* sp. 8, P6M3680, sample 11CHAO88; **M**, *Bairdiacypris?* sp. 9, P6M3681, sample 11CHAO95; **N**, *Bairdiacypris* sp. 10, P6M3682, sample 11CHAO99; **O**, *Bairdiacypris* sp. 11, P6M3683, sample 11CHAO100. All photographs represent complete carapaces in right lateral view. Scale bar: 100 μ m.

PB with small radius of curvature. PB maximum convexity located at mid-H. Ventral margin broadly convex. AB broadly rounded with maximum convexity at mid-H. Greatest L located at mid-H. Greatest H located slightly anterior to mid-L.

LV: DB nearly straight. Mid-dorsal shoulder more prominent than at RV. Anterior part of the shoulder nearly straight. ADB and AB broadly rounded with maximum convexity

located slightly below mid-H. Posterior part of the shoulder slightly concave at median part. PDB nearly straight. PB with small radius of curvature, smaller than RV one. PB maximum convexity located slightly above mid-H. Ventral margin more convex at LV than at RV. Greatest L located slightly above mid-H at LV. Greatest H located slightly anterior to mid-L.



FIG. 11. — Ostracods from Guadalupian-Lopingian boundary interval in South China: **A**, *Bairdiacypris*? sp. 12, P6M3684, sample 11CHAO95; **B**, *Fabalicypis* sp. 1, P6M3685, sample 11CHAO172; **C**, *Fabalicypis* sp. 2, P6M3686, sample 11CHAO82; **D**, *Fabalicypis* sp. 3, P6M3687, sample 11CHAO83; **E**, *Fabalicypis* sp. 4, P6M3688, sample 11CHAO95; **F**, *Fabalicypis* sp. 5, P6M3689, sample 11CHAO95; **G**, **H**, *Microcheilinella wujiapingensis* Zazzali, n. sp.: **G**, holotype, P6M3690, 11CHAO88; **H**, paratype, P6M3691, 11CHAO88; **I**, **J**, *Microcheilinella pagodaensis* Zazzali, n. sp.: **I**, holotype, P6M3692, 11CHAO99; **J**, paratype, P6M3693, 11CHAO166; **K**, **L**, *Microcheilinella rectodorsata*? Forel, 2010; **K**, P6M3694, 11CHAO81; **L**, P6M3695, 11CHAO80; **M**, *Microcheilinella* sp. 1, P6M3696, sample 11CHAO172; **N**, *Microcheilinella* sp. 2, P6M3697, sample 11CHAO167; **O**, *Microcheilinella*? sp. 3, P6M3698, sample 11CHAO156. All photographs represent complete carapaces, except **O** which is a broken one, all in right lateral view. Scale bar: 100 μ m.

Carapace asymmetric in dorsal view with W max located behind mid-L at RV and posterior to mid-L at LV. RV thicker than LV.

REMARKS

Microcheilinella wujiapingensis Zazzali, n. sp. is close to *M. venusta* Chen, 1958 from the Early Permian of South China (Chen 1958). It differs here by its DB which is nearly straight unlike the convex one of *M. venusta* Chen, 1958, and by its mid-dorsal shoulder present on both valves. VB, at RV, is here broadly convex but seems nearly straight for *M. venusta*. VB, at LV, is here more convex than *M. venusta* one. *Microcheilinella venusta* maximum W is located near mid-L at both

valves, whereas *M. wujiapingensis* Zazzali, n. sp. maximum W is located behind mid-L at RV and posterior to mid-L at LV. RV thicker than LV.

Microcheilinella wujiapingensis Zazzali, n. sp. is close to *M. venusta* Chen, 1958 (*sensu* Chen & Shi 1982). In this paper, the species is different from the original one) from latest Permian of South China, by its LV and RV general outline in lateral view, its mid-dorsal shoulder on each valves, the LV ends radius of curvature and maximum on convexity position and the general overlap. It differs by the maximum W, located in the anterior quarter of both valves for *M. venusta* (*sensu* Chen & Shi 1982) in dorsal view.

Microcheilinella pagodaensis Zazzali, n. sp.
(Figs 11I, J; 19)

TYPE MATERIAL. — Holotype: one complete carapace (P6M3692; Fig. 11I); paratype: one complete carapace (P6M3693; Fig. 11J).

ETYMOLOGY. — Reference to the pagoda at the top of the Chaotian section.

MATERIAL EXAMINED. — 22 complete carapaces and four broken carapaces.

DIMENSIONS. — L=209-350 µm; H=110-187 µm. Holotype: L=263 µm; H=138 µm. Paratype: L=306 µm; H=169 µm (Fig. 19).

TYPE HORIZON. — Sample 11CHAO99, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian.

TYPE LOCALITY. — Chaotian section (30°23.713N-106°49.615E), Sichuan Province, P. R. China.

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou and Wujiaping Formations, Middle Capitanian-basal Wuchiapingian, Middle-Late Permian (samples: 11CHAO 173, 11CHAO172, 11CHAO171, 11CHAO166, 11CHAO84, 11CHAO90, 11CHAO92, 11CHAO97, 11CHAO99, 11CHAO100, see Table 1).

DIAGNOSIS. — A species of *Microcheilinella* with small sized carapace. RV anterior half significantly higher than posterior one in lateral view. Maximum W located behind mid-L at RV and in front of mid-L at LV.

DESCRIPTION

LV overlaps RV all around the carapace: very slightly at AVB and VB, narrowly at AB, ADB, PDB and PB, distinctly at DB.

Hinge line straight, equalling about half L.

In right lateral view: DB slightly arched to nearly straight at RV and broadly convex at LV. PDB arched. PB with small radius of curvature. PB maximum convexity located below mid-H. PVB convex. VB slightly concave to nearly straight. AVB broadly convex. AB broadly rounded with maximum convexity located at mid-H. Greatest L located near mid-H. Greatest H anterior to mid-L at RV and near mid-L at LV. RV anterior half significantly higher than posterior one.

In dorsal view: posterior extremities rounded, anterior extremities slender. Maximum W located behind mid-L at RV and in front of mid-L at LV.

REMARKS

The new species is quite different from all the previously described species. The closest species is an unpublished species, *M. sp. 10* (Chitnarin 2010, unpublished PhD thesis; pl. 16, fig. 7), from the Middle Permian of Thailand. This last species has the same general outline. Here PB radius of curvature at RV is smaller, the overlap less marked at PDB and ADB and the RV anterior half significantly higher than posterior one.

Microcheilinella rectodorsata? Forel, 2010
(Fig. 11K, L)

Microcheilinella rectodorsata Forel in Crasquin *et al.*, 2010: 359, fig. 22A-G.

MATERIAL EXAMINED. — Six complete carapaces and two broken carapaces.

DIMENSIONS. — L=292-416 µm; H=163-235 µm.

OCCURRENCES. — Meishan section, Changxing Formation, Meishan Member, Changhsingian, Late Permian (Crasquin *et al.* 2010); ?Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (this study, samples: 11CHAO80, 11CHAO81, 11CHAO85, 11CHAO95, 11CHAO99, 11CHAO100, see Table 1).

REMARKS

Our specimens are very similar to *M. rectodorsata* Forel, 2010 from the Late Permian of China (Crasquin *et al.* 2010) but differ in having longer carapace, less marked overlapping and more acute PB.

Order PALAEOCOPIIDA Henningsmoen, 1953
Suborder BEYRICHICOPINA Scott, 1961
Superfamily APARCHITOIDEA Jones, 1901
Family APARCHITIDAE Jones, 1901

Genus *Cyathus* Roth & Skinner, 1930

TYPE SPECIES. — *Cyathus ulrichi* Roth & Skinner, 1930 by original designation.

Cyathus caperata? (Guan, 1978)
(Fig. 14E, F)

Sinocoelonella caperata Guan in Guan *et al.*, 1978: 149, pl. 37, fig. 17, pl. 38, fig. 1.

Cyathus caperata – Chen & Bao 1986: 111, pl. 4, fig. 3. — Shi & Chen 1987: 32, pl. 10, figs 10-18. — Yuan *et al.* 2009: 388, 392, pl. 1, fig. 15. — Crasquin *et al.* 2010: 332-334, fig. 3A-D. — Chitnarin *et al.* 2012: 806, fig. 4A, B, D, E. — Burrett *et al.* 2014: 15-16, fig. 12s, t.

MATERIAL EXAMINED. — Eight complete carapaces and two broken carapaces.

DIMENSIONS. — L=276-453 µm; H=174-255 µm.

OCCURRENCES. — Wugang, Hunan Province, China, Early Permian (Guan *et al.* 1978); Chisia Formation, Jiangsu Province, China, Early Permian (Chen & Bao 1986); Meishan section, Baoqing and Meishan Members, Changxing Formation, Zhejiang Province, China, Late Permian (Shi & Chen 1987; Crasquin *et al.* 2010); Saiwa section, Guizhou Province, China, latest Permian (Yuan *et al.* 2009); Chaiyaphum Province, North-eastern Thailand, Early Permian, Phetchabun Province, central Thailand, Early Permian and Nakhon Sawan Province, central Thailand, Middle Permian (Chitnarin *et al.* 2012); E-Lert Formation, Thailand, Early Permian (Burrett *et al.* 2014); ?Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian (this study, samples: 11CHAO 173, 11CHAO171, 11CHAO170, 11CHAO167, see Table 1).

REMARKS

Our specimens are very similar to *C. caperata* (Guan, 1978) from the Permian of Thailand and China (see above) but differ in having longer and less arched carapaces in dorsal view and less prominent DB inflation.



FIG. 12. — Ostracods from Guadalupian-Lopingian boundary interval in South China: **A**, *Microcheilinella?* sp. 4, P6M3699, sample 11CHAO158; **B**, *Microcheilinella* sp. 5, P6M3700, sample 11CHAO97; **C**, *Microcheilinella* sp. 6, P6M3701, sample 11CHAO97; **D**, *Microcheilinella* sp. 7, P6M3702, sample 11CHAO81; **E**, *Microcheilinella* sp. 8, P6M3703, sample 11CHAO81; **F**, *Microcheilinella* sp. 9, P6M3704, sample 11CHAO87; **G**, *Microcheilinella* sp. 10, P6M3705, sample 11CHAO87; **H**, *Microcheilinella* sp. 11, P6M3706, sample 11CHAO95; **I**, *Microcheilinella* sp. 12, P6M3707, sample 11CHAO87; **J**, **K**, *Microcheilinella* sp. 13; **J**, P6M3708, sample 11CHAO95; **K**, P6M3709, sample 11CHAO88; **L**, *Microcheilinella* sp. 14, P6M3710, sample 11CHAO100; **M**, *Microcheilinella* sp. 15, P6M3711, sample 11CHAO100; **N**, *Microcheilinella* sp. 16, P6M3712, sample 11CHAO90; **O**, *Microcheilinella* sp. 17, P6M3713, sample 11CHAO100. All photographs represent complete carapaces in right lateral view, except **A** and **L** which are broken. Scale bar: 100 μ m.



FIG. 13. — Ostracods from Guadalupian-Lopingian boundary interval in South China: **A**, *Silenites?* sp. 1, right lateral view, P6M3714, sample 11CHAO173; **B**, *Silenites?* sp. 2, right lateral view, P6M3715, sample 11CHAO172; **C**, *Silenites?* sp. 3, right lateral view, P6M3716, sample 11CHAO97; **D**, *Silenites?* sp. 4, right lateral view, P6M3717, sample 11CHAO87; **E**, *Silenites?* sp. 5, right lateral view, P6M3718, sample 11CHAO91; **F**, *Silenites?* sp. 6, right lateral view, P6M3719, sample 11CHAO95; **G**, *Waylandella* sp. 1, right lateral view, P6M3720, sample 11CHAO165; **H**, *Basslerella* sp. 1, left lateral view, P6M3721, sample 11CHAO173; **I**, *Basslerella* sp. 2, left lateral view, P6M3722, sample 11CHAO173; **J**, *Basslerella* sp. 3, right lateral view, P6M3723, sample 11CHAO173; **K**, *Basslerella?* sp. 4, left lateral view, P6M3724, sample 11CHAO171; **L**, *Basslerella* sp. 5, right lateral view, P6M3725, sample 11CHAO171; **M**, *Basslerella* sp. 6, right lateral view, P6M3726, sample 11CHAO171; **N**, *Basslerella* sp. 7, right lateral view, P6M3727, sample 11CHAO168; **O**, *Basslerella* sp. 8, right lateral view, P6M3728, sample 11CHAO87. All photographs represent complete carapaces. Scale bar: 100 μ m.

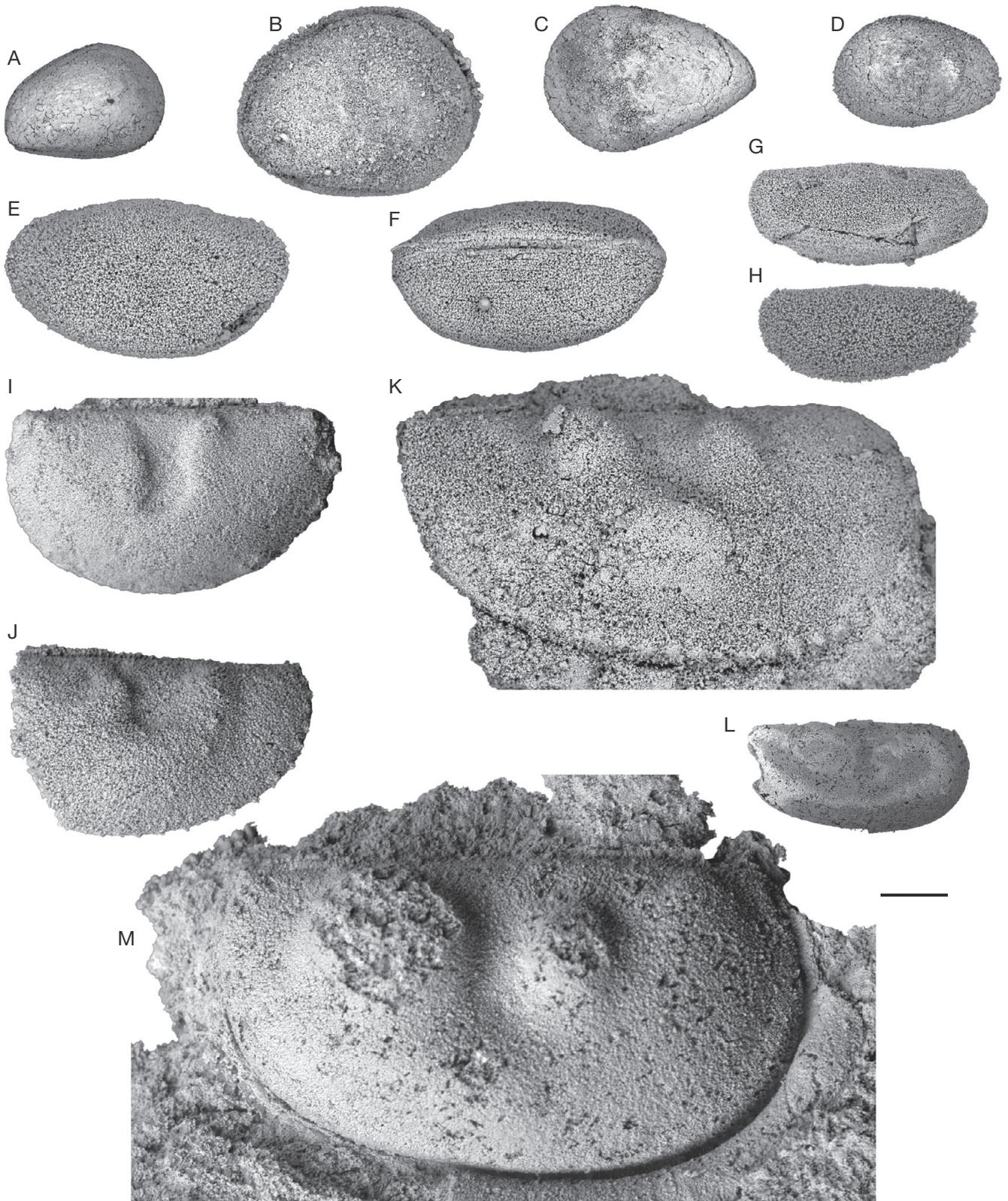


FIG. 14. — Ostracods from Guadalupian-Lopingian boundary interval in South China: **A**, *Basslerella* sp. 9, right lateral view of complete carapace, P6M3729, sample 11CHAO 99; **B**, *Basslerella* sp. 10, right lateral view of complete carapace, P6M3730, sample 11CHAO85; **C**, *Basslerella* sp. 11, left lateral view of complete carapace, P6M3731, sample 11CHAO100; **D**, *Basslerella* sp. 12, left lateral view of complete carapace, P6M3732, sample 11CHAO99; **E**, **F**, *Cyathus caperata?* (Guan, 1978); **E**, right lateral view of complete carapace, P6M3733, 11CHAO173; **F**, dorsal view of complete carapace, P6M3734, 11CHAO171; **G**, **H**, *Cyathus elliptica?* Shi, 1987; **G**, left lateral view of complete carapace, P6M3735, 11CHAO79; **H**, left lateral view of complete carapace, P6M3736, 11CHAO81; **I-K**, *Hollinella martensiformis* Crasquin, 2010; **I**, left lateral view of left valve, P6M3737, 11CHAO166; **J**, left lateral view of broken left valve, P6M3738, 11CHAO173; **K**, right lateral view of right valve, P6M3739, sample 11CHAO167; **L**, **M**, *Hollinella* sp. 1; **L**, right lateral view of broken right valve, P6M3740, sample 11CHAO72; **M**, right lateral view of broken right valve, P6M3741, sample 11CHAO72. Scale bar: 100 μ m.

Cyathus elliptica? Shi, 1987
(Fig. 14G, H)

Cyathus elliptica Shi in Shi & Chen, 1987: 32, pl. 10, figs 20-23; pl. 17, figs 5, 6. — Crasquin *et al.* 2010: 334, fig. 3E-H. — Chitnarin *et al.* 2012: 810, fig. 4C, F, G, J. — Burrett *et al.* 2014: 16, fig. 12u-w.

MATERIAL EXAMINED. — One complete carapace and one broken carapace.

DIMENSIONS. — L=334-374 µm; H=152-162 µm.

OCCURRENCES. — Meishan section, Baoqing and Meishan Members, Changxing Formation, Zhejiang Province, China, Late Permian (Shi & Chen 1987; Crasquin *et al.* 2010); Chaiyaphum Province, Northeastern Thailand, Early Permian, Phetchabun Province, central Thailand, Early Permian and Nakhon Sawan Province, central Thailand, Middle Permian (Chitnarin *et al.* 2012); E-Lert Formation, Thailand, Early Permian (Burrett *et al.* 2014); ?Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (this study, samples: 11CHAO79, 11CHAO81, see Table 1).

REMARKS

Our specimens are attributed to *C. elliptica* Shi, 1987 from the Permian of China and Thailand (see above) with doubt because of the poor preservation state and the small number of specimens.

Suborder KLOEDENELLOCOPINA Scott, 1961
Superfamily HOLLINOIDEA Swartz, 1936
Family HOLLINELLIDAE Bless & Jordan, 1971

Genus *Hollinella* Coryell, 1928

TYPE SPECIES. — *Hollinella dentata* Coryell, 1928 by original designation.

Hollinella martensiformis Crasquin, 2010
(Fig. 14I-K)

Hollinella martensiformis Crasquin in Crasquin *et al.*, 2010: 336, fig. 4D-F. — Chitnarin *et al.* 2012: 828, fig. 19A-D.

MATERIAL EXAMINED. — Two isolated valves and one broken valve.

DIMENSIONS. — L=477-521 µm; H=286-298 µm.

OCCURRENCES. — Meishan section, Baoqing and Meishan Member, Changxing Formation, Zhejiang Province, China, Late Permian (Crasquin *et al.* 2010); Phetchabun Province, Central Thailand, Early Permian and Nakhon Sawan Province, Central Thailand, late Early Permian and Middle Permian (Chitnarin *et al.* 2012); Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian (this study, samples: 11CHAO 173, 11CHAO166, see Table 1).

Superfamily KIRKBYOIDEA Ulrich & Bassler, 1906
Family KIRKBYIDAE Ulrich & Bassler, 1906

Genus *Reviya* Sohn, 1961

TYPE SPECIES. — *Amphissites? obesus* Croneis & Gale, 1939 by original designation.

Reviya cf. subsompongensis Chitnarin, 2008
(Fig. 16F, G)

Reviya subsompongensis Chitnarin, 2008: 347, fig. 3.14-16.

MATERIAL EXAMINED. — Three isolated valves and one broken valve.

DIMENSIONS. — L=469-617 µm; H=275-381 µm.

OCCURRENCES. — Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou Formation, Middle Capitanian, Middle Permian (this study, samples: 11CHAO 167, 11CHAO166, 11CHAO151, see Table 1).

REMARKS

General appearance of valves suggests *R. subsompongensis* Chitnarin, 2008 from the Middle Permian of Thailand (Chitnarin *et al.* 2008, 2012). However here, cardinal angles are more pronounced, PDB more convex, anterior and posterior flattened extremities more noticeably developed and ornamentation is also slightly different. Perhaps the present species could belong to a geographic subspecies of *R. subsompongensis*.

Superfamily KLOEDENELLOIDEA Ulrich & Bassler, 1908
Family KNOXITIDAE Egorov, 1950

Genus *Geffenina* Coryell & Sohn, 1938

TYPE SPECIES. — *Geffenina marmerae* Coryell & Sohn, 1938 by original designation.

Geffenina posterodorsospina? Chitnarin, 2012
(Fig. 15A, B)

Geffenina posterodorsospina Chitnarin in Chitnarin *et al.*, 2012: 814, fig. 8A-C.

MATERIAL EXAMINED. — Four complete carapaces and three broken carapaces.

DIMENSIONS. — L=274-525 µm; H=130-305 µm.

OCCURRENCES. — Phetchabun Province, Early Permian (Chitnarin *et al.* 2012); ?Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (this study, sample: 11CHAO80, see Table 1).

REMARKS

Our specimens are attributed to *G. posterodorsospina* Chitnarin, 2012 from the Early Permian of Thailand (Chitnarin *et al.* 2012) but differ in having less pronounced or absent posterior cardinal angle. Some specimens present a thickened ventromedian area which could be an expression of sexual dimorphism.

Superfamily PARAPARCHITOIDEA Scott, 1959
Family PARAPARCHITIDAE Scott, 1959

Genus *Samarella* Polenova, 1952

TYPE SPECIES. — *Samarella crassa* Polenova, 1952 by original designation.



FIG. 15. — Ostracods from Guadalupian in South China: **A, B**, *Geffenina posterodorsospina?* Chitnarin, 2012; **A**, left lateral view of complete carapace, P6M3742, 11CHAO80; **B**, right lateral view of complete carapace, P6M3743, 11CHAO80; **C**, *Knoxitidae* sp. 1, right lateral view of complete carapace, P6M3744, sample 11CHAO171; **D**, *Knoxiella* sp. 1, right lateral view of complete carapace, P6M3745, sample 11CHAO156; **E, F**, *Knoxiella* sp. 2; **E**, left lateral view of complete carapace, P6M3746, sample 11CHAO80; **F**, right sublateral view of complete carapace, P6M3747, sample 11CHAO80; **G**, *Permoyoungiella?* sp. 1, right lateral view of right valve, P6M3748, sample 11CHAO172; **H**, *Kirkbyoidea* sp. 1, left lateral view of left valve, P6M3749, sample 11CHAO166; **I**, *Kirkbyoidea* sp. 2, left lateral view of left valve, P6M3750, sample 11CHAO168; **J**, *Kirkbyoidea* sp. 3, right lateral view of right valve, P6M3751, sample 11CHAO167; **K, L**, *Roundyella?* sp. 1; **K**, left lateral view of left valve, P6M3752, sample 11CHAO168; **L**, left lateral view of complete carapace, P6M3753, sample 11CHAO168; **M**, *Roundyella* sp. 2, left lateral view, P6M3754, sample 11CHAO158; **N**, *Knightina* sp. 1, right lateral view of right valve, P6M3755, sample 11CHAO173; **O**, *Knightina?* sp. 2, right lateral view of right valve, P6M3756, sample 11CHAO167. Scale bar: 100 μ m.

Samarella viscusforma Chitnarin, 2012
(Fig. 16M, N)

Samarella viscusforma Chitnarin in Chitnarin *et al.*, 2012: 818, 819, figs 13A-E, 15.

MATERIAL EXAMINED. — 34 complete carapaces and eight broken carapaces.

DIMENSIONS. — L=281-592 µm; H=193-477 µm.

OCCURRENCES. — Loei Province, Northeastern Thailand, Early Permian, Phetchabun Province, Central Thailand, Early Permian and Nakhon Sawan Province, Central Thailand, Late Early Permian and Middle Permian (Chitnarin *et al.* 2012); Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou and Wujiaping Formations, Middle Capitanian-basal Wuchiapingian, Middle-Late Permian (this study, samples: 11CHAO 173, 11CHAO172, 11CHAO171, 11CHAO169, 11CHAO163, 11CHAO151, 11CHAO80, 11CHAO81, 11CHAO82, 11CHAO83, 11CHAO84, 11CHAO88, 11CHAO92, 11CHAO100, 11CHAO101, see Table 1).

REMARKS

Variations could be quite important in carapace size, DB shape or VB convexity. The question of the presence of different species could come up. But we observe all the transitional forms between the different extreme morphotypes. So we make the choice to gather all of them in *S. viscusforma*.

Order PLATYCOPIIDA Sars, 1866
Suborder PLATYCOPIINA Sars, 1866
Superfamily CAVELLINOIDEA Egorov, 1950
Family CAVELLINIDAE Egorov, 1950

Genus *Sulcella* Coryell & Sample, 1932

TYPE SPECIES. — *Sulcella sulcata* Coryell & Sample, 1932 by original designation.

Sulcella mesopermiana? Kozur, 1985
(Fig. 17A)

Sulcella mesopermiana Kozur, 1985: 22, pl. 5, figs 3, 4. — Crasquin-Soleau & Baud 1998: pl. 3, figs 3, 5, 6, 9.

MATERIAL EXAMINED. — One complete carapace.

DIMENSIONS. — L=759 µm; H=434 µm.

OCCURRENCES. — Bükk Mountains, Hungary, Middle and Late Permian (Kozur 1985); Hydra Island, Greece, Late Permian (Crasquin-Soleau & Baud 1998); ?Chaotian section, Sichuan Province, China, Wujiaping Formation, basal Wuchiapingian, Late Permian (this study, samples: 11CHAO88, see Table 1).

REMARKS

Our specimen is very similar to *S. mesopermiana* Kozur, 1985 from Middle-Late Permian of Hungary and Greece (Kozur 1985) but differs in having longer and horizontal DB, shorter PDB and more arched PB.

Sulcella suprapermiana? Kozur, 1985
(Fig. 17B, C)

Sulcella suprapermiana Kozur, 1985: 22, pl. 5, figs 6, 8. — Crasquin-Soleau & Baud 1998: pl. 4, figs 1, 3.

MATERIAL EXAMINED. — Two complete carapaces.

DIMENSIONS. — L=624-665 µm; H=285-313 µm.

OCCURRENCES. — Bükk Mountains, Hungary, Late Permian (Kozur 1985); Hydra Island, Greece, Late Permian (Crasquin-Soleau & Baud 1998); ?Chaotian section, Sichuan Province, China, Maokou and Wuchiaping Formations, Middle Capitanian-basal Wuchiapingian, Middle-Late Permian (this study, samples: 11CHAO166, 11CHAO81, see Table 1).

REMARKS

Our specimens are very similar to *S. suprapermiana* Kozur, 1985 from Late Permian of Hungary and Greece (Kozur 1985; Crasquin-Soleau & Baud 1998) but differ in having nearly vertical PB.

RESULTS

SPECIES DISTRIBUTION

Study of the 40 fossiliferous samples from the Chaotian section allowed us to identify 154 ostracod species belonging to 29 genera, 16 families, 12 superfamilies and three orders. Assemblages present a relatively high diversity at high taxonomic levels. Thirty-seven of the analysed samples yield identifiable specimens. The species distribution is presented in Table 1.

Capitanian samples record 61 species. Most of them seem to disappear gradually by the top of the L3 subunit. The M1 subunit yields only five identified species. Transition from Capitanian to Wuchiapingian, at specific level, is marked by a near complete renewal of assemblages. Only four species, presenting a rather long stratigraphic range, passed the GLB. The transition is furthermore characterised by a significant increase of diversity after GLB with 96 species recorded in Wuchiapingian samples. Thus, specific extinction rate at the GLB is about 93% and turnover rate is about 97%.

However, variations at higher taxonomic levels are quite dissimilar. From the 25 genera recorded in Capitanian samples, only 16 pass the GLB. Four genera are here found only in the Wuchiapingian. It corresponds to a “disappearance” of about 36% of genera and a 20% turnover rate. From the 16 families found in Capitanian samples, 13 are also present in the Wuchiapingian. Kellettinidae, Scrobiculidae and Youngiellidae seem to “disappear”. Nevertheless these three families are known in the Late Permian from other localities, even though they are clearly in decline. Scrobiculidae are for example found, mainly represented by the genus *Roundyella*, in the Wuchiapingian of Hungary (Kozur 1985) and Iran (Mette 2008) and the Changhsingian of Israel (Gerry *et al.* 1987). Kellettinidae are known in the Wuchiapingian (i.e. genus *Kindlella* in Hungary – Kozur 1985) and the Changhsingian (i.e. genus *Kellettina* in South China – Yuan *et al.* 2007). Youngiellidae occur in the Wuchiapingian (for example with

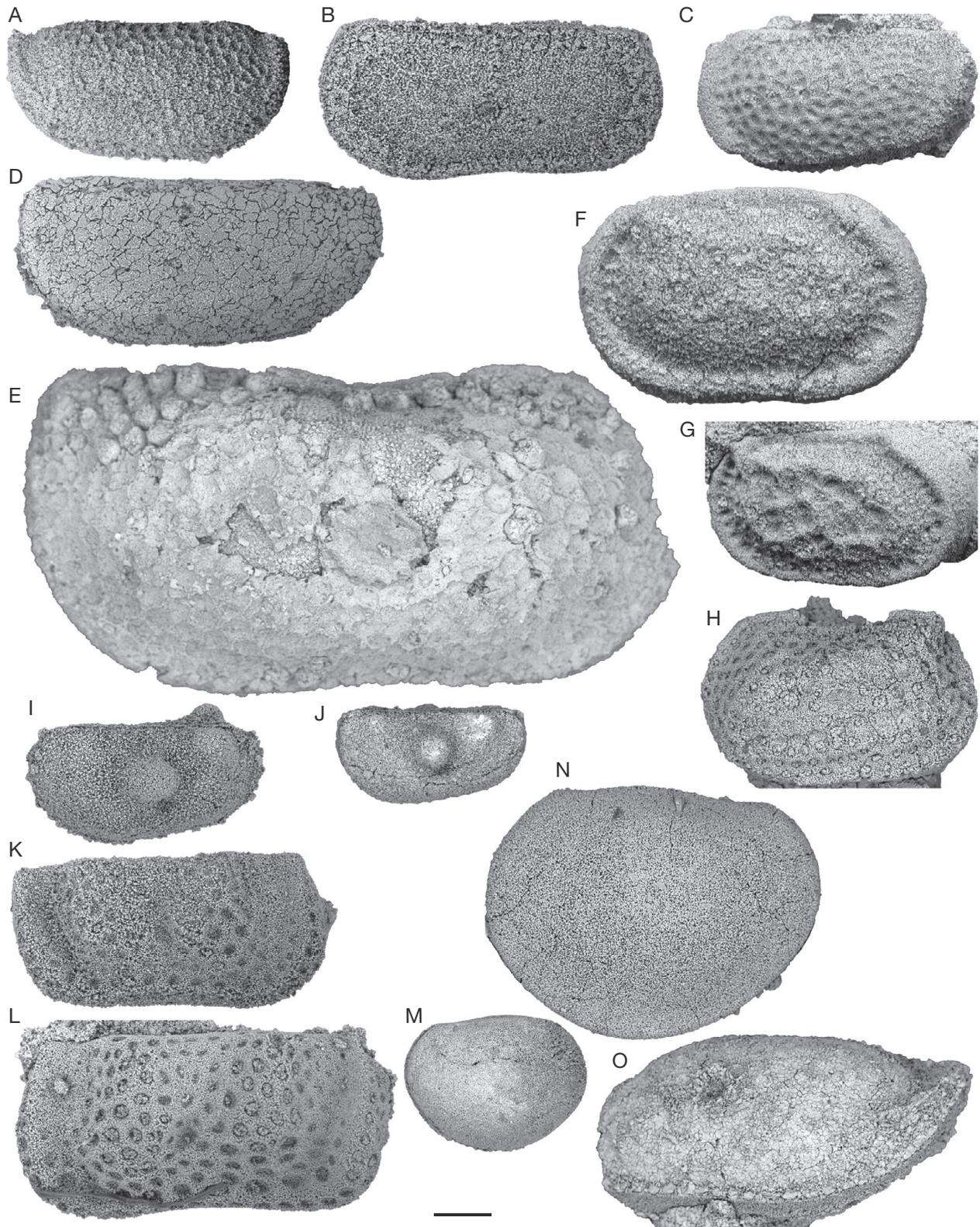


FIG. 16. — Ostracods from Guadalupian-Lopingian boundary interval in South China: **A**, *Kirkbya* sp. 1, right lateral view of complete carapace, P6M3757, sample 11CHAO172; **B**, *Kirkbya* sp. 2, left lateral view of left valve, P6M3758, sample 11CHAO164; **C**, *Kirkbya* sp. 3, left lateral view of left valve, P6M3759, sample 11CHAO166; **D**, *Kirkbya* sp. 4, left lateral view of left valve, P6M3760, sample 11CHAO158; **E**, *Kirkbya* sp. 5, left lateral view of left valve, P6M3776, sample 11CHAO88; **F**, **G**, *Reviya* cf. *subsompongensis* Chitnarin, 2008; **F**, right lateral view of right valve, P6M3762, sample 11CHAO167; **G**, right lateral view of right valve, P6M3763, sample 11CHAO166; **H**, *Neoamphissites* sp. 1, left lateral view of left valve, P6M3764, sample 11CHAO169; **I**, **J**, *Kegelites* sp. 1; **I**, left lateral view of complete carapace, P6M3765, sample 11CHAO81; **J**, left lateral view of complete carapace, P6M3766, sample 11CHAO99; **K**, **L**, *Kindlella* sp. 1; **K**, right lateral view of complete carapace, P6M3767, sample 11CHAO150; **L**, left lateral view of complete carapace, P6M3768, sample 11CHAO150; **M**, **N**, *Samarella viscusforma* Chitnarin, 2012; **M**, right lateral view of complete carapace, P6M3769, sample 11CHAO88; **N**, left lateral view of complete carapace, P6M3770, sample 11CHAO171; **O**, *Kirkbya* sp. 6, sublateral view of broken left valve, P6M3761, sample 11CHAO97. Scale bar: 100 μ m.

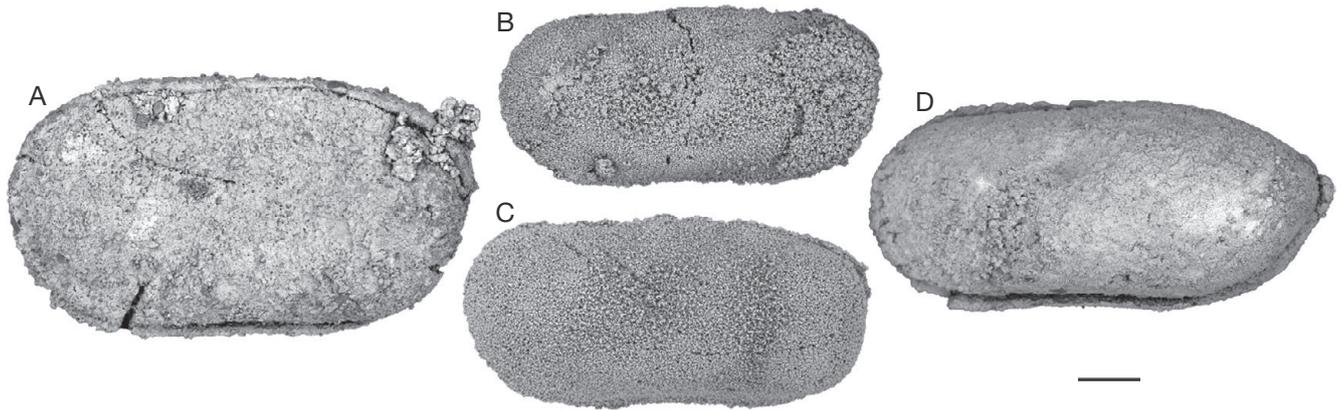


FIG. 17. — Ostracods from Guadalupian-Lopingian boundary interval in South China. **A**, *Sulcella mesopermiana?* Kozur, 1985, P6M3771, 11CHAO88; **B, C**, *Sulcella suprapermiana?* Kozur, 1985; **B**, P6M3772, 11CHAO166; **C**, P6M3773, 11CHAO81; **D**, *Sulcella* sp. 1, P6M3774, sample 11CHAO88. All photographs represent complete carapaces in left lateral view. Scale bar: 100 μ m.

Permoyoungiella in Hungary – Kozur 1985 or *Youngiella* in Iran – Mette 2008) and in the Changhsingian (for example *Permoyoungiella* in China – Crasquin *et al.* 2010 or *Moorites* in Israel – Gerry *et al.* 1987).

OSTRACOD ABUNDANCE AND DIVERSITY

Ostracods are present from the upper part of the Maokou Fm “Limestone Unit” (L3 subunit, sample 11CHAO173, *Jinogondolella postserrata* conodont Zone) up to the first 27 m of the Wujiaping Formation (11CHAO101, *Codonofusiella-Reichelina* small fusuline assemblage), except in the middle part of the M1 subunit (see Material and methods).

In productive samples, abundance varies from one (11CHAO74) to 366 specimens (and 1895 undetermined fragments, 11CHAO88) and specific richness from one (11CHAO74) to 44 (11CHAO95) species. In most of assemblages the specific richness variations correlates with abundance (Fig. 20).

Ostracod faunas, from the L3 subunit of the Maokou Fm “Limestone Unit”, show relatively high abundance and specific richness (11CHAO171, 361 specimens, 549 undetermined fragments; 11CHAO173, 32 species). Nevertheless, a two-step decrease of both abundance and specific richness is recorded through this interval until the “disappearance” of ostracods at the top of the “Limestone Unit” (11CHAO152).

The two productive samples of the M1 subunit (11CHAO 156 and 158, corresponding to the only two carbonate beds in the “Mudstone Unit”) record relatively low abundance and diversity assemblages.

Basal six Wuchiapingian samples present the lowest abundance and specific richness recorded in the section. Indeed, except the very first Wuchiapingian sample (11CHAO72, 18 specimens belonging to one species, 11 undetermined fragments), the above samples yield only zero to six specimens (zero to 23 undetermined fragments) and no more than one identified species.

Finally, ostracod fauna recovery begins in the Wujiaping Fm around three meters above the GLB. It is marked by a two-step increase of abundance and diversity. Maximum

Wuchiapingian abundance value (11CHAO88, 366 specimens, 1895 undetermined fragments) reaches the Capitanian one. The maximum of specific richness is substantially higher than Capitanian one, with the highest values recorded in the section (11CHAO95, 44 species).

Ostracods identified in Chaotian section samples belong to three orders: Podocopida, Palaeocopida and Platycopida. Palaeocopida are known to progressively disappear during the Late Permian, to become extinct after the PTB (Permian-Triassic Boundary, Crasquin-Soleau *et al.* 2004; Crasquin & Forel 2014). Thus, study of the distribution variations at order level at the GLB could bring relevant information about changes in ostracod assemblages during this poorly known period. The Figure 20 illustrates diversity and abundance variations of Podocopida and Palaeocopida along the section. Because of the too low number of Platycopida specimens found, their abundance and diversity variations are not figured here.

The Order Podocopida is the most abundant in Chaotian samples and represents 92.6% of identifiable specimens. It also presents the highest specific richness with 125 species identified corresponding to 80% of the total species recorded. These species belong to 13 genera, six families, five superfamilies and three suborders. Capitanian samples record 40 Podocopida species (Table 1). Only two of these are also found in Wuchiapingian samples, belonging to two distinct genera (*Bairdia* and *Microcheilinella*). The specific extinction rate is about 95%. Wuchiapingian samples record 86 species, twice more than Capitanian ones. Specific turnover rate is about 98%.

As they are largely dominant in samples, Podocopida abundance and specific richness variation curves follow the curves of complete assemblages (Fig. 20). Thus, high values recorded in basal samples from the upper L3 subunit (11CHAO171, 340 specimens, 26 species) also present a two-step decrease until ostracod “disappearance” at the top of L3 subunit.

The M1 subunit and the base of the Wujiaping Fm are characterised by a very low abundance and diversity phase (Table 1; Fig. 20).

The two-step “recovery”, previously evoked, is also noticeable here. If maximum Wuchiapingian abundance values here reached (11CHAO88, 357 specimens) are similar to Capitanian maxima, highest Wuchiapingian specific richness values (11CHAO95, 42 species) are almost twice as great as Capitanian ones.

The Order Palaeocopida is significantly less abundant in samples with 7.2% of specimens and 18% of species (27 species). Nevertheless, it presents a relatively high generic and family level diversity with 15 genera (51.8%) and nine families (56.3%). Four Palaeocopida superfamilies belonging to two sub-orders are represented at Chaotian. Capitanian samples record 20 Palaeocopida species (Table 1). Only one of these is still present in Wuchiapingian samples, belonging to genus *Samarella*. The specific extinction rate is about 95%. Wuchiapingian samples record only eight species. Specific turnover rate is about 87.5%.

Much less abundant than Podocopida, Palaeocopida present moreover quite dissimilar distribution variations along the Chaotian section. If Capitanian abundance and specific richness are also maximum at the base of the upper L3 subunit (11CHAO173, 26 specimens, eight species), the extinction pattern differs from Podocopida. Indeed, relatively high values are also found in the middle part of this interval (11CHAO166, 18 specimens; 11CHAO167, eight species). Then abundance and specific richness decrease sharply until the “disappearance” of ostracods at the top of the L3 subunit (11CHAO163).

Unlike Podocopida, the two fossiliferous samples from the M1 subunit present here relatively high abundance values (11CHAO158, 14 specimens) but a low specific diversity (maximum two species, 11CHAO158).

The very first Wuchiapingian sample presents a relatively high abundance (18 specimens belonging to *Hollinella* genus, study in progress). Basal Wuchiapingian samples record extremely low abundance and specific richness.

Values rise rapidly to a Wuchiapingian maximum (11CHAO80) with a relatively high abundance (20 specimens) but specific richness stay really poor (three species). From that point, abundance and specific richness finally decrease and stabilise at relatively low values (zero to five specimens, zero to two species) to the top of the section.

Thus, the early Late Permian (Wuchiapingian) is here characterised by abundance and specific diversity significantly lower than those recorded in the late Middle Permian (Early/Middle Capitanian).

The Order Platycopida is the less abundant one in Chaotian samples with only seven specimens (0.2%), three species (2%) belonging to one genus (*Sulcella*). Due to the very occasional occurrences of specimens, we have not been able to distinguish any particular trend in Platycopida distribution along Chaotian section.

DISCUSSIONS

PALAEOENVIRONMENTAL CHANGES AT GLB

The L3 subunit from the “Limestone Unit” of the Maokou Fm is commonly associated with shallow-marine environment with sediments deposited on a continental shelf probably

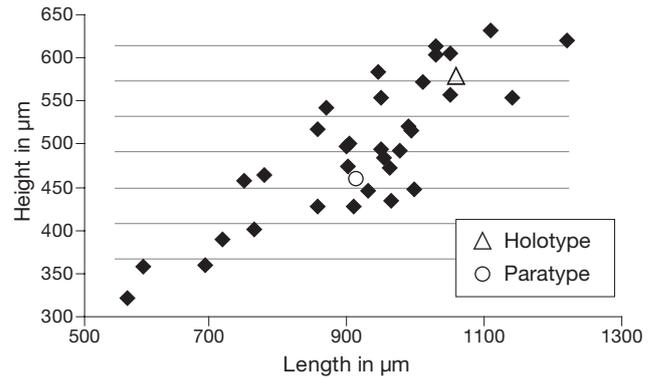


Fig. 18. — Height-length diagram of *Bairdia chaotianensis* Zazzali, n. sp.

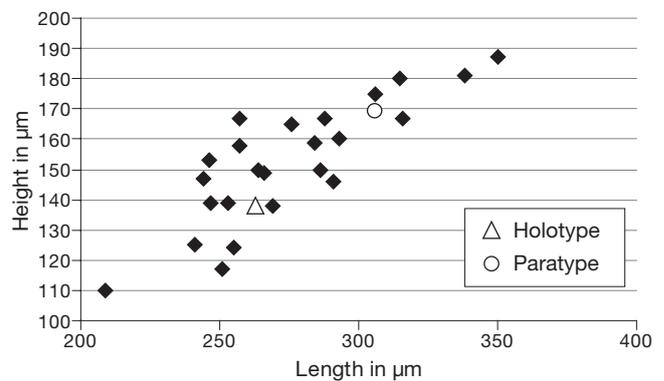


Fig. 19. — Height-length diagram of *Microcheilina pagodaensis* Zazzali, n. sp.

below storm wave base, within the euphotic zone (Isozaki *et al.* 2008; Lai *et al.* 2008; Saitoh *et al.* 2013a). While interpretations of these deposits seem to be a consensus, the top of the L3 subunit is the starting point of divergence between those suggesting a regression phase (Lai *et al.* 2008) and those proposing a transgression phase (Isozaki *et al.* 2008; Saitoh *et al.* 2013a). Lai *et al.* (2008) evoke an increasing degree of fragmentation of the bioclasts towards the L3 subunit, which could be in agreement with the gradual shallowing hypothesis. However, the fragment abundance does not seem to increase in our samples. In the top 5m of the L3 subunit, Isozaki *et al.* (2008) evoke a decrease of granulometry coincident with the beginning of a transgression phase. If our study could not allow, for now, to discuss about that last interpretation, we could nevertheless notice that this interval correspond to the decreasing trend of ostracod abundance and specific richness.

The “Mudstone Unit” is also a subject of controversy, presented as lagoonal deposit by Lai *et al.* (2008) and as deep sea deposit by Isozaki *et al.* (2008) and Saitoh *et al.* (2013a). Basal samples of the M1 subunit are barren of ostracods. Lai *et al.* (2008) characterised this interval by a disappearance of shallow marine taxa at the base of the “Mudstone Unit” (M1) due to a lagoonal hypersaline environment and by the presence of brachiopods at the top of the M2 subunit testifying more open-marine connections.

In our study, the ostracods of the M1 subunit are marine taxa. Furthermore, brachiopods were observed on the field

both in M1 and M2 subunits during our sampling (Fig. 4). This invalids the hypothesis of a lagoonal environment. Isozaki *et al.* (2008) and Saitoh *et al.* (2013a) evoke a basal subunit (M1) yielding abundant shallow marine taxa, such as conodonts, brachiopods, small foraminifera and ostracods and deposited in a first deepening phase. These taxa seem to have disappeared from the M2 subunit, replaced by deep marine taxa such as ammonoids and radiolarians, also with brachiopods in some beds. The ostracod associations in the two productive samples of the “Mudstone Unit” are poorly preserved but are clearly marine neritic taxa, with genera (*Kirkbya*, *Roundyella*, *Knoxiella*) characteristic of a shallow environment (Melnyk & Maddocks 1988a).

The hypothesis of a regression, during the missing Late Capitanian at Chaotian (Saitoh *et al.* 2013a), leading to an emergence phase at the top of the Wangpo Bed, is commonly accepted.

The basal part of the Wujiaping Fm is commonly presented as deposited during a rapid transgressive phase to a shallow marine environment. Samples from the base of the Wujiaping Fm yielded very few ostracods. Above the very first Wuchiapingian sample, this low abundance phase could be linked with rapid environmental changes, during a quick transgression, as proposed in the literature.

As the “Limestone Unit” of the Maokou Fm, the Wujiaping Fm is commonly associated with shallow-marine environment (Isozaki *et al.* 2008; Lai *et al.* 2008; Saitoh *et al.* 2013a). While further analyses of ostracods assemblages are needed in order to achieve precise palaeoenvironmental reconstructions, the prompt ostracod diversity recovery observed in the Wujiaping Fm suggests a rapid reinstatement of stable environmental conditions.

FAUNAL CHANGES

Transition from Guadalupian to Lopingian, at Chaotian section seems coincident with important faunal changes. The passage from the “Limestone Unit” to the “Mudstone Unit”, and then to the Wujiaping Fm, is marked by noticeable losses and appearances. Thus, high fusuline diversity, with presence of large forms (*Neoschwagerina*, *Lepidolina*, Isozaki *et al.* 2008) gives away to exclusively small form assemblages in the M2 subunit and in the Wujiaping Fm (Lai *et al.* 2008). Robust forms of calcareous algae, recorded in Capitanian, are replaced by more fragile forms at the base of Wuchiapingian (Lai *et al.* 2008). Crinoids, rugose corals and bivalves seem to disappear at the top of the L3 subunit (Isozaki *et al.* 2008; Saitoh *et al.* 2013a). Conodont last appearance is located in the “Mudstone Unit” (Isozaki *et al.* 2008), where taxa such as ammonoids and radiolarians are exclusively found. Then, diversity decreases radically in the first meters of the Wujiaping Fm.

Ostracod assemblages seem also clearly affected, from the Early-Middle Capitanian (L3) to the basal Wuchiapingian, by a significant decrease of abundance and diversity. If initial abundance seems to recover quickly after the GLB, it is important to notice that specific richness became even more important in Wuchiapingian records. Moreover, data present an important renewal in this interval (93% extinction rate and 96% turnover rate).

Transition from the Early-Middle Capitanian to the Late Permian seems to affect differently the Orders Podocopida and Palaeocopida.

Podocopida abundance and diversity decrease during Early Capitanian (L3 subunit), becoming extremely low in the Early-Middle Capitanian (M1 subunit) and the basal Wuchiapingian. However, recovery is recorded quite early in the Wuchiapingian sequence and specific richness reaches values twice as great as the highest ones recorded in the Capitanian. Thus, post-GLB assemblages seem more diversified.

Palaeocopida abundance also decreases at the top of the L3 subunit, but it remains relatively high in the M1 subunit fossiliferous samples and in the first Wuchiapingian sample. Specific richness decreases promptly from the middle to the top of the upper L3 subunit, not to rise significantly again. Coincidentally with the Podocopida recovery, Palaeocopida abundance decreases a second time to remain low up to the top of the section. In any case, post-GLB Palaeocopida assemblages seem less diversified.

Palaeocopida are known to disappear progressively in the Late Permian, to become extinct at the basal Middle-Triassic (Crasquin-Soleau *et al.* 2004; Forel & Crasquin 2011; Crasquin & Forel 2014), while Podocopida became the predominant order during the Mesozoic-Recent period. Palaeocopida response to GLB events might here be interpreted as the first step of their early Middle-Triassic disappearance. Although this hypothesis seems in agreement with the GLB extinctions evoke in literature, additional investigations and more data from Late Capitanian (missing in this section) and from the Wujiaping Fm are needed. Data obtained in this study might, however, be interpreted as resulting from temporary and/or regional environmental changes, in agreement with the generic and family level “disappearances” recorded. Thus, these changes might have led to the establishment of environmental conditions more favourable to Podocopida than to Palaeocopida, as they present different patterns at the base of Wuchiapingian.

Further palaeoenvironmental reconstitutions based on ostracod assemblage analysis, in addition to comparison with data from palaeogeographically distant sections, such as Penglaitan GSSP (South China) or Iran (both work in progress), will bring essential information to test these hypotheses.

Acknowledgements

Sindbad Zazzali was supported by a fellowship from the Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche, France. Field trip was realized with the support of the Chinese 111 program (B08030) and the Ministry of Education of China (20110145130001).

We thank Martine Fordant (UMPC) for her help in sample processing and picking of ostracods and Alexandre Lethiers (UPMC) for illustration realisation. We are grateful to Dr Anisong Chitnarin (School of Geotechnology, Institute of Engineering, Suranaree University of Technology, Thailand) for her help and discussion on systematic comparisons and Dr Yuan Aihua (Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan, P. R. China) for her help in translating descriptions from Chinese.

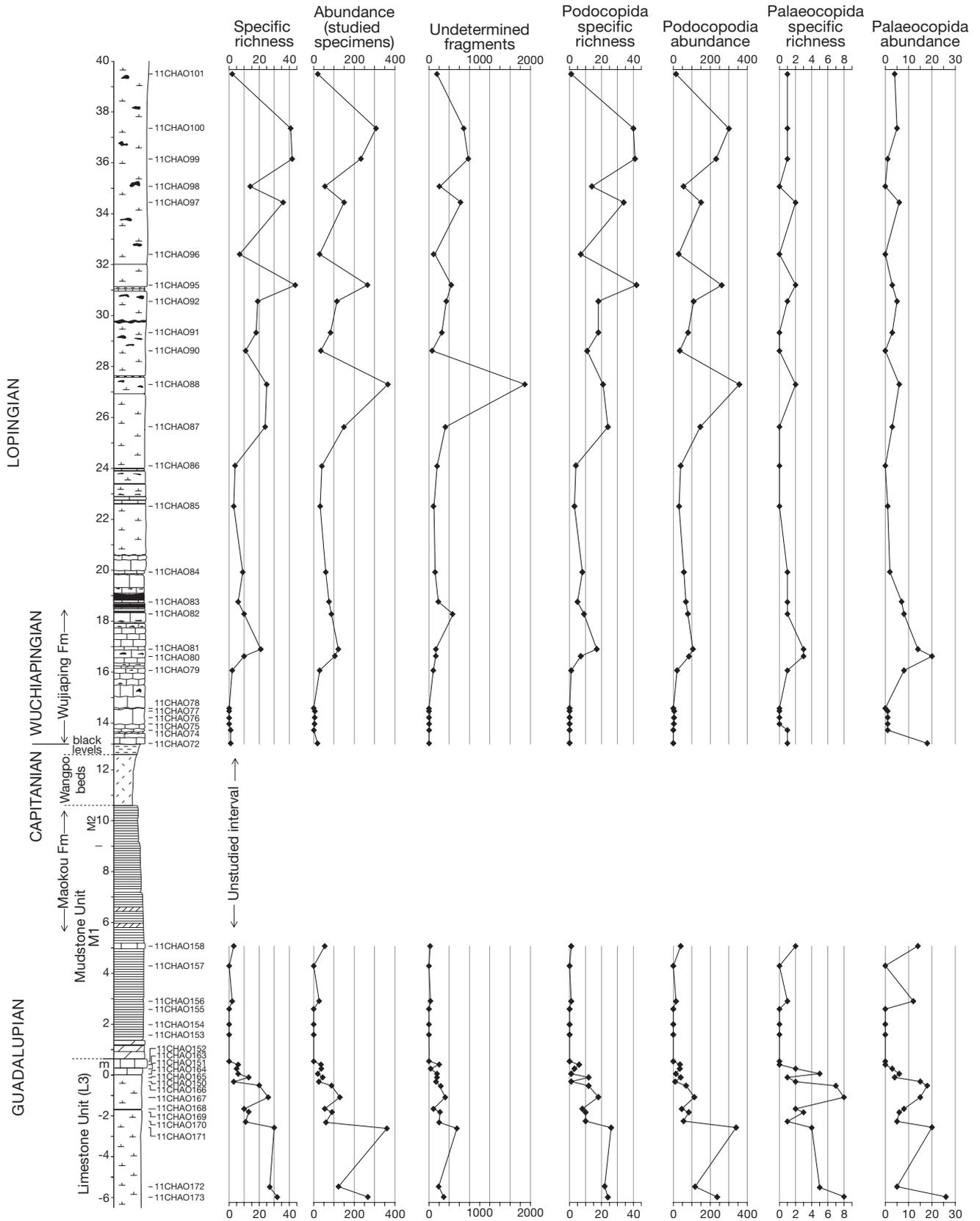


FIG. 20. — Specific richness (number of species), abundances (number of specimens) and number of unidentified fragments through Chaotian section. For lithology, same caption as Figure 4.

We finally thank reviewers, Dr Avraham Honigstein (Ministry of National Infrastructures Oil and Gas section, Jerusalem, Israel) and Pr. David J. Horne (Queen Mary University, London, United Kingdom) for their reviewing and their help to improve our manuscript.

REFERENCES

- BOND D. P. G., WIGNALL P. B., WANG W., IZON G., JIANG H. S., LAI X. L., SUN, Y. D., NEWTON R. J., SHAO L. Y., VÉDRINE S. & COPE H. 2010a. — The mid-Capitanian (Middle Permian) mass extinction and carbon isotope record of South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 292: 282-294.
- BOND D. P. G., HILTON J., WIGNALL P. B., ALI J. R. & STEVENS L. G. 2010b. — The Middle Permian (Capitanian) mass extinction on land and in the oceans. *Earth-Science Reviews* 102: 100-116.
- BURRETT C., UDCHACHON M., THASSANAPAK H. & CHITNARIN A. 2014. — Conodonts, radiolarians and ostracodes in the Permian E-Lert Formation, Loi Fold Belt, Indochina Terrane, Thailand. *Geological Magazine*: 1-37.
- CHEN T. C. 1958. — Permian ostracods from the Chihhsia limestone of Lungtan, Nanking. *Acta Palaeontologica Sinica* 6: 215-257.
- CHEN D. & SHI C. 1982. — Latest Permian ostracoda from Nantong, Jiangsu and from Miannyang, Hubei. *Bulletin of Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Academic Sinica* 4: 105-152.
- CHEN D. & BAO H. 1986. — Lower Permian ostracodes from the Chihhsia Formation of Jurong and Longtan, Jiangsu province. *Acta Micropalaeontologica Sinica* 3: 107-132.
- CHITNARIN A. 2010. — *Taxonomy of Permian Ostracods from Central, Northeastern, and Western Thailand: Implications for Paleoenvironment and Paleobiogeography*. PhD Thesis, Suranaree University of Technology, Nakhon Ratchasima, Thailand, 190 p.
- CHITNARIN A., CRASQUIN S., CHONGLAKMANI C., BROUTIN J., GROTE P. J. & THANEE N. 2008. — Middle Permian ostracods from Tak Fa Limestone, Phetchabun Province, Central Thailand. *Geobios* 41: 341-353.
- CHITNARIN A., CRASQUIN S., CHAROENTITIRAT T., TEPNARONG P. & THANEE N. 2012. — Ostracods (Crustacea) of the Early-Middle Permian from Central Thailand (Indochina block). Part 1. Order Palaeocopida. *Geodiversitas* 34 (4): 801-835. <http://dx.doi.org/10.5252/g2012n4a5>
- CLAPHAM M. E., SHEN S. Z. & BOTTJER D. J. 2009. — The double mass extinction revisited: reassessing the severity, selectivity, and causes of the end-Guadalupian biotic crisis (Late Permian). *Paleobiology* 35 (1): 32-50.
- CORDELL R. J. 1952. — Ostracodes from the Upper Pennsylvanian of Missouri. Part I. The Bairdiidae. *Journal of Paleontology* 26: 74-112.
- CRASQUIN S. & FOREL M. B. 2014. — Ostracods (Crustacea) through Permian-Triassic events. *Earth-Science Reviews* 137: 52-64.
- CRASQUIN S., FOREL M. B., FENG Q., YUAN A., BAUDIN F. & COLLIN P.-Y. 2010. — Ostracods (Crustacea) through Permian-Triassic boundary in South China: the Meishan stratotype (Zhejiang Province). *Journal of Systematic Palaeontology* 8: 331-70.
- CRASQUIN-SOLEAU S. & BAUD A. 1998. — New Permian ostracods from Greece (Hydra Island). *Journal of Micropalaeontology* 17:131-52.
- CRASQUIN-SOLEAU S., MARCOUX J., ANGIOLINI L. & NICORA A. 2004. — Palaeocopida (Ostracoda) across the Permian-Triassic events: new data from southwestern Taurus (Turkey). *Journal of Micropalaeontology* 23: 67-76.
- CRASQUIN-SOLEAU S., VASLET D. & LE NINDRE Y. M. 2005. — Ostracods from Permian-Triassic boundary in Saudi Arabia (Khuff Formation). *Palaeontology* 48: 853-868.
- DECONINCK J. F., CRASQUIN S., BRUNEAU L., PELLENARD P., BAUDIN F. & FENG Q. 2014. — Diagenesis of clay minerals and K-bentonites in the Late Permian/Early Triassic sediments of the Sichuan Basin (Chaotian section, Central China). *Journal of Asian Earth Sciences* 81: 28-37.
- FOREL M. B. & CRASQUIN S. 2011. — In the aftermath of the Permian-Triassic boundary mass extinction: new ostracod (Crustacea) genus and species from south Tibet. *Geodiversitas* 33 (2): 247-263. <http://dx.doi.org/10.5252/g2011n2a3>
- FOREL M. B., CRASQUIN S., HIPS K., KERSHAW S., COLLIN P.-Y. & HAAS J. 2013. — Biodiversity evolution through the Permian-Triassic boundary event: Ostracods from the Bükk Mountains, Hungary. *Acta Palaeontologica Polonica* 58 (1): 195-219.
- GERRY E., HONIGSTEIN A., DERIN B. & FLEXER A. 1987. — Late Permian Ostracodes of Israel. Taxonomy, distribution and paleogeographical implications. *Senckenbergiana lethaea* 68 (1/4): 197-223.
- GOLONKA J. 2002. — Plate-tectonic maps of the Phanerozoic, in KIESSLING W., FLÜGEL E., & GOLONKA J. (eds), *Phanerozoic Reef Patterns*. SEPM Special Publication 72: 21-76.
- GUAN S., SUN Q., JIANG Y., LI L., ZHAO B., ZHANG X., YANG R. & FENG B. 1978. — Subclass ostracoda. In *Paleontological Atlas of Central and South China*. Geological Publishing House, Beijing: 115-325.
- HE B., XU Y.-G., HUANG X.-L., LUO Z.-Y., SHI Y.-R., YAN, Q. J. & YU S.-Y. 2007. — Age and duration of the Emeishan flood volcanism, SW China: geochemistry and SHRIMP zircon U-Pb dating of silicic ignimbrites, post-volcanic Xuanwei Formation and clay tuff at the Chaotian section. *Earth and Planetary Science Letters* 255: 306-323.
- HE B., XU Y. G., ZHONG Y. T. & GUAN J. P. 2010. — The Guadalupian-Lopingian boundary mudstones at Chaotian (SW China) are clastic rocks rather than acidic tuffs: Implication for a temporal coincidence between the end-Guadalupian mass extinction at the Emeishan volcanism. *Lithos* 119: 10-19.
- HORNE D. J., COHEN A. & MARTENS K. 2002. — Taxonomy, Morphology and Biology of Quaternary and living Ostracoda, in HOLMES J. A. & CHIVAS A. (eds), *The Ostracoda: Applications in Quaternary Research*. Geophysical Monograph, American Geophysical Union, Washington DC: 5-36.
- ISHIZAKI K. 1964. — Middle Permian ostracods from the Iwaizaki Limestone, Northeast Japan. *Science Reports of the Tohoku University, Second Series (Geology)* 36: 139-160.
- ISOZAKI Y. 2009. — Integrated “plume winter” scenario for the double-phase extinction during the Paleozoic-Mesozoic transition: The G-LB and P-TB events from a Panthalassan perspective. *Journal of Asian Earth Sciences* 36: 459-480.
- ISOZAKI Y. & ALJINOVIC D. 2009. — End-Guadalupian extinction of the Permian gigantic bivalve Alatoconchidae: end of gigantism in tropical seas by cooling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 284: 11-21.
- ISOZAKI Y., YAO J. X., MATSUDA T., SAKAI H., JI Z. S., SHIMIZU N., KOBAYASHI N., KAWAHATA H., NISHI H., TAKANO M. & KUBO T. 2004. — Stratigraphy of the Middle-Upper Permian and Lowermost Triassic at Chaotian, Sichuan, China - record of Late Permian double mass extinction event. *Proceedings of Japan Academy, Series B* 80: 10-16.
- ISOZAKI Y., SHIMIZU N., YAO J., JI Z. & MATSUDA T. 2007. — End-Permian extinction and volcanism-induced environmental stress: The Permian-Triassic boundary interval of lower-slope facies at Chaotian, South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 252: 218-238.
- ISOZAKI Y., YAO J., JI Z., SAITOH M., KOBAYASHI N. & SAKAI H. 2008. — Rapid sea-level change in the Late Guadalupian (Permian) on the Tethyan side of South China: litho- and biostratigraphy of the Chaotian section in Sichuan. *Proceeding of Japan Academy, Series B* 84: 344-353.
- JIN Y., ZHANG J. & SHAN Q. 1994. — Two phases of the end-Permian mass extinction. In *Pangea: global environments and resources*. *Canadian Society of Petroleum*. Memoir 17: 813-822.
- JIN Y., ZHANG J. & SHAN Q. 1995. — Pre-Lopingian catastrophic event of marine fauna. *Acta Palaeontologica Sinica* 34: 410-427

- JIN Y. G., SHEN S. Z., HENDERSON C. M., WANG X. D., WANG W., WANG Y., CAO, C. Q. & SHANG Q. H. 2006. — The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the boundary between the Capitanian and Wuchiapingian stage (Permian). *Episodes* 29: 253-262.
- KOZUR H. W. 1985. — Neue Ostracoden-Arten aus dem oberen Mittelkarbon (Höheres Moskovian) Mittel- und Oberperm des Bükk-Gebirges (N-Ungarn). *Geologische-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck* 2: 1-145.
- LAI X., WANG W., WIGNALL P. B., BOND D. P. G., JIANG H., ALI J. R., JOHN E. H. & SUN Y. 2008. — Palaeoenvironmental change during the end-Guadalupian (Permian) mass extinction in Sichuan, China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 269: 78-93.
- LETHIERS F. & CRASQUIN-SOLEAU S. 1988. — Comment extraire des microfossiles à tests calcitiques de roches calcaires dures. *Revue de Micropaléontologie* 31: 56-61.
- MEI S. L. & HENDERSON C. M. 2001. — Evolution of Permian conodont provincialism and its significance in global correlation and paleoclimate implication. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 170: 237-260.
- MELNYK D. H. & MADDOCKS R. F. 1988a. — Ostracode biostratigraphy of the Permo-Carboniferous of central and north-central Texas, Part I: Palaeoenvironmental framework. *Micropaleontology* 34: 1-20.
- MELNYK D. H. & MADDOCKS R. F. 1988b. — Ostracode biostratigraphy of the Permo-Carboniferous of central and north-central Texas, Part II: Ostracode zonation. *Micropaleontology* 34: 1-40.
- METTE W. 2008. — Upper Permian and lowermost Triassic stratigraphy, facies and ostracods in NW Iran – implications for the P/T extinction event. *Stratigraphy* 5 (2): 205-219.
- MOORE R. C. 1961. — *Treatise on Invertebrate Paleontology. Arthropoda 3, Crustacea, Ostracoda*. Geological Society of America and University of Kansas Press, Lawrence, 442 p.
- RETAILLACK G. J. & JAHREN A. H. 2008. — Methane release from igneous intrusion of coal during Late Permian extinction events. *Journal of Geology* 116: 1-20.
- SAITOH M., ISOZAKI Y., YAO J., JI, Z., UENO Y. & YOSHIDA N. 2013a. — The appearance of an oxygen-depleted condition on the Capitanian disphotic slope/basin in South China: Middle-Upper Permian stratigraphy at Chaotian in Northern Sichuan. *Global and Planetary Change* 105: 180-192.
- SAITOH M., ISOZAKI Y., UENO Y., YOSHIDA N., YAO J. & JI Z. 2013b. — Middle-Upper carbon isotope stratigraphy at Chaotian, South China: Pre-extinction multiple upwelling of oxygen-depleted water onto continental shelf. *Journal of Asian Earth Sciences*, 67-68: 51-62
- SCOTSE C. R. & LANGFORD R. P. 1995. — Pangea and the paleogeography of the Permian, in SCHOLLE P. A., PERYT T. M. & ULMER-SCHOLLE D. S. (eds), *The Permian of Northern Pangaea*. Volume 1. *Palaeogeography, Paleoclimates, Stratigraphy*. Springer, Berlin: 3-19.
- SHAO, L., ZHANG P, REN D. & LEI J. 1998. — Late Permian coal-bearing carbonate successions in southern China: coal accumulation on carbonate platforms. *International Journal of Coal Geology* 37: 235-256.
- SHAO L., ZHANG P, GAYER R. A., CHEN J. L. & DAI S. F. 2003. — Coal in a carbonate sequence stratigraphic framework: the Upper Permian Heshan Formation in central Guangxi, southern China. *Journal of the Geological Society* 160: 285-298.
- SHEN S. Z. & SHI G. R. 2009. — Latest Guadalupian brachiopods from the Guadalupian/Lopingian boundary GSSP section at Penglaitan in Laibin, Guangxi, South China and implications for the timing of the pre-Lopingian crisis. *Palaeoworld* 18: 152-161.
- SHI C. G. & CHEN D. Q. 1987. — The Changhsingian Ostracodes from Meishan, Chaxing, Zhejiang, in Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Academia Sinica (ed.), *Stratigraphy and Palaeontology of Systemic Boundaries in China, Permian-Triassic boundary* (1). Nanjing University Press, Nanjing: 23-80.
- SHI C. G. & CHEN D. Q. 2002. — Late Permian Ostracodes from Heshan and Yishan of Guangxi. *Bulletin of Nanjing Institute Geology and Palaeontology, Academic Sinica* 15: 47-129 (in Chinese with English abstract).
- STANLEY D. J. & YANG X. 1994. — Double mass-extinction at the end of the Paleozoic era. *Science* 266: 1340-1344.
- TANAKA G., ONO T., YUAN A., ICHIDA M. & MAEDA H. 2012. — Early Permian Ostracods from Mugi County, Gifu Prefecture, Central Japan. *Paleontological Research* 16: 88-106.
- TANAKA G., ONO T., NISHIMURA T. & MAEDA H. 2013. — Middle Permian ostracods from the Akasaka Limestone, Gifu Prefecture, central Japan. *Paleontological Research* 16: 289-306.
- THOMPSON G. M., ALI J. R., SONG H. & JOLLEY D. W. 2001. — Emeishan basalts, SW China: reappraisal of the formation's type area stratigraphy and a discussion of its significance as a large igneous province. *Journal of the Geological Society* 158: 593-599.
- ULRICH E. O. & BASSLER R. S. 1923. — Paleozoic Ostracoda: Their morphology, classification and occurrence. *Maryland Geological Survey, Silurian* 9: 271-391.
- VEIZER J., GODDERIS Y. & FRANCOIS L. M. 2000. — Evidence for decoupling of atmospheric CO₂ and global climate during the Phanerozoic eon. *Nature* 408: 698-701.
- WANG S. Q. 1978. — Late Permian and Early Triassic ostracods of Western Guizhou and northeastern Yunnan. *Acta Palaeontologica Sinica* 17: 277-312 (in Chinese with English abstract).
- WANG X.-D. & SUGIYAMA T. 2000. — Diversity and extinction patterns of Permian coral faunas of China. *Lethaia* 33: 285-294.
- WANG Y. & JIN Y. G. 2000. — Permian palaeogeographic evolution of the Jiangnan Basin, South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 160: 35-44.
- WEI M., LI Z., JIANG Z. & XIE L. 1983. — Arthropoda, in CHENGDU INSTITUTE OF GEOLOGICAL AND MINERAL RESOURCES (ed.), *Palaeontological Atlas of Southwest China*. Geological Publishing House, Beijing: 7-253.
- WIGNALL P. B., VÉDRINE S., BOND D. P. G., WANG W., LAI X. L., ALI J. R. & JIANG H. S. 2009. — Facies analysis and sea-level change at the Guadalupian-Lopingian Global stratotype (Laibin, South China), and its bearing on the end-Guadalupian mass extinction. *Journal of the Geological Society* 166: 655-666.
- YIN H. F., FENG Q., LAI X., BAUD A. & TONG J. 2007. — The protracted Permo-Triassic crisis and multi-episode extinction around the Permian-Triassic boundary. *Global and Planetary Change* 55: 1-20.
- YUAN A., CRASQUIN S., FENG Q. & GU S. 2007. — Latest Permian deep-water ostracods from Southwestern Guangxi, South China. *Journal of Micropalaeontology* 26: 169-191.
- YUAN A., CRASQUIN S., FENG Q. & GU S. 2009. — Ostracods from the uppermost Permian siliceous and muddy rocks of Guizhou, Guangxi and Anhui. *Acta Micropalaeontologica Sinica* 26: 385-403.
- ZHAO J. K., LIANG X. L. & ZHENG Z. G. 1978. — Late Permian cephalopods of South China. *Palaeontologica Sinica* 12: 1-194.

Submitted on 17 October 2014;
accepted on 5 February 2015;
published on 25 September 2015.