

# 瓜德鲁普统(Guadalupian)-乐平统(Lopingian) 全球界线层型剖面 and 点(GSSP)<sup>①</sup>

金玉<sup>1)</sup> 沈树忠<sup>1)</sup> C. M. Henderson<sup>2)</sup> 王向东<sup>1)</sup>

王伟<sup>1)</sup> 王<sup>1)</sup> 曹长群<sup>1)</sup> 尚庆华<sup>3)</sup> 郑全锋<sup>1)</sup>

1) 现代古生物学和地层学国家重点实验室,中国科学院南京地质古生物研究所 江苏南京 210008;

2) 加拿大卡尔加里大学地质与地球物理系 加拿大艾伯特省 T2N 1N4;

3) 中国科学院古脊椎动物与古人类研究所 北京 100044

**摘要:**乐平统底界全球界线层型(GSSP)已经被确定在中国广西来宾县的蓬莱滩剖面,这一界线以牙形类化石 *Clarkina postbitteri postbitteri* Mei & Wardlaw 的首次出现为标志,位于蓬莱滩剖面的茅口组顶部来宾灰岩的6k层之底,层型剖面点位于 *C. postbitter hongshuiensis* 至 *C. dukouensis* 的演化谱系内,大致与阿布萨罗卡巨层序(Absaroka Megasequences)的中部与上部之间的界线相当。层型剖面点所在的来宾灰岩代表了一套介于茅口组和合山组之间的低水位沉积,在这一界线附近,笔石类、腕足类、珊瑚类和菊石类等动物群均发生了重大更替;同时, $\delta^{13}\text{C}$ 值和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素比值也有一个明显的降低。从瓜德鲁普世晚期的磁性正常极性带向吴家坪早期反向极性带的转变也发生在这一界线附近,因此,这一界线可以很好地用于进行全球海陆相地层的对比。

**关键词:**全球界线层型(GSSP),乐平统,二叠系,蓬莱滩剖面,来宾,广西,*Clarkina postbitteri postbitteri*

中图法分类号:P534.46

文献标识码:A

文章编号:0253-4959(2007)01-0001-13

二叠系最顶部的一个年代地层单位长期以来采用俄罗斯乌拉尔地区的鞑靼阶(Tatarian),然而,鞑靼阶在乌拉尔的典型剖面上为一套陆相地层,不含海相化石,因此,无法将其作为全球对比的标准。与鞑靼阶大致相当的海相地层在中国或外高加索地区分别被称为乐平统(Lopingian) (Grabau, 1923; Huang, 1932; 盛金章, 1962)、朱尔发阶(Dzhulfian) (Glenister & Furnish, 1961; Furnish & Glenister, 1970)、宜昌统(Yichangian) (Waterhouse, 1982)。乐平统作为二叠系最高的海相地层单位,不仅提名最早,而且在华南地区含有世界上最为丰富多样的生物群,研究程度较高(Jin *et al.*, 1998)。因此,二叠纪地层分会在1995年正式提出乐平统作为“国际地质年代表”中最上部的一个统,嗣后,被二叠纪地层分会正式采纳(Jin *et al.*, 1997)。在国际地层委员会推荐的最新“国际地层表”中(Gradstein *et al.*, 2004),乐平统作为二叠系最上面的一个统,已被确认为正式的全球标准年代地层单位。这个统和它所包含的阶,即吴家坪阶(Wuchiapingian)和长兴阶

(Changhsingian),能够用生物地层学、层序地层学、磁性地层学和同位素年代学的方法,进行精确的定义和次一级的划分。

瓜德鲁普统和乐平统的界线被传统地划在一个全球性的海退界面上,即阿布萨罗卡巨层序(Absaroka Megasequences)的中部与上部之间的界线上。已有资料表明,这个界面附近发生了一次重要的集群灭绝事件,被称为前乐平统事件或瓜德鲁普末灭绝事件(Jin, 1993; Jin *et al.*, 1994; Stanley & Yang, 1994; Shen & Shi, 1996, 2002; Wang & Sugiyama, 2000),因此,需要在一个连续的层序中进行精确定位,而且所划界线应该能够国际对比和野外实际应用。

过去几十年对大量海相地层剖面的调查研究表明,只有少数剖面连续地穿过瓜德鲁普统与乐平统的界线,而含有远洋动物群的这类剖面更少。瓜德鲁普统-乐平统界线地层层序见于伊朗的阿巴德(Abadeh)和朱尔法(Julfa)、美国的西南部以及巴基斯坦盐岭(Salt Range)地区。位于中国广西来宾的

①国家自然科学基金项目(No. 40321202, 40225005)和国家重点基础研究发展计划(2006CB806400)资助。

文稿接受日期:2006-09-26;修改稿收到日期:2006-10-19, 2006-11-18。

第一作者简介:1937年12月生,男,浙江东阳人,研究员,中国科学院院士,从事腕足动物化石及晚古生代地层研究。

通讯作者:沈树忠,1961年10月生,男,浙江湖州人,研究员,主要从事二叠纪地层和腕足动物化石研究,现任国际地层委员会二叠纪地层分会秘书。

蓬莱滩剖面具有独特的优点,它含有完整的可区域间对比的远洋牙形类化石系列和其他多种可区域间对比的化石。因此,经过界线工作组和二叠纪地层分会的两轮投票,2003年9月30日二叠纪地层分会正式向国际地层委员会(ICS)递交提案,将蓬莱滩剖面及其来宾灰岩第6k层底 *Clarkina postbitteri postbitteri* Mei & Wardlaw 的首次出现作为乐平统底界的全球界线层型剖面 and 点位(GSSP),并提议将位于来宾向斜西翼的铁桥剖面作为辅助参考剖面。该提案于2004年经国际地层委员会投票通过,2005年9月3日正式被国际地科联(IUGS)批准。

## 一、标准剖面的位置

来宾县位于中国重要旅游城市桂林与广西壮族自治区首府南宁的中间,从这两个城市出发大概需要两个小时可以到达(图1)。近二十年来,来宾剖面以其完整的层序、良好的露头和便利的交通吸引了众多的外国专家。来宾县已被政府正式批准为开放地区,因此,外国游人可以自由地到此参观。界线层型剖面——蓬莱滩剖面(23°41'43"N, 109°19'16"E)已经处于当地政府的永久保护之下,因此,如果参观者有意从层型剖面采集标本,须征得当地政府的许可和协助。

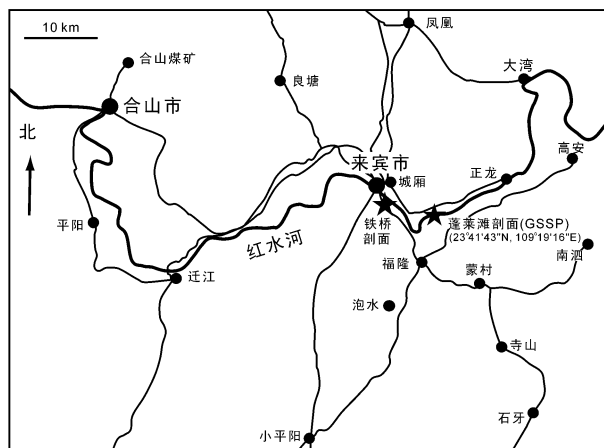


图1 华南广西来宾地区铁桥剖面和蓬莱滩剖面位置图

Fig. 1 Location map of the Tieqiao and Penglaitan sections in the Laibin area, South China

位于扬子和华夏块体之间的江南盆地,在古生代和早三叠世持续下陷,并且向南一直延伸到广西东部的来宾地区(Wang & Jin, 2000)。蓬莱滩是红水河中一个岩石小洲,在来宾县城以东约20km,蓬莱滩剖面茅口组到乐平统的地层就是沿着这一小洲附近的红水河南岸实测。构造上,蓬莱滩剖面位于来宾向斜的东翼(图2),向斜西翼的铁桥剖面位于来

宾县城以南约2km的红水河北岸(图2)。

## 二、瓜德鲁普统与乐平统界线附近的沉积序列

沿着红水河的两岸,二叠纪岩石出露广泛,并且没有遭受明显的构造变动。沙庆安等(1990)将铁桥剖面二叠纪层序自下而上依次划分为马平组、栖霞组、茅口组、合山组和大隆组。栖霞组为较深水的黑色含燧石条带沥青质灰岩。瓜德鲁普统的茅口组厚302m,其中第一段由半远洋浊积岩相的钙质粉砂岩和砂岩组成,夹杂有外来的生物碎屑,厚76m,以牙形类 *Sweetognathus subsymmetricus* 带的分子出现为特征;第二段厚约56m,由放射虫燧石岩和钙质泥岩互层组成,主要为盆地相,标志瓜德鲁普统底界的牙形类化石 *Jinogondolella nankingensis* 首现于此段;第三段由块状的碳酸盐碎屑流沉积组成,含有丰富的放射虫化石,厚26m;第四段(115-118层)由相间出现的放射虫燧石岩、燧石质钙质泥岩和砂岩组成,厚133m,包含十多个浊流沉积旋回;第五段(第119层)即来宾灰岩,厚11m,由远源风暴沉积相的块状灰岩组成。乐平统的合山组厚150m,下部为盆地相的黑色燧石质灰岩,上部为海绵礁相的白色生物碎屑碳酸盐岩。在铁桥剖面的瓜德鲁普统-乐平统界线附近,沿着3个平行的剖面(从红水河岸向河中心河道边依次为剖面A、B和C)采集了大量的牙形石标本(图3A)。与铁桥剖面相比,蓬莱滩剖面的这些二叠纪的岩石地层单位变化不大,依次可识别(图3B),其中来宾灰岩厚约8m,中部含有薄层的碳酸盐岩;合山组厚270m,主要由盆地相的燧石岩和透镜状灰岩组成;吴家坪晚期的礁相碳酸盐岩厚度减少至10m。

“如果地史发展中的重要自然变化能够在连续沉积层序中的某个特定点上识别出来,就可以建立起理想的界线层型”(Hedberg, 1977)。瓜德鲁普统-乐平统界线对应于阿布萨卡罗巨层序中、上部间的界面,这一界面是由一次重要的全球性海退事件造成的。对瓜德鲁普统-乐平统界线层序的区域性调查表明,来宾灰岩代表了在瓜德鲁普统-乐平统界线层序中的斜坡相低水位体系域沉积,这一层序在其他地区陆棚相剖面上常常为一不整合标志,在中国造成这个间断的运动以往称为东吴运动(图4)。

从茅口组的第四段到来宾灰岩,岩性由陆棚相到盆地相的燧石和燧石质灰质泥岩变为远源风暴沉积相的粒状灰岩和泥粒灰岩,由于中间缺失了几个过渡相单元,因而反映了一个快速的变浅过程。来宾灰岩的下部(铁桥剖面的2-5层;蓬莱滩剖面的

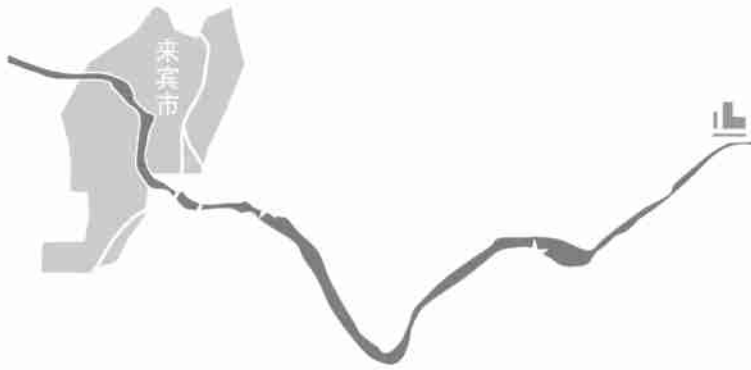


图 2 1/20 万来宾向斜地质图及剖面位置(据 Jin *et al.*, 1998 修改)

Fig. 2 Geological map (1 : 200 000) showing the Laibin Syncline and the positions of sections(modified from Jin *et al.*, 1998)

2-3 层)由风暴相的泥粒灰岩和含有丰富藻纹层的粒泥灰岩组成,也显示了一个持续变浅的过程。铁桥剖面第 5 层中发育良好的缝合线可能形成于海底侵蚀或无沉积时期。动物群变化进一步证明铁桥剖面中的第 3 层和第 5 层(上部除外)和蓬莱滩剖面中的第 3 层(最上部除外)代表了近岸的 *Hindeodus* 牙形类生物相沉积(图 5),因而,是来宾地区最大海退时期。瓜德鲁普统牙形类序列中以整体生活于较深水的舟形刺类占优势,但很快被生活于浅水环境中的牙形类 *Hindeodus* sp. 所取代。这一化石群发现于铁桥剖面中的第 3、4 层和第 5 层的大部分和蓬莱滩剖面中的第 3 层(最上部除外)中。腕足类、珊瑚和其他的浅水底栖化石在这些层中频繁出现。因此,层序界面和最大海退面应位于铁桥剖面第 5 层的顶部和蓬莱滩剖面第 3 层的顶部(图 4)。

位于低水位体系域最上部向上变浅旋回的顶部

即为海侵面(Van Wagoner *et al.*, 1990)。晚期的低水位体系域和早期的海侵体系域(铁桥剖面中的第 5 层顶部至第 6j 层,蓬莱滩剖面中的第 3c 层至第 6k 层)包含厚层的海百合茎粒状灰岩和透镜状泥粒灰岩,反映了海水全面变深的开始。这些岩石由频繁的旋回层组成,每一旋回层的下部为发育有波状交错层理的海百合茎粒状灰岩,上部为透镜状泥粒灰岩,在顶部经常发育垂直的钻孔和充填构造。这种相变反映了由波基面下较深水环境的细粒沉积到潮间带沉积。牙形类中 *Jinogondolella granti* 和 *Clarkina postbitteri sensu lato* 带的出现与最晚期的低水位体系域和最早期的海侵体系域有关,这两个带大多出现于透镜状粒泥灰岩中(图 4, 5)。很显然,在所有的沉积旋回之间具有很小的沉积间断,但这些沉积间断对牙形类年代地层学的建立并没有影响,因为它们大多出现于相同的牙形带内。



图 3 A-铁桥剖面来宾灰岩及采样位置； B-蓬莱滩剖面及界线附近地层

Fig. 3 A, Distal view showing the Laibin Limestone and the conodont sample positions at the Tieqiao Section; B, close view of the Penglaitan Section with bed numbers

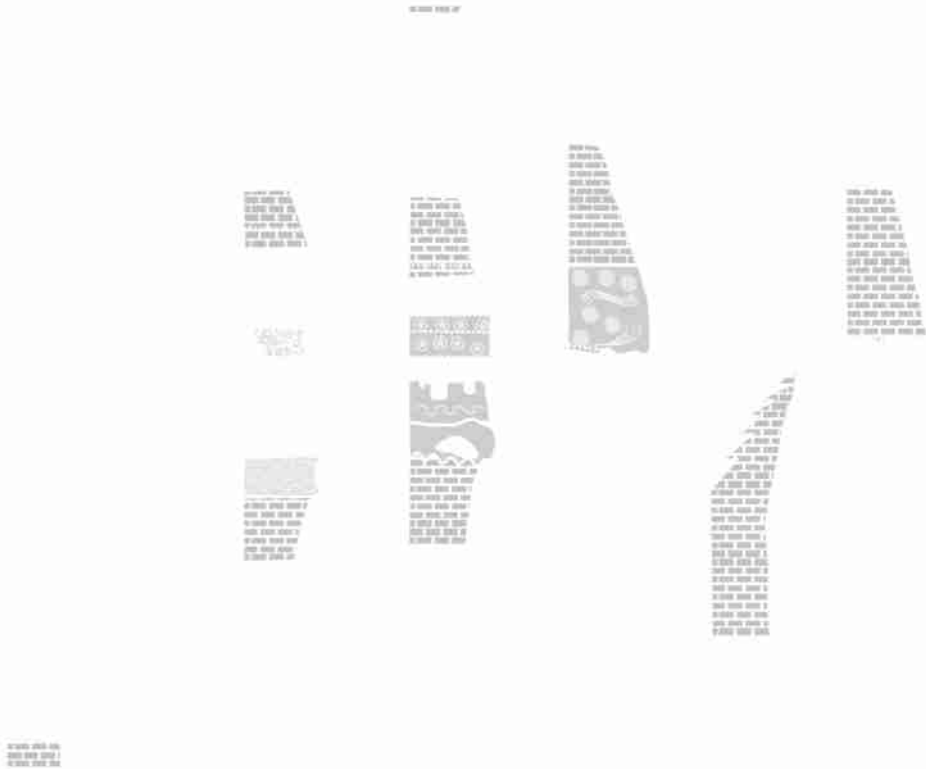


图 4 广西 5 条剖面的岩性、主要层序地层界面和生物地层界线对比图(陈中强和金玉<sup>1</sup>提供)

Fig. 4 Sequence biostratigraphic diagram showing lithology, key sequence stratigraphic surfaces and biozonal boundaries for five key sections (provided by Chen Zhong-qiang and Jin Yu-gan)

蓬莱滩剖面来宾灰岩中的最后两个旋回分别由第 6g 层至第 6i 层下部及第 6i 层上部至第 6k 层组成。在这两个层序中并没有发现明显的间断,尽管在层型剖面 and 辅助层型上均已发现了可疑的沉积间断的现象。在以上两个旋回中,相邻旋回间发育有清楚的波状层理,良好的钻孔构造仅见于第 6k 层上部(图 4)。第 6h 层和第 6i 层下部为粗粒海百合茎粒状灰岩,其中含有极少量的牙形类碎片,但鱼类碎片和小型腹足类化石则更常见。第 6i 层上部主要由含钙质泥岩内碎屑的泥粒灰岩组成。第 6j 层中含有大量的泥岩内碎屑和小型单体珊瑚。这一层厚度变化很不一,从而使得第 6k 层在某些地方与第 6i 层上部直接相接触。层序中的碳酸盐岩内碎屑可能是一些受风暴改造过的固结的碳酸盐岩角砾随着后期海平面的上升而进入来宾地区沉积下来形成的。铁桥剖面中的第 8c 层与蓬莱滩剖面的第 6j 层由于都含有大量的泥岩内碎屑、丰富的小型单体珊瑚和 *Clarkina postbitteri hongshuiensis* 可以对比。在铁桥剖面中很可能缺失了与蓬莱滩剖面中的第 6h 层至第 6i 层下部相当的层位,因为在铁桥剖面,含有丰

富 *C. postbitteri sensu lato* 的第 6i 层直接覆盖在含有丰富的 *Jinogondolella granti* 的第 6h 层的上面,而后的化石特征与蓬莱滩剖面中的第 6g 层相似 (Henderson *et al.*, 2002)。应用 Embry (1988, 1990) 的海进-海退层序模式,这一点可看作是在连续层序中一个新层序的开始。

蓬莱滩剖面更高的海侵单元(第 7 层)由整体向上变深的高频率旋回层组成,旋回层序由风暴波基面下沉积的透镜状泥质灰岩和陆架至盆地相的燧石岩组成,在底部有时会发育黏土层。这一海侵单元是 *C. dukouensis* 时一次快速海平面上升的表现。

综上所述,来宾灰岩可看作是一个“间层序”,形成于海平面下降期的深水地区,它是在海平面下降的后期和上升的初期沉积形成的。与台地相地区瓜德鲁普统-乐平统层序界面相对应的可用来对比的整合界面可放在这一层位上。来宾灰岩顶部第 6i 层上部指示了一次速度更快、范围更广的海侵的开始。在蓬莱滩剖面,海泛事件以第 6i 层上部至 6k 层中 *C. postbitteri sensu lato* 的出现为标志,这一化石向北可能延伸到湖南南部的郴州盆地,其分布范围远

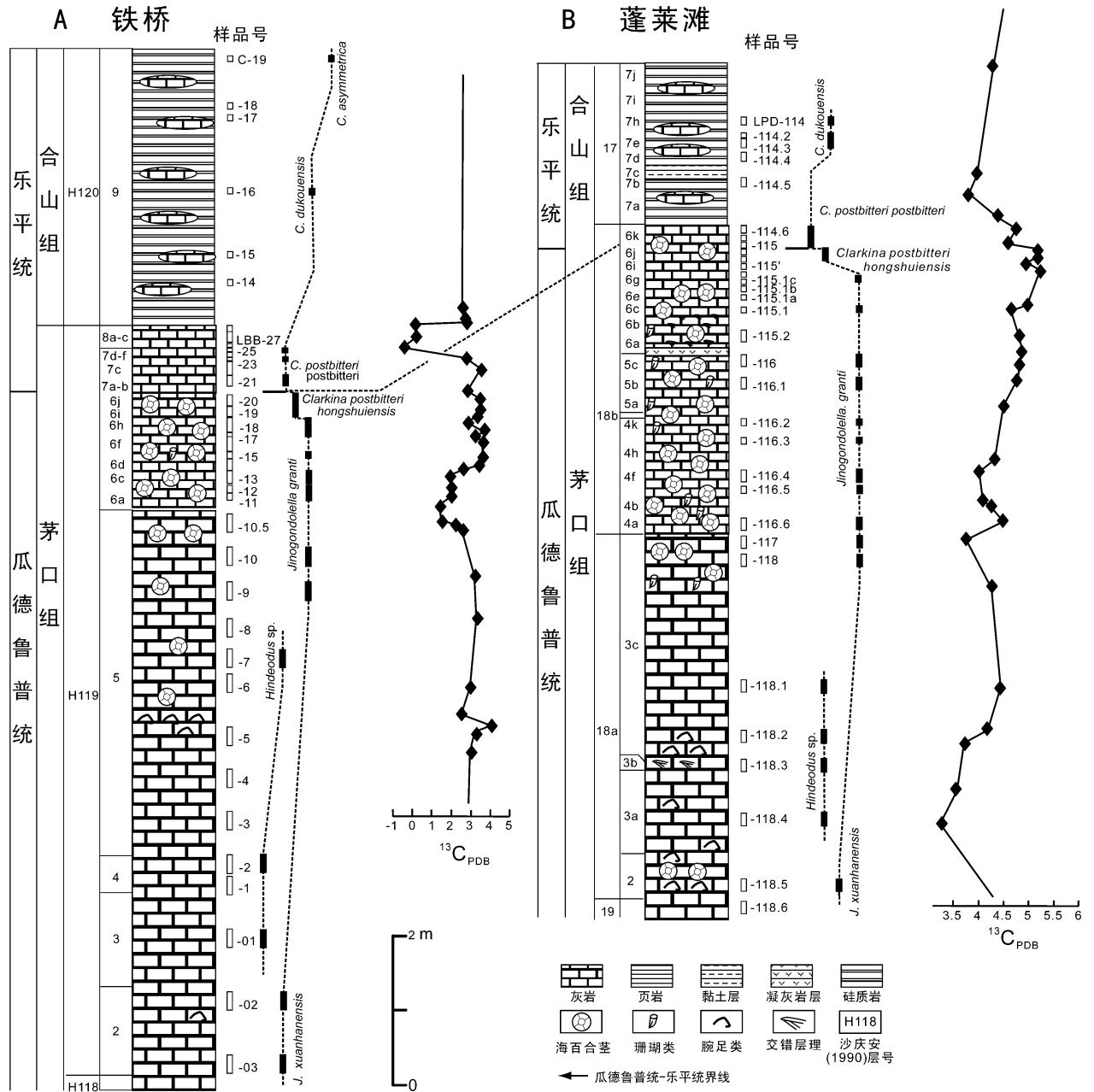


图 5 铁桥和蓬莱滩剖面乐平统底界附近岩性柱状和牙形类化石及碳同位素变化图

(生物地层据 Mei *et al.*, 1998 修改;  $\delta^{13}\text{C}$  曲线据 Wang *et al.*, 2004)

Fig. 5 Lithological columns, key conodonts and carbon isotope excursion around the Lopingian-base boundary interval in the Tieqiao and Penglaitan sections (modified from Mei *et al.*, 1998;  $\delta^{13}\text{C}$  curve after Wang *et al.*, 2004)

远超过了下伏的 *J. granti* 牙形带。

### 三、化石序列

铁桥和蓬莱滩剖面来宾灰岩中的牙形类化石,在底部(铁桥和蓬莱滩剖面中的第 2 层)和上部(铁桥剖面中第 5 层的最上部至第 6h 层;蓬莱滩剖面中第 3 层的最上部至第 6i 层下部)以 *Jinogondolella* 的种占绝对优势;而在最上部(铁桥剖面中的第 6i 至第 8 层;蓬莱滩剖面中第 6i 层上部至第 6k 层)则以 *Clarkina* 的种占优势(图 6)(Mei *et al.*, 1994a)。

来宾灰岩的下部以 *Hindeodus* 占优势。另外,在蓬莱滩剖面第 3 层的下部和第 6k 层中,也发现有少量的浅水分子,如 *Sweetognathus fengshanensis* 和 *Iranognathus erwini*。在广西柳州地区凤山剖面的相当层位中,牙形类也分别以 *Jinogondolella* 和 *Clarkina* 占优势,但此剖面中含有更丰富的近岸浅水分子,如 *Hindeodus*、*Sweetognathus fengshanensis*、*Iranognathus erwini* 和 *Sweetina*。在以 *Jinogondolella* 及 *Clarkina* 的种演化和地层分布基础上,铁桥和蓬莱滩剖面的瓜德鲁普统-乐平统界线区间内

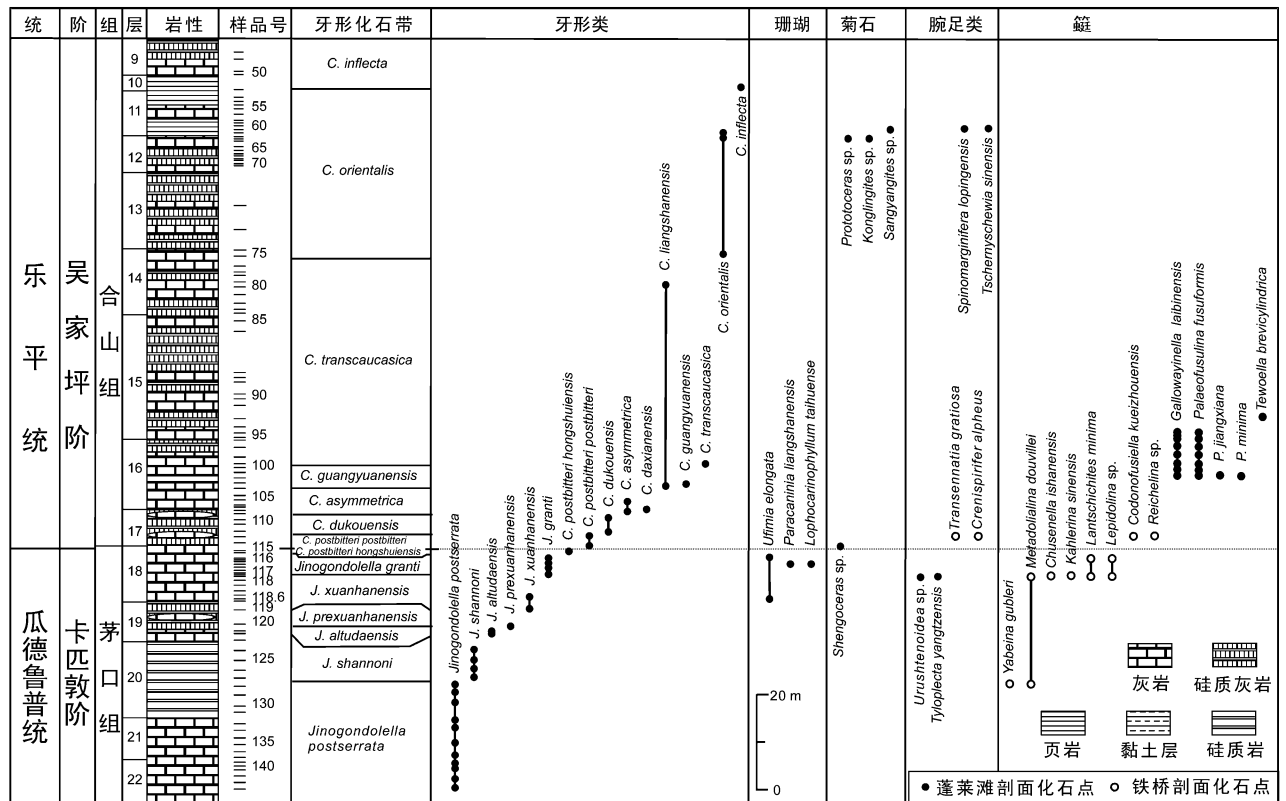


图 6 蓬莱滩和铁桥剖面瓜德鲁普统-乐平统界线层序主要门类化石延限图(据 Jin *et al.*, 1998 修改)

Fig. 6 The G-L boundary sequence at the Penglaitan and Tieqiao sections (composite) and the distribution of various fossil groups (modified from Jin *et al.*, 1988)

可识别出三个牙形类谱系带: *Jinogondolella granti* 带, 在铁桥剖面分布于第 5 层的上部至第 6h 层, 在蓬莱滩剖面中分布于的 3 层的最上部至第 6i 层下部(4.8m 厚); *Clarkina postbitteri sensu lato* 带在铁桥剖面中分布于第 6i 层至第 9 层的下部, 在蓬莱滩剖面中分布于第 6i 层上部至第 7b 层(在第 7c 和第 7d 层中还没有发现牙形类化石); *Clarkina dukouensis* 带, 首现于蓬莱滩剖面中的第 7e 层。最近, 蓬莱滩剖面中的 *Clarkina postbitteri sensu lato* 带又被划分为两个亚带: 下部为 *Clarkina postbitteri hongshuiensis* 亚带, 分布于第 6i 层上部和第 6j 层, 上部为 *C. postbitteri postbitteri* 亚带, 分布于第 6k 层至第 7b 层(图 5, 6)。 *C. postbitteri hongshuiensis* 是 *Jinogondolella granti* 和 *C. postbitteri postbitteri* 之间的过渡类型, 它与 *J. granti* 在齿状突起、紧密相连的中部锯齿和有时逐渐变窄的前齿台等特征方面比较接近; 而与 *C. postbitteri postbitteri* 在高的前缘齿片, 有时具有突然变窄的前齿台和缺失前台细锯齿等特征方面接近(Henderson *et al.*, 2002)(图 7)。

来宾剖面茅口阶-乐平统界线层序内含有丰富的腕足类化石(图 6)。来宾灰岩的下部属于 *Metado-*

*liolina* 带。此段的上部被认为是 *Lantschichites minima* 的顶峰带, 这个带很薄, 仅 2m 厚。在铁桥剖面 *Codonofusiella kueichowensis* 带位于含 *Clarkina postbitteri postbitteri* 的层位(8a-c), 在这些层位中含有单调的 *Codonofusiella* 和 *Reichelina*。新提出的 *Palaeofusulina jiangxiana* 带出现在合山组下部的 *Clarkina asymmetrica* 带, 并一直向上延伸到 *C. guangyuanensis* 带内。

腕足类化石在来宾铁桥剖面 and 蓬莱滩剖面都非常丰富, 茅口期的典型分子 *Urushtenoidea crenulata* 在蓬莱滩剖面第 1 层中非常丰富, 与其共生的有 *Acosarina minuta*、*Haydenella kiangsiensis*、*Transennatia gratiosa*、*Spinomarginifera lopingensis*、*S. kueichowensis*、*Tyloplecta cf. yangtzeensis* 等, 这些分子全部都是晚二叠世乐平期地层中非常常见的分子, 因此, 腕足类已经在来宾灰岩中发生了更替。铁桥剖面 and 蓬莱滩剖面瓜德鲁普统上部全部以含有单体珊瑚为特征(Wang & Sugiyama, 2001), 诸如 *Ipiciphyllum* 和 *Paracaninia* 等复体珊瑚一般不上延过茅口组第三段(图 6)。

此外, 在蓬莱滩剖面茅口组的最上部(第 6k 层)发现有菊石 *Shengoceras*(周祖仁等, 2000), 该

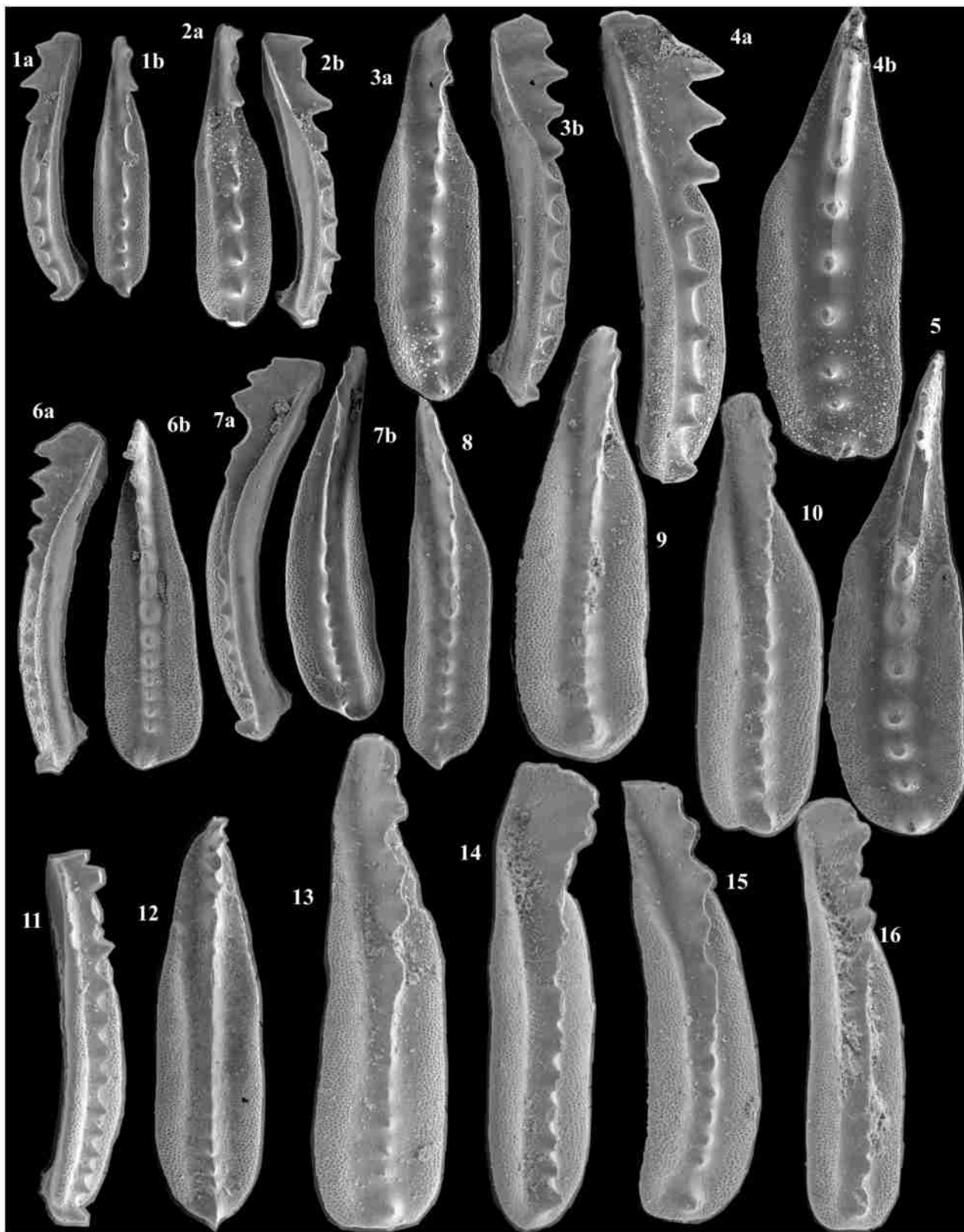


图7 铁桥和蓬莱滩剖面的主要牙形类化石

所有标本均为相同放大倍数(9号标本为1mm长),字母a和b代表同一标本的两个不同的视图,1,6-10,13-16, *Clarkina postbitteri hongshuiensis* Henderson et al., 2002, 具有较紧密且常常融合的齿片;标本1,6,8,13-16 采自蓬莱滩剖面6i层上部,标本7,9,10 采自6j层;2-5, *Clarkina postbitteri postbitteri* Mei & Wardlaw in Mei et al., 1994a, 锯齿间距较大,分离,齿台前缘迅速变窄,所有标本采自蓬莱滩剖面6k层;11-12, *Jinogondolella granti* Mei & Wardlaw in Mei et al., 1994a, 采自铁桥剖面6h层



Fig. 7 Key conodonts from the Tieqiao and Penglaitan sections

All specimens are SEM photos magnified the same amount (for scale specimen<sup>9</sup> is exactly 1 mm in length). Letters a and b designate different views of the same specimen. 1, 6-10, 13-16, *Clarkina postbitteri hongshuiensis* Henderson et al., 2002 showing the specimens with closely spaced and often fused denticles. Specimens 1, 6, 8, 13-16 are from Bed 6<sup>r</sup> upper and 7, 9, 10 are from Bed 6<sup>j</sup> at the Penglaitan Section. 2-5, *Clarkina postbitteri postbitteri* Mei & Wardlaw in Mei et al., 1994a showing the specimens with more widely spaced and consistently discrete and abruptly narrowing anterior (top in figure) platform. All specimens are from Bed 6<sup>k</sup> at the Penglaitan Section. 11-12, *Jinogondolella granti* Mei & Wardlaw in Mei et al., 1994a from Bed 6<sup>h</sup> at the Tieqiao Section

种菊石以往常被鉴定为 *Waagenoceras*。这与湖南南部的情况一样,表明茅口期的菊石向上可延伸到 *Clarkina postbitteri sensu lato* 带内。在湖南嘉禾小元冲剖面,斗岭组顶部报道有 *Clarkina postbitteri postbitteri*, 与此牙形类化石共生的菊石为 *Roadoceras-Doulingoceras* 带(周祖仁, 1987),除了带分子以外,该化石带内还含有大量以往认为茅口期特征的分子,如 *Paraceltites*、*Altudoceras* 等(图 6)。

#### 四、磁性地层学研究和同位素年代学

对于磁性地层学方面的研究, M. Menning 和沈树忠从铁桥剖面中的栖霞组、茅口组及合山组的底部以及蓬莱滩剖面中瓜德鲁普统-乐平统界线区间内采集了 640 个定向岩芯标本(Menning et al., 1996)。部分或完全的重磁化作用使得磁性地层学的研究非常复杂。蓬莱滩剖面中凝灰岩层的同位素年龄自 1995 年起便开始研究。长兴阶下部凝灰岩层的同位素年龄值为  $252.4 \pm 0.2 \text{ Ma}$  (Bowring et al., 1998)。蓬莱滩剖面乐平统底界附近第 6<sub>a</sub> 和第 7<sub>c</sub> 层中的黏土样品正在分析之中,还没有得到理想的数据。

#### 五、化学地层

对铁桥剖面栖霞组至三叠系底部碳酸盐岩  $\delta^{13}\text{C}$  研究表明瓜德鲁普统地层中的  $\delta^{13}\text{C}$  值在  $+2.0\text{‰}$  到  $+3.5\text{‰}$  之间,往上,  $\delta^{13}\text{C}$  值从来宾灰岩的  $+3.2\text{‰}$  到合山组的底部(第 8<sub>a-c</sub> 层, *Clarkina postbitteri sensu lato* 带)降至  $-0.5\text{‰}$ , 至第 9 层恢复至平均值,在合山组的礁相碳酸盐岩中又跃至最高值  $+5\text{‰}$  (Wang et al., 2004)。与  $\delta^{13}\text{C}$  值的变化趋势一致,<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 锶同位素比值由第 8<sub>a</sub> 层至第 8<sub>c</sub> 层也出现突然的降低(Wang et al., 2004)。在蓬莱滩剖面,来宾灰岩(第 2 层白云岩层除外)的  $\delta^{13}\text{C}$  值在  $+4.0\text{‰}$  至  $+5.3\text{‰}$  之间,  $\delta^{13}\text{C}$  值从层 6<sub>g</sub>、6<sub>h</sub> 和 6<sub>i</sub> 的  $+5.3\text{‰}$  降至 7<sub>a</sub> 层  $+3.6\text{‰}$ , 然后在 *Clarkina postbitteri sensu lato* 带的顶部至上覆的 *Clarkina dukouensis* 带的层 8 恢复至  $+4.5\text{‰}$ 。这一  $\delta^{13}\text{C}$  变化规律为 Kaiho 等(Kaiho et al., 2005) 的同类研究所证实(图 5)。

#### 六、层型点位的选择

蓬莱滩和铁桥剖面是经过高分辨率多重地层层型研究的理想剖面,因此,两个剖面都可以满足全球界线层型剖面 and 点的要求。由于在蓬莱滩剖面吴家坪阶和长兴阶的地层都出露很好,所以被优先提议作为瓜德鲁普统-乐平统界线的全球层型剖面 and 点(GSSP)。但是在具体选择点位的过程中存在过不同意见和建议,有必要对不同的点位进行讨论。

根据不同的化石首现位置有 3 个层型点位可供选择(图 5, 6, 8), 分别是 *Clarkina postbitteri hongshuiensis*、*C. postbitteri postbitteri* 和 *C. dukouensis* 的首现位置。以 *C. dukouensis* 的首现作为 GSSP 的提议主要是有人提到在 6<sub>k</sub> 层中发现有该种的存在,但经牙形类专家的进一步研究,表明 *C. dukouensis* 带的底界位于蓬莱滩剖面中的第 114-7d 层,其下正好有一黏土层(114-7c),这一黏土层可能表明了一次大的环境变迁(Jin, 2000)。详细的研究表明,第 6<sub>k</sub> 层的 *Clarkina* 标本并非是 *C. dukouensis* 的原始类型,而应归于 *C. postbitteri* (Henderson et al., 2000, 2002; Henderson, 2001)。因此,将第 6<sub>k</sub> 层中 *C. dukouensis* 的初次出现作为层型点的意见被放弃。

第二种方案是将 *Clarkina postbitteri hongshuiensis* (图 7) 的首次出现作为层型剖面点(图 8),也就是由 *Jinogondolella granti* 至 *Clarkina postbitteri postbitteri* 的演化谱系中间作为层型剖面点位。*C. postbitteri hongshuiensis* 的首次出现位置相当于或接近于中、上阿布萨罗卡巨层序之间的界面。在不同的岩相中这一层位可以通过主层序界面来识别,或者牙形类动物群由茅口期的以 *Jinogondolella* 为主到吴家坪期的以 *Clarkina* 为主,而 *Jinogondolella* 完全消失这一转变来识别。瓜德鲁普统-乐平统界线附近牙形类序列以 *Jinogondolella* 到 *Clarkina* 的快速演变为标志。因此,通过 *Clarkina* 出现的最低层位以及其他对应的地层学标志,可以很容易地确定层序界线附近瓜德鲁普统-乐平统的界线。

但是,这一点位存在两个问题:第一个问题是 *Clarkina postbitteri* 在美国德克萨斯的存在与否

(Wardlaw, 2002 个人通讯) 以及 *Jinogondolella crofti* 与 *Clarkina postbitteri* (Wardlaw & Mei, 1998) 之间的过渡形态仍在争论之中 (Lambert *et al.*, 2002)。Wardlaw 等 (Wardlaw *et al.*, 2001) 已将后者暂定为“*Clarkina*” sp., 并且指出, 在德克萨斯州西部, 这一种与包括 *Jinogondolella granti* 在内的 *Jinogondolella* 的种共生在一起。嗣后, Lambert 等 (Lambert *et al.*, 2002) 正式报道在美国德克萨斯 Apache 山直接位于 Castile 组蒸发岩之下的 Lamar 灰岩中有 *Clarkina postbitteri hongshuiensis* 存在。但是, Lambert 等 (Lambert *et al.*, 2002) 提出了从 *Jinogondolella granti* 到 *C. postbitteri hongshuiensis* 的不同演化谱系, 从而使得人们怀疑美国 Delaware 盆地中 *C. postbitteri hongshuiensis* 首现是否与华南的首现是同时的。但是, 在江南盆地和 Delaware 盆地中, 牙形类的演化趋势相似, 类似于 *Clarkina* 的种在这两个盆地都有出现。此后, Delaware 盆地趋于干枯, 而江南盆地海平面已处于最低位置。在江南盆地保持海洋环境的地区, 发育了完好的由 *Jinogondolella granti* 至 *Clarkina postbitteri hongshuiensis* 的演化谱系。

第二个问题是在第 6i 层内部有人认为有沉积间断。理由之一是在这一界面之下牙形类化石缺失或非常稀少, 表明当时水体很浅。根据本文前面沉积序列部分已有的描述, 来宾灰岩的上部是由高频率的旋回层组成。第 6i 层下部和第 6k 层组成了最上部两个旋回的上部, 且它们与每个旋回的下部是渐变和连续过渡的。尽管在各旋回之间可能存在沉积间断, 但它们至多相当于正常层面之间的间断, 即它们对牙形类年代地层格架的建立并没有影响。一个牙形类化石带常常包含有许多个旋回。一些学者也认为, 只有这样快速的岩性和化石的变化才有可能对已确定时代的层位进行全球性的对比和识别。而另外的一些学者则认为, 动物群和沉积的快速变化反应了不完整的地质记录, 这一观点要求在更为细微的地层变化基础之上定义界线, 而这样定义的界线在以后的对比中很可能无法应用。

第三种方案是位于 *Clarkina postbitteri postbitteri* (图 8) 首现的 6k 层底。这一点位在 *C. postbitteri hongshuiensis* 至 *C. dukouensis* 的演化谱系内, *C. postbitteri senso lato* 的首次出现位于这一点位之下仅 20cm, 与这一界线非常接近, 因此也可以用于定义这一界线。之所以用 *C. postbitteri postbitteri* 这一亚种名称, 是因为这一种的正模标本采自 6k 层。由于 *C. postbitteri postbitteri* 是 *C. postbitteri*

*hongshuiensis* 和 *C. dukouensis* 之间的过渡类型。因此, *C. postbitteri postbitteri* 的首现是定义在一个连续的牙形类谱系内。

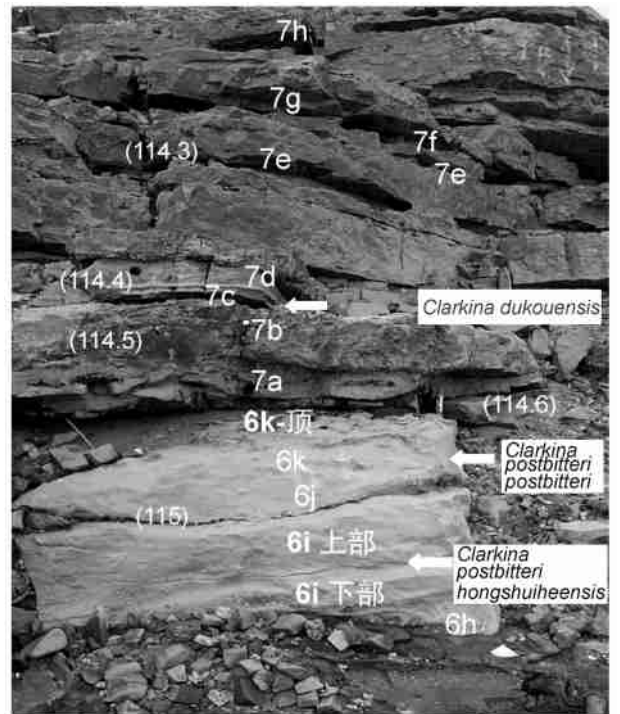


图 8 蓬莱滩剖面乐平统全球界线层型位置、关键牙形类化石首现位置和层号

Fig. 8 A photo of the Penglaitan Section showing the position of Lopingian-base GSSP, FAD of key conodonts and bed numbers

这一点位的主要问题有如下几点: 首先, 尽管这一点位在蓬莱滩剖面非常清楚, 但不可能在其他地区都能识别出由 *Clarkina postbitteri hongshuiensis* 过渡为 *C. postbitteri postbitteri* 的精确点位。形态过渡中的一个人为点往往是难于确定的。其次, 这一点位不与任何重要的全球生物和环境变化事件相一致, 因此, 如果我们既要求沉积的完整性又要求有对比潜力的话, 仅仅依靠这一化石带来对瓜德鲁普统-乐平统的界线层序进行区域间的对比是不够的。考虑到这一点, “优先权应该给予最具有对比潜力的层位” (International Stratigraphic Guide, <http://www.stratigraphy.org/guide.htm>)。

## 七、层型点位的国际对比

*Clarkina postbitteri postbitteri* 的首现位置在蓬莱滩剖面 and 铁桥剖面是清楚的。 *Clarkina postbitteri senso lato* 在西特提斯地区也有零星报道 (Sweet & Mei, 1999; Kozur, 2003)。Kozur (2003) 发现该种在阿曼存在, 阿曼的标本具有一致的分离齿片, 应该

属于典型的 *C. postbitteri postbitteri*, 在该化石出现的位置放射虫和其他动物群均发生了重大变更, 因此, 该地区的乐平统底界易于识别。

在美国 Daleware 盆地, 尽管从 *Jinogondolella granti* 至 *C. postbitteri hongshuiensis* 的演化谱系存在不同的意见, 但 *C. postbitteri hongshuiensis* 在 Lamar 灰岩顶部的存在表明界线就在 Castile 蒸发岩的底界附近。

在华南和特提斯其他地区台地相地层中, 这一界线往往为一不整合界面, 界面以上为更新的牙形类化石带, 例如: 在四川渡口为 *Clarkina dukouensis* 带 (Mei *et al.*, 1994b)。这一界面可通过<sup>1</sup>类、珊瑚类、菊石类等动物群的变更很容易地识别, 其中包括茅口期非常常见的费伯克<sup>1</sup>类灭绝和 *Lantschichites* 种在 Capitanian 阶顶部的出现, 吴家坪阶底部开始以 *Codonofusiella* 和 *Reichelina* 的大量繁盛为特征。*Codonofusiella kueichowensis* 在铁桥剖面与 *Clarkina postbitteri postbitteri* 共生表明 *Codonofusiella* 和 *Reichelina* 的首现与乐平统底界非常接近。伊朗地区 *Clarkina dukouensis* 带之下的腕足类 *Araxilevis-Orthothetina* 组合以及华南地区大量乐平世常见的腕足类的出现与该界线也非常接近。

在泛大陆西部和西北部, 由于二叠纪强烈的古生物地理区系分异, *Clarkina* 并没有报道。一些与 *Clarkina* 非常相近的分子 (有人归于 *Neogondolella*) 直到二叠纪最晚期才出现。显然, 在这些地区用特提斯地区的牙形类生物带很难识别出界线位置, 需要通过层序地层界面等其他途径来解决。而最近在来宾地区乐平统底界附近识别出的  $\delta^{13}\text{C}$  负异常 (Wang *et al.*, 2004; Kaiho *et al.*, 2005) 可能具有较大潜力, 这一负异常已经在巴基斯坦盐岭 Wargal 组的 Unit 3 与 Unit 4a 之间报道 (Baud *et al.*, 1995), 位置位于 *Clarkina dukouensis* 带之下 (Wardlaw & Mei, 1999), 在伊朗中部 Abadeh 地区, 该  $\delta^{13}\text{C}$  负异常位于 Unit 5 与 Unit 6 之间 (Wang *et al.*, 2004)。乐平统底界附近的硫同位素研究还很少, 在日本乐平统底界附近曾报道有一个从 -25‰ 到 -15‰ 的降低 (Kajiwara *et al.*, 1994)。

虽然由于中生代重磁化作用使得来宾地区磁性地层研究非常困难 (Menning *et al.*, 1996), 但磁性地层标志对于识别界线非常重要。先前的研究表明, Wordian 最上部到 Capitanian 为正常极性带, 乐平统底界附近正好为一磁极性从正常极性带向反向极性带转变时期。在四川武隆剖面, 吴家坪阶下部 50m 地层为反向极性带 (Heller, 陈海泓, 1992; Heller *et*

*al.*, 1995), 在巴基斯坦盐岭地区 Wargal 组上部也为反向极性带 (Haag & Heller, 1991), 这一反向极性带的下部位于 *Clarkina dukouensis* 带之下。在俄罗斯乌拉尔地区中、上二叠统地层中, Sverodvinsk 阶的下部为一正常极性带, 与瓜德鲁普统上部的正常极性带大致相当, Sverodvinsk 阶的上部为反向极性带 (Molostovsky, 1992), 与吴家坪阶下部的反向极性带可以对比, 因此, 乐平统底界在乌拉尔地区很可能位于 Sverodvinsk 阶的中间 (Burov *et al.*, 1996; Kotlyar & Pronina-Nestell, 2005)。

上述讨论表明, 除了可靠的生物地层标志以外, 乐平统底界还可以通过其他许多辅助性标志在全球范围内的海陆相地层中加于识别。

本文的大部分内容已经以英文形式在国际地科联的官方刊物《Episodes》上发表, 此文主要奉献给中国读者。非常感谢国内外同行在建立该 GSSP 中所发挥的重要作用, 这包括梅仕龙和 Bruce Wardlaw 的牙形类化石工作、Samuel Bowring 的同位素年龄、Manfred Menning 的古地磁工作、朱自力早期测制剖面的工作、陈中强有关层序地层方面的研究以及来宾县政府和国土资源局的大力协助等。

## 参 考 文 献

- 金玉<sup>1</sup>. 2000. 二叠系乐平统底界的牙形化石定义. 微体古生物学报, 17(1): 18-29
- 沙庆安, 吴望始, 傅家谟. 1990. 黔桂地区二叠系综合研究. 北京: 科学出版社. 1-215
- 盛金章. 1962. 中国的二叠系. 全国地层会议学术报告汇编. 北京: 科学出版社. 191-195
- 周祖仁. 1987. 湘东南早二叠世菊石动物群. 见: 中国科学院南京地质古生物研究所研究生论文集, 第 1 号. 南京: 江苏科技出版社. 285-348
- 周祖仁, Glenister B F & Furnish W M. 2000. 二叠纪菊石属 *Shengoceras* 的特大型标本在广西的发现. 古生物学报, 39(1): 76-80
- Heller F, 陈海泓. 1992. 四川武隆地区二叠-三叠系磁性地层学研究. 中国科学, B 辑, (12): 1317-1324
- Baud A, Atudorei V & Zachary S. 1995. The Upper Permian of the Salt Range revisited: New stable isotope data. *Permophiles*, (29): 39-42
- Bowring S A, Erwin D H, Jin Y G, Martin M W, Davidek K & Wang W. 1998. U/Pb zircon geochronology and tempo of the end-Permian mass extinction. *Science*, 280: 1039-1045
- Burov B V, Nugaliyev D K & Heeler F. 1996. Problems of palaeomagnetostratigraphic correlation between the Upper Permian stratotype and Tethyan marine formations. In: Shevelva A I *et al.* eds. Permian deposits of the Republic of Tatarstan, Kazan. 93-99

- Embry A. 1988. Triassic sea-level changes: Evidence from the Canadian Arctic Archipelago. In: Wilgus C K, Hastings B S, Ross C A, Posamentier H, Van Wagoner J & Kendall C G St C, eds. Sea level changes — An integrated approach. *SEPM Special Publication*, **42**: 249–259
- Embry A. 1990. A tectonic origin for third-order depositional sequences in extensional basins—implications for basin modeling. In: Cross T A ed. Quantitative dynamic stratigraphy. New Jersey: Prentice Hall. 491–501
- Furnish W M & Glenister B F. 1970. Permian ammonoid *Cyclolobos* from the Salt Range, West Pakistan. In: Kummel B & Teichert G eds. Stratigraphic boundary problems, Permian and Triassic of west Pakistan. *Kansas University, Department of Geology, Special Publication* **4**: 153–175
- Glenister B F & Furnish W M. 1961. The Permian ammonoids of Australia. *Journal of Paleontology*, **35**: 673–736
- Grabau A W. 1923. Stratigraphy of China, Part 1, Palaeozoic and older. Beijing: Geological Survey of China. 1–528
- Gradstein F M, Ogg J M, Smith A G, Bleeker W M & Lourens L J. 2004. A new geologic time scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, **27**(2): 83–100
- Haag M & Heller F. 1991. Late Permian to Early Triassic magnetostratigraphy. *Earth and Planetary Science Letters*, **107**: 41–54
- Hedberg H D. 1976. International stratigraphic guide: A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. New York: John Wiley and Sons. 1–200
- Heller F, Chen H H, Dobson J & Haag M. 1995. Permian-Triassic magnetostratigraphy — new results from South China. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **89**(3-4): 281–295
- Henderson C M. 2001. Conodont around the Guadalupian and Lopingian boundary in Laibin Area, South China: a report of independent test. *Acta Micropaleontologica Sinica*, **18**(2): 122–132
- Henderson C M, Jin Y G & Wardlaw B R. 2000. Emerging consensus for the Guadalupian-Lopingian boundary. *Permophiles*, (36): 3
- Henderson C M, Mei S L & Wardlaw B R. 2002. New conodont definitions at the Guadalupian-Lopingian boundary. In: Hills L V, Henderson C M & Bamber E W, eds. Carboniferous and Permian of the world: *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir* **19**: 725–735
- Huang T K. 1932. The Permian formations of southern China. *Memoirs of the Geological Survey of China, Ser. A*, **10**: 1–40
- Jin Y G. 1993. Pre-Lopingian benthos crisis. *Comptes Rendus XII ICC-P*, **2**: 269–278
- Jin Y G, Zhang J & Shang Q H. 1994. Two phases of the end-Permian mass extinction. In: Embry A F, Beauchamp B & Glass D J, eds. Pangea: Global environments and resources. *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir* **17**: 813–822
- Jin Y G, Wardlaw B R, Glenister B F & Kotlyar C V. 1997. Permian chronostratigraphic subdivisions. *Episodes*, **20**(1): 11–15
- Jin Y G, 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
- Kaiho K, Chen Z Q, Ohashi T, Arinobu T, Sawada K & Cramer B S. 2005. A negative carbon isotope anomaly associated with the earliest Lopingian (Late Permian) mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology*, **223**: 172–180
- Kajiwaru Y, Yamakita S, Ishida K, Ishiga H & Imai A. 1994. Development of a largely anoxic stratified ocean and its temporary mixing at the Permian/Triassic boundary supported by the sulfur isotope record. *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeocology*, **111**: 367–379
- Kotlyar G V & Pronina-Nestell G P. 2005. Report of the committee on the Permian System of Russia. *Permophiles*, (46): 9–13
- Kozur H W. 2003. Integrated Permian ammonoid, conodont, fusulinid, marine ostracod and radiolarian biostratigraphy. *Permophiles*, (42): 24–33
- Lambert L L, Wardlaw B R, Nestell M K & Pronina-Nestell G P. 2002. Latest Guadalupian (Middle Permian) conodonts and foraminifers from West Texas. *Micropaleontology*, **48**: 343–364
- Mei S L, Jin Y G & Wardlaw B R. 1994a. Zonation of conodonts from the Maokouan-Wuchiapingian boundary strata, South China. *Palaeoworld*, **4**: 225–233
- Mei S L, Jin Y G & Wardlaw B R. 1994b. Succession of Wuchiapingian conodonts from northeastern Sichuan and its worldwide correlation. *Acta Micropaleontologica Sinica*, **11**(2): 121–139
- Mei S L, Jin Y G & Wardlaw B R. 1998. Conodont succession of the Guadalupian-Wuchiapingian boundary strata, Laibin, Guangxi, South China and Texas, USA. *Palaeoworld*, **9**: 53–76
- Menning M, Jin Y G & Shen S Z. 1996. The Illawarra Reversal (265 Ma) in the marine Permian, Guangxi, South China. *Abstracts to 30th International Geological Congress, Beijing*, **2**: 9
- Molostovsky E A. 1992. Paleomagnetic stratigraphy of the Permian System. *International Geological Review*, **34**: 1001
- Shen S Z & Shi G R. 1996. Diversity and extinction patterns of Permian brachiopoda of South China. *Historical Biology*, **12**: 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
- Stanley S M & Yang X N. 1994. A double mass extinction at the end of the Paleozoic Era. *Science*, **266**: 1340–1344
- Sweet W C & Mei S L. 1999. The Permian Lopingian and basal Triassic Sequence in Northwest Iran. *Permophiles*, (33): 14–18
- Van Wagoner J C, Mitchum R M, Campion K M & Rahmanian V D. 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: concepts for high resolution correlation of time and facies. *AAPG, Methods in Exploration* **7**: 1–98
- Wang W, Cao C Q & Wang Y. 2004. Carbon isotope excursion on the GSSP candidate section of Lopingian-Guadalupian bound-

dary. *Earth and Planetary Science Letters*, **220**: 57–67

Wang X D & Sugiyama T. 2000. Diversity and extinction patterns of the Permian corals in China. *Lethaia*, **33**: 285–294

Wang X D & Sugiyama T. 2001. Middle Permian rugose corals from Laibin, Guangxi, South China. *Journal of Paleontology*, **75**: 758–782

Wang Y & Jin Y G. 2000. Topographic evolution of the Jiangnan Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **160**: 35–44

Wardlaw B R, Lambert L L & Nestell M K. 2001. Latest Guadalupian-earliest Lopingian conodont faunas from West Texas. *Permianophiles*, **39**: 31–32

Wardlaw B R & Mei S L. 1998. A discussion of the early reported

species of *Clarkina* (Permian conodonta) and the possible origin of the genus. *Palaeoworld*, **9**: 33–52

Wardlaw B R & Mei S L. 1999. Refined conodont biostratigraphy of the Permian and lowest Triassic of the Salt and Khizor Ranges, Pakistan. In: Yin H F & Tong J N, eds. Proceedings of the International conference on Pangea and the Paleozoic-Mesozoic transition. Wuhan: China University of Geosciences Press. 154–156

Waterhouse J B. 1982. An early Djulfian (Permian) brachiopod faunule from Upper Shyok Valley, Karakorum Range, and the implications for dating of allied faunas from Iran and Pakistan. *Contribution to Himalayas Geology*, (2): 188–233

## THE GLOBAL STRATOTYPE SECTION AND POINT (GSSP) FOR THE BOUNDARY BETWEEN THE GUADALUPIAN AND LOPINGIAN SERIES (PERMIAN)

JIN Yu-gan<sup>1)</sup>, SHEN Shu-zhong<sup>1)</sup>, C. M. Henderson<sup>2)</sup>, WANG Xiang-dong<sup>1)</sup>,

WANG Wei<sup>1)</sup>, WANG Yue<sup>1)</sup>, CAO Chang-qun<sup>1)</sup>, SHANG Qing-hua<sup>3)</sup>, and ZHENG Quan-feng<sup>1)</sup>

1) State Key Laboratory of Palaeobiology and Stratigraphy, Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing, 210008;

2) Department of Geology and Geophysics, University of Calgary, Calgary, Alberta, Canada T2N 1N4;

3) Institute of Vertebrate Paleontology and Paleoanthropology, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100044

**Abstract** The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the boundary between the Capitanian and Wuchiapingian stages, also the boundary between the Guadalupian and Lopingian Series is defined at the First Appearance Datum (FAD) of the conodont *Clarkina postbitteri postbitteri* at the base of Bed 6k in the Penglitan Section along the Hongshui River in Guangxi, South China. This point is within a chronomorphocline from *Clarkina postbitteri hongshuiensis* to *C. dukouensis* and nearly coincides with the Middle-Upper Absaroka Megasequence boundary and as such is documented within a continuously deposited carbonate lowstand succession with deep-water facies of the Maokou Formation below and deep-water facies of the Heshan Formation above. Furthermore, this point also coincides with a major extinction of various Permian fossils including ammonoids, brachiopods, corals, and fusulinaceans. The proximity to an apparently global major sequence boundary and extinction event will serve as a means of correlation of this GSSP into other regions in which the defining taxon is not present because of profound provincialism during the Middle and Upper Permian. Carbon isotopic trends and magnetostratigraphic signatures are also provided to help correlate this GSSP into other regions, including those with continental facies successions. The Tieqiao Section near the county town of Laibin is also described as a supplementary reference section.

**Key words** GSSP, Lopingian, Permian, Penglitan Section, Laibin, Guangxi, *Clarkina postbitteri postbitteri*