

关岭生物群的生活环境与演化

王尚彦

贵州省地质调查院, 贵阳, 550004

内容提要: 产于贵州关岭县新铺乡的上三叠统小凹组底部的关岭生物群, 主要由海生爬行类(鱼龙、海龙、鳍龙、盾齿龙等)、海百合、菊石、双壳、腕足、牙形刺、鱼类和植物组成, 以保存完整精美、数量巨大的海生爬行类和棘皮动物海百合为标志。通过岩相和古地理分析, 对关岭生物群的生活环境和演化可以得出两点结论。① 关岭生物群生活在水流强度小、相对贫氧的凹向北西的陆缘海湾, 离海岸最近的地方约 10 km。② 关岭生物群发生、发展、消亡和环境的变化关系密切。关岭生物群演化经历了几个演化阶段: 离岸稍远的稳定碳酸盐台地环境, 沉积形成竹杆坡组顶部; 一次规模较大的海退, 形成了竹杆坡组与小凹组岩层之间的突变; 离岸较近的海水深浅变化频繁的海湾环境, 沉积形成小凹组底部灰岩和含陆源碎屑灰岩互层段; 离岸相对不远的比较稳定的海湾环境时期, 关岭生物群就生活在这个时期; 强烈动荡的海洋环境, 沉积形成的是中厚—厚层的具大量滑塌、搅动构造的灰岩层, 关岭生物群受突如其来的灾难的影响, 迁移到其他地方生息繁衍, 结束了关岭生物群在该区的生活。

关键词: 关岭生物群; 生活环境; 环境演化; 贵州

关岭生物群产于贵州省会贵阳以西约 118 km 的关岭县新铺乡的晚三叠世早期地层小凹组底部。化石产地层中的主要生物门类有海生爬行类(鱼龙、海龙、鳍龙、盾齿龙等)、海百合、菊石、双壳、腕足、牙形刺、鱼类和植物。以保存完整精美、数量巨大的海生爬行类和棘皮动物海百合为标志。关岭生物群保存之精美、数量之丰富、门类之众多, 为世界同期地层罕见, 很多种类都是新类型。关岭生物群具重要科学价值, 是爬行动物演化研究的宝贵材料, 也是晚三叠纪地球表层环境的恢复研究的重要材料(Yang Ruidong et al., 1998; 刘俊, 1999; 李淳, 1999, 2000; 尹恭正等, 2000; 陈孝红等, 2003; Chen Lide et al., 2003; 孟繁松等, 2003; 徐光洪等, 2003; 王尚彦等, 2002, 2005; 王尚彦, 2005; Wang Shangyan et al., 2002; 王砚耕等, 2000; 罗永明等, 2002; 郝维诚等, 2004; 吕洪波等, 2004; 江大勇等, 2005)。关岭生物群的生活环境和埋葬环境也是十分独特的, 关岭生物群的发生、发展、消亡都与环境的演化关系极为密切。本文对关岭生物群的生活环境和演化作初步探讨。

产关岭生物群的岩层中, 除有游泳和浮游生物

外, 还有大量底栖生物双壳、部分菊石和腕足等。因此, 岩石的沉积环境基本上反映出当时生物的生活环境。

1 巴毛林剖面描述

笔者在关岭生物群分布区, 实测了数条剖面作为分析对比关岭生物群生态环境的基础资料。其中的巴毛林剖面交通方便、露头良好、具有代表性, 是重点研究剖面, 测试分析样品也大多采自该剖面。

剖面位于贵州省关岭自治县新铺乡巴毛林村寨南东约 1500m 的小河流西岸。贵州省地质调查院 2001 年 6 月实测。0 层为竹杆坡组的灰色泥晶灰岩, 厚大于 3m。1~18 层为小凹组第一段灰色不具纹层泥晶灰岩和深灰—灰黑色纹层(含少量泥质)泥晶灰岩互层, 厚 4.97m。19~33 层小凹组第一段主要为深灰—黑色纹层(含少量泥质)泥晶灰岩, 有的岩层几乎全由壳类生物化石堆积而成, 是主要的关岭生物化石群产出层, 厚 7.50m。34 层为小凹组第二段底部标志层, 相当稳定, 发育包卷层理和滑塌构造, 厚 0.45~3.0m。35 层为小凹组第二段纹层较发育泥晶灰岩, 由于泥质含量的差异, 造成风化面出现抗

注: 本文为 2001 年中国科学院王宽诚博士后基金项目、2001 年贵州省自然科学基金项目(编号[2001] 3075)、2002 年中国科学院西部之光项目、国土资源部自由探索项目(编号 2002415)和 2004 年贵州省优秀科技教育人才省长专项基金资助项目成果。

收稿日期: 2005-03-16; 改回日期: 2005-12-11; 责任编辑: 王思恩、章雨旭。

作者简介: 王尚彦, 男, 1961 年 11 月生。研究员, 博士。2000 年中国地质大学地层古生物专业博士毕业。中国科学院地球化学研究所博士后。贵州省地质矿产勘查开发局总工程师。主要从事地质矿产调查研究和管理工作。通讯地址: 550004, 贵州省贵阳市北京路 203 号; Email: wangshangyan@263.net。

风化能力强弱岩层交替互层出现的现象 厚大于 3m,之上岩层未描述。描述内容笔者根据野外补充观察和显微镜下观察结果作了部分补充修改。

小凹组第二段(未见顶):

35 层 灰色中厚层含粉砂质灰岩。沉积纹层发育。由于泥质含量的差异,造成风化面出现抗风化能力强弱岩层交替互层出现的现象。 厚>3m

34 层 灰色中厚—厚层泥晶灰岩。该层具大量包卷层理和滑塌构造。走向追索发现,岩层中普遍有包卷层理和滑塌构造,有些层理明显是在未固结情况下被挤压变形的,有的包卷层理厚达数米。该层厚度变化较大,剖面经过处厚 0.45m,有的地段达 2~3m。

小凹组第一段:

33 层 灰色厚层含泥质含生物屑泥晶灰岩。 厚 0.90m

32 层 灰色中厚层含泥质含生物屑泥晶灰岩。表面风化呈条带状,具水平纹层。产大量双壳类,菊石,双壳一般不完整。 厚 0.63m

31 层 灰色中厚层含泥质含生物屑泥晶灰岩,表面风化呈条带状,距底 12cm 有一海百合层,顶部见泥晶灰岩透镜体。产大量双壳类,少量菊石。

厚 0.37m

30 层 灰色中厚层含泥质含生物屑泥晶灰岩,局部见泥晶碳酸盐岩结核,结核长 45cm,宽 15cm,层间水平纹层发育,岩石表面风化呈条带状。距顶 19cm 为一海百合层,层间见许多海百合。 厚 0.41m

29 层 灰色中厚层含泥质含生物屑泥晶灰岩,岩石表面风化呈条带状。 厚 0.28m

28 层 深灰色中厚层含锰质、含泥质生物屑灰岩,纹层发育,表面风化呈条带状。层面上见大量双壳类及少量菊石。另产少量海百合茎。 厚 0.45m

27 层 灰色中厚层含泥质含生物屑泥晶灰岩,风化表面呈条带状,水平纹层发育,层间夹两根海百合茎,长者 76cm,宽 1.2cm。 厚 0.37m

26 层 灰色厚层状含泥质含生物屑泥晶灰岩,纹层厚 2~5mm。产大量双壳类,少量菊石,双壳大小混杂。距面 45cm 为一海百合层,海百合在该层中—上部较多。 厚 1.10m

25 层 灰色中厚层含泥质含生物屑泥晶灰岩,水平纹层发育。产大量双壳、菊石及少量海百合茎,大小混杂,保存较完整。 厚 0.33m

24 层 灰色中厚层含泥质含生物屑泥晶灰岩,水平纹层发育,纹层厚 2~5mm。产较多双壳类。

厚 0.36m

23 层 灰黑色薄层状含泥质含生物屑泥晶灰岩。产较多菊石、双壳,保存较好。 厚 0.40m

22 层 灰色中厚层含泥质含生物屑泥晶灰岩,水平纹层极发育,表面风化呈条带状。 厚 0.43m

21 层 灰色薄层状含泥质含生物屑泥晶灰岩。岩石表面风化呈条带状,纹层发育。产较多双壳、菊石,保存不完整。 厚 0.45m

20 层 灰色中厚层含泥质含生物屑泥晶灰岩,水平纹层发育,纹层厚 2~5mm。产较多双壳及菊石,双壳有的破碎,有的完整,另产少量海百合茎。

厚 0.17m

19 层 深灰色薄层含泥质含生物屑泥晶灰岩,水平层发育,纹层厚 2~5mm。产少量双壳菊石。

厚 0.40m

18 层 灰色中厚层状含生物屑泥晶灰岩。 厚 0.23m

17 层 灰色薄层状含泥质含生物屑泥晶灰岩。发育水平层理。产较多双壳。 厚 0.10m

16 层 灰色中厚层含生物屑泥晶灰岩。风化面上见数颗海百合茎。 厚 0.12m

15 层 深灰色薄层含泥质含生物屑泥晶灰岩。发育水平层理。产较多双壳、菊石。 厚 0.23m

14 层 灰色中厚层含生物屑泥晶灰岩。偶见小型双壳类。 厚 0.14m

13 层 深灰色薄层状含泥质含生物屑泥晶灰岩。发育水平层理。产少量双壳,菊石。 厚 0.24 m

12 层 灰色厚层状含生物屑泥晶灰岩。岩石下部 20cm。见含铁锰质的岩石条带,断续状,向上逐渐减少。

厚 0.50m

11 层 深灰色薄层含泥质含生物屑泥晶灰岩。发育水平层理。产较多菊石、双壳。 厚 0.48m

10 层 灰色中厚层含生物屑泥晶灰岩。 厚 0.11m

9 层 深灰色薄层状含泥质含生物屑泥晶灰岩。发育水平层理。产较多双壳,少许菊石。 厚 0.43m

8 层 灰色中厚层含生物屑泥晶灰岩。偶见双壳类。 厚 0.27m

7 层 灰色薄层状含泥质含生物屑泥晶灰岩。发育水平层理。产少量双壳、菊石。 厚 0.23m

6 层 灰色中厚层含生物屑泥晶灰岩,风化面上见少许介壳及菊石碎片。 厚 0.33m

5 层 灰色薄层状含泥质含生物屑泥晶灰岩,风化岩层显发育的毫米级水平层理。产少量双壳类。

厚 0.23m

4 层 灰色中厚层含生物屑泥晶灰岩。偶见菊石碎片。 厚 0.47m

3 层 深灰色薄层状含泥质含生物屑泥晶灰岩,风化岩层显发育的毫米级水平层理。产少量双壳类。

厚 0.55m

2 层 灰色中厚层含生物屑泥晶灰岩。偶见双壳类。 厚 0.12m

1 层 深灰色薄层含泥质含生物屑泥晶灰岩。风化岩层显发育的毫米级水平层理。产少量双壳、菊石。

厚 0.19m

——整合——

竹杆坡组

0 层 灰色中厚层含生物屑泥晶灰岩。风化面上偶见介壳及菊石。 厚>0.30m

2 岩相古地理分析

将贵州、云南、广西交界处关岭生物群生活的晚

三叠世早期地层中的海相和陆相地层出露区标示出来。海相岩层和陆相地层出露区,是比较确定的当时海洋和陆地的分布区。在海相地层和陆相地层之间,有一个区域没有这个时期的地层露头。这个区域可能是陆地,也可能是海洋,当然更有可能是海陆过渡带。一般来说,有陆相地层露头区必然是陆地,无地层出露的地区很可能也是陆地(当时的剥蚀区)。因此,从概率的角度考虑,笔者在海相地层和陆相地层露头区之间,在靠近海相地层露头的三分之一处连线,可以大致推测出研究区晚三叠世早期的海洋和陆地环境分界线。从这个图上可以看出,关岭生物群产地处于凹向北西的陆缘海湾(图1)。从图上可以看出,关岭生物群产地离岸较近的地方约10km。若把海陆界线划在海相和陆相岩层露头位置的二分之一的地方,则关岭生物群产地离岸较近的地方约30km(王尚彦等,2002)。该区地层没有被构造严重破坏,岩层相对位置可以认为没有太大位移变化。也就是说,现在的海陆相地层的分布基本上反映了当时海陆环境的分布(王尚彦等,

2002)。产关岭生物化石群的小凹组底部,由薄层灰岩和钙质页岩组成。这些岩石中,普遍含有陆源碎屑(砂、泥质、水云母等),说明其形成环境离陆地不远。在产关岭生物化石群的岩层中,含有较多直径一般为几十厘米,大者1m多的圆形、椭圆形、长柱状碳酸岩盐结核(当地居民俗称“石胆”),这些结核中往往有1~3条陆生植物茎干化石。在钙质页岩中,还偶见有陆生植物叶片化石。显然,这些生长在陆地上的植物类,是死亡后冲入海中漂移在该地沉积下来的,这也说明关岭生物群生活环境离岸不远。

岩石宏观特征表明关岭生物群生活在水体比较平静的海洋中。产关岭生物化石的岩层毫米级水平层理很发育,是沉积水体相对安静、水动能不强的直接证据。它们是悬浮沉积作用的标志。除产关岭生物群的顶部岩层外,还未发现明显的快速沉积和强水流动沉积标志。

岩石特征显示,关岭生物群生活环境沉积底层相对缺氧。产关岭生物群的岩层颜色深,多为深灰、灰黑色,有机质含量较高。这是当时沉积水体相对缺氧的重要证据。

3 岩石微相分析

关岭生物群化石主要产出层位及其上、下地层的岩石类型主要有三类:含生物碎屑泥晶灰岩、(微含泥质)含生物屑泥晶灰岩和(含泥质)含粉砂质不等晶灰岩。这三类岩石的特征总体基本相同但略有差异。不同类型的岩石,形成环境是不同的。也就是说岩相特征可以提供沉积环境信息(王尚彦等,2005)。

含生物碎屑泥晶灰岩,分布于竹杆坡组顶部和小凹组底部(巴毛林剖面的0层、2层、4层、6层、8层、10层、12层、14层、16层、18层)。产出位置不同,但岩石的组成、成分、结构、构造等基本相同,可以认为它们的形成环境也基本相同。岩石成分分布

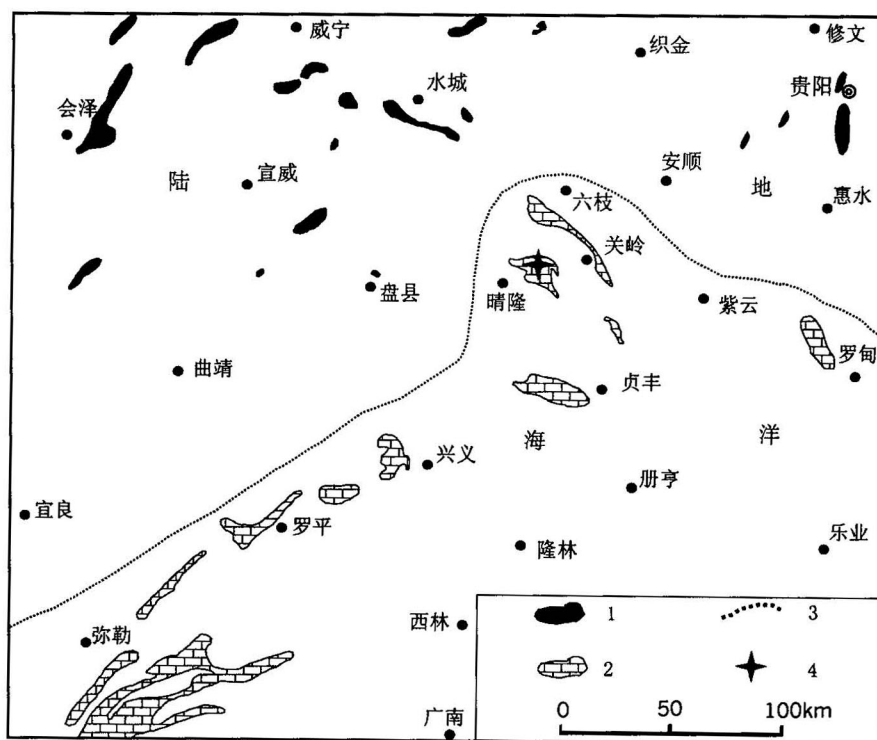


图1 关岭生物群生活环境

Fig. 1 Environment of the Guanling Biota

1—晚三叠世早期的陆相地层出露区;2—晚三叠世早期的海相地层出露区;
3—推测的海陆界线;4—关岭生物群产地位置

1—Outcrop area of early Late Triassic terrestrial formation; 2—outcrop area of early Late Triassic marine formation; 3—referred boundary between sea and land; 4—location of Guanling Biota

均匀,纹层构造不发育,表明其沉积作用以悬浮沉积为主,环境比较稳定,安静,变化小,不受牵引流影响。岩石中灰泥含量高(80%~90%)。颗粒主要为保存没有优选方位的生物碎屑,而且生物碎屑多破碎强烈,显示这些生物碎屑是异地而不是原地的。再者,岩石成分较纯,以泥晶质方解石为主(96%以上)。这些特征说明环境离岸较远,海水较深(浪击面以下)。

(微含泥质)含生物屑泥晶灰岩,分布在小凹组底部不含泥质灰岩与其互层的岩性段和产关岭生物群岩层(巴毛林剖面的1层、3层、5层、7层、9层、11层、13层、15层、17层,19层~33层)。这类岩石和前述岩石的最大不同是:颜色深(深灰—黑色),纹层发育,具水平层理,含少量泥质。还有一些岩层主要由双壳类、菊石化石组成。含有一些泥质,说明沉积时离岸较近,造成细粒陆源物质有少量进入沉积盆地。它们和灰泥(细粒方解石)、异地搬运来的生物碎屑以及原地死亡的生物遗体保存在一起。发育的纹层显示当时的环境不是很稳定,环境频繁变化造成物质供应的数量和类型频繁变化,形成纹层构造。这些层理为水平纹层,指示沉积作用以悬浮方式为主,少牵引流影响。由此可以看出,环境水体总体仍比较安静。

(含泥质)含粉砂质不等晶灰岩,主要分布于产关岭生物群岩层之上的岩层(巴毛林剖的35层和35层以上岩层)。岩层宏观上有抗风化岩层和弱抗风化岩层相互交替出现特征。这一现象是岩石泥质含量差异造成的,相对含泥质较多的岩层,抗风化能力就弱些。这些岩层肉眼宏观观察,除层理类型和产关岭生物群岩层(19层~33层)差异明显外(该类岩石波状层理,交错层理较多),其他差别很难看出不同。但镜下观察就发现它们在成分结构上有较大差异。首先,陆源碎屑物含量较多,颗粒较粗。陆源碎屑物总量接近10%左右,而且除细粒泥质外,还有粉砂质碎屑。再者,还含有较多的含锰方解石。这些特征说明,环境离岸更近,造成陆源物质数量增加、颗粒变粗。这个时期海水比较动荡,形成沉积层中有交错层理存在,也造成基底和颗粒的比值相对前两类岩石小。这也说明,一场突然较强的地质作用造成有大量包卷和滑塌沉积构造的35层沉积之后的海洋环境仍然是动荡不安的。

4 地球化学元素的环境意义

含关岭生物化石群的岩层和其上下岩层的地球

化学特征,提供了非常重要的关岭生物群生活环境和环境演变的信息。为了综合分析关岭生物群的生活环境,笔者以巴毛林剖面为基础,采集了41件岩石样品作了B、Li、Sc、Ti、U、Cr、Mn、Co、Ni、Cu、Zn、Ga、Ge、As、Se、Rb、Sr、Y、Zr、Nb、Mo、Ag、Cd、In、Sn、Sb、Te、Cs、Ba、La、Ce、Pr、Nd、Sm、Eu、Gd、Tb、Dy、Ho、Er、Tm、Yb、Lu、Hf、Ta、W、Re、Hg、Tl、Pb、Bi、Th、V 53种元素的含量分析。样品由中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室用ICP-MS仪器测试(王尚彦,2005)

4.1 B(硼)元素提供的环境信息

硼元素对水体中盐度反映最灵敏。沉积物中的硼,除去陆源碎屑中(如电气石)带来者外,就是从水体中吸收来的。大量分析资料表明,沉积物的硼含量与水体的硼含量有关,因而岩石中硼含量可以作为古沉积环境指标。

Degens等(1957)认为,海水中硼的收支基本上保持平衡,因而地史时期海水的硼含量变化不大,不同地质年代的地层中,含硼量无定向差异。当然,沉积物中硼的含量,不仅取决于沉积介质的性质,而且还受沉积物粒度、矿物成分、有机质含量、次生变化等影响。虽然,笔者研究分析剖面中的岩石内的硼元素含量会受多种因素,特别是成岩及后期作用影响,但由于其厚度不大,遭受的后期地质作用基本相同,因此,相对变化特征,可以反映相对环境变化特征。

从测试数据看,竹杆坡组顶部和小凹组底部的硼含量随岩性特征不同,硼含量也不同(表1)。而不同岩性又是在不同的沉积环境下形成的,因此,产关岭生物群岩层硼元素含量变化也反映了其沉积时环境的变化。

灰岩硼含量比含陆源碎屑的灰岩或含灰质碎屑

表1 巴毛林剖面B元素含量($\times 10^{-6}$)

Table 1 Boron content($\times 10^{-6}$) in Bamaolin section

编号	含量	编号	含量	编号	含量	编号	含量
0w1	3	10w	2	20w	7	31w	4
0w2	2	11w	37	22w	3	32w1	41
0w3	3	12w	2	23w	42	32w2	43
1w	57	13w	55	24w	48	33w	2
3w	226	14w	2	25w	66	34w1	2
4w	2	15w	132	26w	5	34w2	53
5w	125	16w1	8	27w1	32	34w3	45
6w	5	16w2	9	27w2	3	34w4	27
7w	13	17w	120	28w	68		
8w	9	18w	4	29w	3		
9w	46	19w	96	30w	2		

岩的含量低,而且硼元素含量比较稳定,变化不大。灰岩中硼含量 $2 \times 10^{-6} \sim 9 \times 10^{-6}$,一般 $< 10 \times 10^{-6}$,以 $2 \times 10^{-6} \sim 3 \times 10^{-6}$ 为主。含陆源碎屑较多的岩层,硼含量变化较大,硼含量 $2 \times 10^{-6} \sim 226 \times 10^{-6}$,一般 $> 30 \times 10^{-6}$,以 $30 \times 10^{-6} \sim 70 \times 10^{-6}$ 为主。小凹组中硼元素含量变化与沉积环境演变一致。从竹杆坡顶部、小凹组底部关岭生物化石群产出岩层及上部,即测试样品 0w1~35w,硼含量呈现 4 个不同区段(图 2)。

第一区段(A):巴毛林剖面竹杆坡组顶部,包含样品 0w1~0w3。岩性单一,为灰白色薄—中厚层灰岩。硼含量 $2 \times 10^{-6} \sim 3 \times 10^{-6}$ 。

第二区段(B):巴毛林剖面小凹组 1~23 层,包含样品 1w~23w。灰岩和含泥砂质灰岩(或钙质页岩)两种岩性交互出现,呈韵律结构。上部 19~23 层岩性比较单一,岩性和第三区段基本相同。灰岩中硼含量和竹杆坡组基本相同, $2 \times 10^{-6} \sim 9 \times 10^{-6}$,含碎屑岩的岩层硼含量一般 $> 30 \times 10^{-6}$ 。硼元素含量与岩性一致,同步大小交替变化。

第三区段(C):巴毛林剖面毛凹组 19~33 层,包含样品 19w~33w。24w~33w,岩性主要由钙质页岩和含砂(泥)质灰岩组成,硼含量变化比较大, $2 \times 10^{-6} \sim 70 \times 10^{-6}$ 为主。28 层含锰较高的岩层硼含量也较高,为 68×10^{-6} 。

第四区段(D):巴毛林剖面小凹组 34 层及其上,包含样品 34w1~34w4。34 层岩层为中厚—厚层具大量滑塌构造的灰岩,硼含量较低(2×10^{-6}),其上岩层含陆源碎屑较多,硼含量又增高($53 \times 10^{-6} \sim 27 \times 10^{-6}$)。

竹杆坡组岩性为灰白色薄层中厚层泥—细晶灰岩,生物较多,未见明显牵引流形成的沉积构造,不含或陆源碎屑含量很少,仅层间有少量陆源碎屑。这说明沉积环境海水比较洁净,沉积水体水动能不强,以悬浮化学沉积方式为主。显示其沉积环境水体较深。小凹组底部的灰岩特征与竹杆坡组基本相同,只是颜色略深,含陆源碎屑多。因而形成环境大致相似。这就使硼元素含量也基本相同,也就是说,巴毛林剖面中,灰岩沉积环境的硼元素含量低,一般 $< 10 \times 10^{-6}$,以 $2 \times 10^{-6} \sim 5 \times 10^{-6}$ 为主。相对来说,陆源碎屑的加入会使岩层中的硼含量增加。这说明,该剖面中,低硼含量代表的是海洋沉积环境稳定,海水洁净度高,陆源物质少。高陆源物质含量,代表沉积环境离岸较近,陆地剥蚀作用强烈,地壳隆升或其他运动强烈。

综上所述,通过对巴毛林剖面的研究分析,结合岩相特征,可以得出其硼元素含量垂向变化和環境变化信息。竹杆坡组形成,为碳酸岩台地,海水稳定洁净,以化学内沉积和生物为主,因而硼含量低。竹杆坡组与小凹组接触界线附近,是岩性转换面,是一个层序界面,当然也是一个沉积环境转换面。在这个转换面之上的岩层,含陆源碎屑较多的岩石(第 3 层和第 5 层)硼含量突然增高,高达 125×10^{-6} 和 226×10^{-6} ,比灰岩高出几十倍,甚至上百倍。这说明 2 个岩石组合转换时期的沉积环境也是急剧变化的。显示海水退去,离岸较近。1 层~18 层,是较纯灰岩与含陆源碎屑灰岩(或钙质页岩)交互出现地层段。相互的硼含量对立小大交互变化。反映出沉积环境由碳酸盐台地向浅海(或滨岸)陆源碎屑沉积环境的过渡时期,沉积环境也是频繁交替变化。19 层以后,较纯灰岩就较少,这是沉积环境变化的结果。15~19 层,含陆源碎屑灰岩中的硼含量又一次变高, $96 \times 10^{-6} \sim 132 \times 10^{-6}$,比其上下岩层中都高。为显示又有一次海退。这些特征显示,岩性(组合)转换附近,也是沉积环境转换时期,陆源碎屑沉积物中含硼量增大。有几个特殊层,硼含量特征也有一定规律。28 层为含锰较多岩层,硼含量较高(68×10^{-6}),这是个慢速沉积层,相对陆源碎屑较多。30 层和 31 层中含大量大型碳酸盐结核,硼含量较低($2 \times 10^{-6} \sim 4 \times 10^{-6}$)。34 层为中厚—厚层具大量滑塌构造的灰岩,硼含量较低(2×10^{-6}),其上岩层又增高($53 \times 10^{-6} \sim 27 \times 10^{-6}$)。

4.2 Ce(铈)元素提供的环境信息

Ce 为变价元素,在氧化环境下很容易从 Ce^{3+} 氧化为 Ce^{4+} ,形成难溶解的 CeO_2 沉淀,造成海水中 Ce 亏损(Wright et al., 1987)。因此,岩石中 Ce 的含量,可以提供有关古沉积环境的氧化还原条件信息。Wright 等提出了计算 Ce 异常的公式:

$$Ce_{anom} = \lg \frac{3Ce_n}{2La_n + Nd_n}$$

式中 Ce_n 、 La_n 和 Nd_n 分别为样品中 Ce、La 和 Nd 值经球粒陨石标准化或北美页岩标准化后的值。一般说来, $Ce_{anom} < -0.1$ 代表氧化环境, > -0.1 代表还原环境(南君亚等, 1998)。

笔者计算了巴毛林剖面中岩石样品 Ce、La 和 Nd 元素含量值并用球粒陨石值作了标准化计算,从计算的结果显示出 2 个明显特点:

(1) 整个剖面中, Ce_{anom} 普遍较高,绝大部分大于零。40 多件样品中,仅有 9 件小于零。说明当时沉

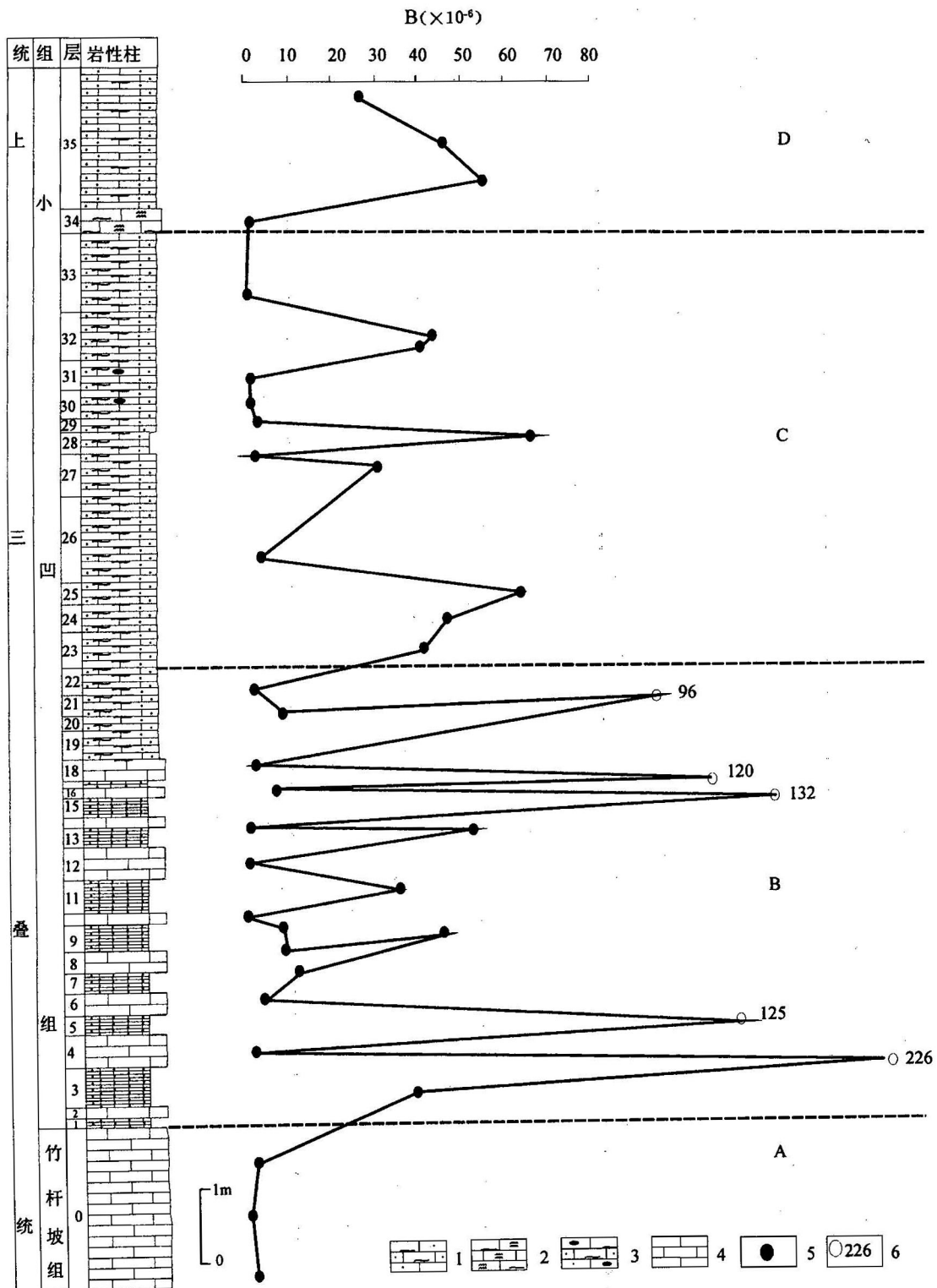


图 2 巴毛林剖面硼元素含量垂向变化特征

Fig. 2 Vertical changes of boron content in Bamaolin section

1—纹层状灰岩; 2—具包卷层理灰岩; 3—含碳酸盐结核灰岩; 4—灰岩; 5—硼元素含量位置; 6—含量大于 80×10^{-6} 及数值
 1—Limestone with lamellae; 2—limestone with involution beddings; 3—limestone with carbonate concretion; 4—limestone;
 5—location of boron content; 6—boron content $> 80 \times 10^{-6}$ and its value

积水体总体是相对还原的。

(2) 剖面垂向上也有一些变化。突出的一点是,主要产化石的岩层(26层~32层)中 Ce_{anom} 较小。它们小于零, -0.25 至 -0.19 , 显示出相对氧化的特征。

Ce_{anom} 值反映的环境信息和其他沉积环境显示出的沉积环境特征基本一致。前已述及,岩相特征以及古生态特征都反映出关岭地区晚三叠世早期海洋是相对贫氧的。相对而言,关岭生物群中大量生物出现时,海水相对还要富氧一些。这也可以理解,如果当时水体是“一潭死水”,处于还原环境,就不会有大量生物来这里“安居乐业”。但海洋水体中相对富氧,并不代表沉积底层(即沉积物—海水接触面附近)是富氧的。如果沉积底层附近处于强氧化环境,大量的生物骨骼是难以保存下来的,会被氧化分解。因为沉积构造表明,关岭生物群产出地层的沉积速率并不高。

当然,小凹组底部的一些灰岩层和竹竿坡组顶部的一些灰岩层是不是也在还原条件下形成是一个值得探讨的问题。这些灰岩大多数为深灰色,中厚层,以泥—微晶灰岩为主。沉积构造为水平沉积和块状构造,少见牵引流作用沉积构造。生物化石不是很富集,大多数是异地搬来的,少见原地底栖生物存在。这些特征反映出当时灰岩的沉积环境至少不是海洋生物大量繁盛的浅水环境,海水并不富氧。

4.3 微量元素比值提供的环境信息

一般认为,岩石中的 Rb/La 、 Zr/Y 、 Sr/Ba 、 Th/U 的值对环境变化比较灵敏,能提供相关的古沉积环境信息。

Zr/Y 值常被用来作为判离陆源区远近的地球化学参数。 Zr/Y 值越小,表示离陆源区越远,一般来说海水越深。反之,则表示离岸较近,海水也较浅(南君亚等,1998)。巴毛林剖面中,从 Zr/Y 值也可以得出许多古环境信息。首先,较纯的灰岩的 Zr/Y 值明显小于含陆源碎屑灰岩(或钙质页岩)。说明较纯的灰岩形成时离岸稍远。再者,关岭生物主要化石产出层位(25层~30层), Zr/Y 值较高,反映当时沉积环境离岸较近。这和实际情况是相符的,与笔者等通过其他沉积环境标志分析的结论基本一致。

Yb/La 是一个反映海水相对深浅的地球化学参数。在浅海环境中的海水相对富轻稀土元素,在深海环境中的海水相对富重稀土(南君亚等,1998)。 Yb/La 值小,指示相对海平面低。 Yb/La 值在巴毛林剖面上呈现的规律变化:顶部和底部这些较纯的

灰岩段, Yb/La 值较大,反映当时海平面相对较高,离岸较远,海水较深。主要关岭生物群化石产出层位(25层~31层)的 Yb/La 值相对较小,反映出相对海平面较低,离岸较近,海水较浅。

岩石中 Sr/Ba 值也是反映古沉积环境的一个有用的参数。一般来说, Sr/Ba 值大反映离岸越远,海水越深。 Ba^{2+} 和 Sr^{2+} 与海水中的 SO_4^{2-} 化合形成 $BaSO_4$ 和 $SrSO_4$ 。 $BaSO_4$ 易于沉淀,而 $SrSO_4$ 的溶解度很大,可以迁移到较远的海区通过生物作用沉积下来。因此,陆相中比海相的小,海相中 $Sr/Ba > 1$, 陆相中 $Sr/Ba < 1$ 。巴毛林剖面的 Sr/Ba 比值对岩性反应敏感,而不同的岩性形成于不同的沉积环境,因此 Sr/Ba 比值对环境的变化反应也是比较敏感的。首先,较纯灰岩中的 Sr/Ba 值较高,竹竿坡组的0层,小凹组的8层、10层、12层和34层相对较高。而含陆源碎屑物的灰岩和钙质页岩中 Sr/Ba 较小。这一现象反映出较纯的灰岩沉积时,离岸稍远,海水较深,相对海平面较高,而含陆源碎屑物的灰岩和钙质页岩则形成环境相反。

Th/U 值也能提供一定的古环境信息。因为放射性元素 Th 和 U 有着不同的地球化学性质。 U 不稳定,风化过程中易被氧化和淋失, Th 较稳定,风化过程中多残留在原地的残积物中。因此,海洋沉积物中 Th/U 较小,陆地沉积物中 Th/U 较大。在巴毛林剖面的 Th/U 值中,较纯的灰岩中的 Th/U 明显大于含碎屑碎屑物的岩石。通过前面分析可知,较纯灰岩形成环境离岸较远,相对海平面较高,海水较深。 Th/U 值大,可能是 Th 较 U 稳定,进入海水中的 Th 和 U , Th 能够被海水带得较远的原因。

通过前面的几个微量元素的比值分析可以总结出关岭生物群化石产出层位及其上下岩层的沉积环境特征。① 较纯的灰岩形成环境离岸较远,相对海平面较高,海水较深;含陆源碎屑物的岩层(含砂泥质灰岩和钙质页岩)形成时,环境离岸较近,相对海平面较低,海水较浅。② 相对来看,0层(竹竿坡组)、34层(主要化石产出层位之上)、2层、4层、6层、8层、10层、12层、14层、16层、18层、20层等(主要化石产出层位之下)中的灰岩形成环境离岸较远;主要产化石的岩层(25层~31层)形成时的古海洋离岸较近。

5 环境演变与生物群的发生、发展及消亡

根据关岭生物群化石主要产出地层及其上、下

地层中的沉积岩石的宏观和微观特征分析,可以大致恢复关岭生物群发生、发展、消亡与环境演变的过程。

中三叠世晚期,贵州除东部铜仁、玉屏、锦屏一带为陆地外,其他地区处于一片汪洋大海之中。这时期的海洋古地理环境分异还是比较明显的。大致沿贞丰、安顺、贵定、凯里、榕江一线,北为碳酸盐台地环境,南为以碎屑岩沉积为主的陆棚环境,罗甸附近有孤立碳酸盐台地。在碳酸盐台地边缘,为台地边缘滩礁和台缘斜坡环境。

晚三叠世早期,在中三叠世晚期环境格局的基础上,进一步发展演化。海水逐渐退去,贵州北部大部分地区成为陆地,仅南部还处于海洋环境。在离岸不远的关岭地区,这里处于一个开口向南东的海湾环境,海水平静,适宜生物生活,大量多门类生物迁聚这里,生栖繁衍。生活了一段时间(大约几十至一百万年左右)后,由于地壳运动,造成环境变化,不再是大量多门类生物喜欢生活的环境,它们死亡或迁移到别处生活。这里要说明的是,这些生物只是不愿意或不能生活在该区,不是绝灭而只是在该区消亡。综合分析关岭生物群生活环境的演变,可以分为以下几个阶段。

5.1 离岸稍远的碳酸盐台地环境时期

这时,沉积形成竹杆坡组顶部。关岭地区基本上继承了中三叠晚期形成的碳酸盐台地环境。离岸较远,很少陆源碎屑物供应。海水相对安静,沉积物以悬浮沉积为主。海水相对较深,沉积底层相对缺氧。

竹杆坡组沉积后,沉积环境突然明显变化。海水大规模向南退去,形成了竹杆坡组与小凹组岩层之间的突变。尔后,又一次海侵,海水逐渐淹没地表,下一个沉积阶段开始。

5.2 离岸较近的海水深浅变化频繁的海湾环境时期

这段时期,沉积形成小凹组底部灰岩和含陆源碎屑灰岩互层段。海水侵没关岭地区初期,海水相对较浅,沉积物来源主要有两类,一类是陆源碎屑物,一类是盆内沉积物碳酸岩盐。沉积形成的是深灰,灰黑色薄层含水平纹层的含陆源碎屑物的灰岩。随着海水的逐渐加深,海岸线向北(北西)推进,关岭地区离岸较远。这一时期,逐渐以盆地内化学沉积占主导地位,沉积形成灰色薄—中厚层灰岩。这一时期,至少有 9 个这样的旋回。这是竹杆坡组较稳定的环境经过一次规模较大的海退事件过后,地表不稳定,海水多次反复进退造成的。相对来说,这是一段环境变

化频繁的动荡时期。

5.3 离岸不远的相对稳定的海湾环境时期

关岭生物群生活的最佳时期,沉积形成了含陆源碎屑灰岩。地球表层经过前一段时期的动荡,逐渐趋于稳定。关岭地区,离岸不远,海水相对安静,海水深浅适中,气候温暖,是生物生活的优良场所。这时,大量不同门类的生物迁居在关岭地区生活。不同门类生物各取所需,构成了一个很好的生物链:各类生物的排泄物是海洋中微小生物的食物;微小生物又是海百合、双壳、菊石的良好食物;海百合、双壳、菊石、鱼类等可能是大型海生爬行类(海龙、鱼龙、椎齿龙等)的捕食对象;陆地植物死亡后漂移到海水面附近,海百合、双壳等附着其上,以假浮游方式生活。

5.4 强烈动荡的海洋环境时期

这一时期时间不会很长。沉积形成的是中厚—厚层的具大量滑塌、搅动构造的沉积岩层。这一层事件沉积层相当稳定。关岭生物化石群主要产于该层之下。

关岭地区,众多生物家族在一段繁荣生活后,突然,一场灾难性的地质作用发生了。起因可能是地震或其他强烈地质作用,使得海水强烈搅动,把沉积底层尚未完全固结的岩层掀翻、搅动,造成大量的滑塌、包卷构造,有的包卷构造厚达数米。这里生活的关岭生物群,受突如其来的灾难影响,吓得逃之夭夭,迁移到其他地方生栖繁衍。

对于生物来说,灾难性事件过后,这里的生活环境有所改变,不适合再生活在这里了。因此,该层之上就很少见大量多门类古生物化石存在。实质上,该层之上还有多层这样存在滑塌和包卷构造的沉积岩层,说明关岭地区此后有多次强烈引起海水动荡的地质作用发生。这之后晚三叠时,关岭再也不是大个体海洋生物生活的优质环境。

关岭生物群就这样在晚三叠世初期来到关岭这个“生栖繁衍地”,在突然的地壳动荡迫使下,逃离这片海洋。

6 结论

通过岩相古地理分析、岩石微相分析、地球化学元素分析和生物特征分析,对关岭生物群的生活环境和演化可以得出以下几点结论。

(1) 关岭生物群生活环境处于凹向北西的陆缘海湾,离海岸最近处约 10km。

(2) 关岭生物群生活环境生活在水动能不强、总体相对贫氧的环境。但关岭生物群生活时期的环

境水体相对上下岩层沉积时环境又相对富氧一些。

(3) 关岭生物群发生、发展、消亡和环境的变化的关系密切。综合主要化石岩层及其上下岩层的岩石特征宏观特征和地球化学元素特征,可以推论出环境演变阶段及其与关岭生物群演化的关系。第一阶段为离岸稍远的稳定碳酸盐台地环境时期,沉积形成竹杆坡组顶部。竹杆坡组沉积后,一次规模较大的海退,形成了竹杆坡组与小凹组岩层之间的突变。第二阶段为离岸较近的海水深浅变化频繁的海湾环境时期,沉积形成小凹组底部灰岩和含陆源碎屑灰岩互层段。这是竹杆坡组较稳定的环境经过一次规模较大的海退事件过后,地表不稳定,海水多次反复进退造成的。相对来说,这是一段环境变化频繁的动荡时期。第三阶段为离岸不远的相对稳定的海湾环境时期,沉积形成了含陆源碎屑的灰岩。海洋相对安静,海水深浅适中,气候温暖,是生物生活的优良场所,关岭生物群就生活在这个时期。第四阶段为强烈动荡的海洋环境时期,沉积形成的是中厚—厚层的具大量滑塌、搅动构造的沉积岩层。由于环境的突然改变,造成在这里生活的关岭生物群不再适应新的环境,死亡或迁移到其他地方生栖繁衍,结束了关岭生物群在该区的生活。

参 考 文 献

- 陈孝红,程龙. 2003. 贵州晚三叠世关岭生物群大型鱼龙化石一新属种. 地质通报, 22(4): 228~235.
- 郝维城,孙元林,江大勇,杨守仁,等. 2004. 贵州省关岭县—贞丰县三叠系法郎组头足类研究. 地质学报(英文版), 77(4): 430~439.
- 江大勇, Ryosuke MOTANI, 李淳, 郝维城, 孙元林, 孙作玉. 2005. 贵州三叠纪关岭生物群: 二叠纪末期大绝灭后生物在古海洋中复苏的一个标志. 地质学报(英文版), 79(6): 729~738.
- 刘俊. 1999. 贵州三叠纪鳍龙类的新发现. 科学通报, 44(12): 1315~1317.
- 李淳. 1999. 贵州三叠纪一新鱼龙类的初步研究. 科学通报, 44(12): 1318~1321.
- 李淳. 2000. 贵州关岭上三叠统的楯齿龙类化石. 古脊椎动物学报, 38(4): 314~317.
- 吕洪波, 章雨旭, 肖加飞. 2004. 贵州贞丰中三叠统关岭组中 *Chirotherium*——原始爬行类足迹研究. 地质学报, 78(4): 468~474.
- 罗永明, 喻美艺. 2002. 孙氏新铺龙头骨再研究. 贵州地质, 19(2): 71~75.
- 孟繁松, 李旭兵, 张振来, 等. 2003. 贵州关岭生物群中发现完美的植物化石. 地质通报, 22(4): 271~273.
- 南君亚, 周德全, 叶健骅, 等. 1998. 贵州二叠纪—三叠纪古气候和古海洋环境的地球化学研究. 矿物学报, 18(2): 239~249.
- 孙作玉, 郝维城, 江大勇. 2003. 贵州关岭动物群时代的牙形石地层证据. 北京大学学报(自然科学版), 39(1): 118~125.
- 王尚彦, 王宁, 罗永明, 等. 2002a. 贵州关岭上三叠统瓦窑组中碳酸盐结核形成的生物作用. 地质通报, 21(2): 855~857.
- 王尚彦, 王敏, 刘家仁. 2005. 关岭生物群产出地层的岩石微相和环境意义. 贵州地质, 22(1): 43~45.
- 王尚彦. 2005. 关岭生物群生态环境研究. 北京: 地质出版社, 27~70.
- 王砚耕, 王立亭, 王尚彦. 2000. 试论关岭动物群及其科学意义. 贵州地质, 17(3): 145~151.
- 徐光洪, 牛志军, 陈辉明. 2003. 贵州关岭三叠系竹杆坡组、小凹组头足类化石兼记关岭生物群的时代. 地质通报, 22(4): 254~265.
- 尹恭正, 周修高, 曹泽田, 等. 2000. 贵州关岭晚三叠纪早期海生爬行动物的初步研究. 地质地球化学, 28(3): 1~23.
- Chen Lide, Gilles Cuny. 2003. Discovery of the Middle—Late Triassic elasmobranch ichthyoliths from the Guanling area. Guizhou, SW China. Geological Bulletin of China, 22(4): 236~247 (in Chinese with English abstract).
- Chen Xiaohong, Cheng Long. 2003. A new species of large-sized and long-body ichthyosaur from the Late Triassic Guanling biota, Guizhou, China. Geological Bulletin of China, 22(4): 228~235 (in Chinese with English abstract).
- Li Chun. 2002. Placodont from Upper Triassic of Guizhou, Southwest China. Vertebrata Palasiatica, 38(4): 314~317 (in Chinese with English abstract).
- Li Chun. 1999. Ichthyosaur from Guizhou, China. Chinese Science Bulletin, 44(14): 1329~1333 (in Chinese with English abstract).
- Liu Jun. 1999. Sauropterygian from Triassic of Guizhou, China. Chinese Science Bulletin, 44(14): 1312~1316 (in Chinese with English abstract).
- Luo Yongming, Yu Youyi. 2002. The Restudy on the skull and mandible of *Xinpusaurus suni*. Guizhou Geology, 19(2): 71~75 (in Chinese with English abstract).
- Meng Fansong, Li Xubing, Zhang Zhenlai, et al. 2003. Discovery of intact fossil plants in the Guanling biota in Guizhou. Geological Bulletin of China, 22(4): 271~273 (in Chinese with English abstract).
- Nan Junya, Zhou Dequan, Ye Jianliu, et al. 1998. Geochemistry of paleoclimate and paleo-ocean environment during Permian—Triassic in Guizhou Province. Acta Mineralogical Sinica, 18(2): 239~249 (in Chinese with English abstract).
- Rippel O, Liu J, Bucher H. 2000. The first record of a thalattosaur reptile from the Late Triassic of southern China (Guizhou Province, PR China). Journal of Vertebrate Paleontology, 30(3): 507~514.
- Rieppel O. 1999. The sauropterygian genera *Chinchenia*, *Kwangsisaurus*, and *Sanchiasaurus* from the Lower and Middle Triassic of China. Journal of Vertebrate Paleontology, 19(2): 321~337.
- Sun Zuoyu, Hao Weicheng, Jiang Dayong. 2003. Conodont stratigraphic evidence for the age of the Guanling fauna, Guizhou province, China. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis, 39(1): 118~125 (in Chinese with English abstract).
- Wang Shangyan, Wang Ning, Luo Yongming. 2002a. Biological processes for the formation of carbonate concretions in the Upper formation of Guanling, Guizhou. Geological Bulletin of China, 21(2): 855~857 (in Chinese with English abstract).
- Wang Shangyan, Wang Ning. 2002b. Living environment of the Guanling biota. Guizhou Geology, 19(4): 240~241 (in Chinese with English abstract).
- Wang Shangyan, Wang Yangeng, Wang Liting. 2002c. Guanling

- biota: a rare biota in sea early Late Triassic. *Journal of China University of Geoscience*, 13(3): 215~216.
- Wang Yangeng, Wang Liting, Wang Shangyan. 2000. Discussion on Guanling fauna fossils and their significance in Guizhou, China. *Guizhou Geology*, 17(3): 145~151 (in Chinese with English abstract).
- Wang Shangyan, Wang Min, Liu Jiaren. 2005. Petrographic microfacies and environmental implications on the bearing horizons of Guanling Biota. *Guizhou Geology*, 22(1): 43~45 (in Chinese with English abstract).
- Wang Shangyan. 2005. Study on ecologic environment of Guanling Biota. Beijing: Geological Publishing House, 27~70.
- Wright J, Schrader H, Holser W T. 1987. Paleoredox variation in ancient oceans recorded by rare earth elements in fossil apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51(3): 631~644.
- Xu Guanghong, Niu Zhijun, Chen Huiming. 2003. Triassic cephalopods from the Zhuganpo and Xiao'ao Formation, Guizhou, with a discussion on the age of the Guanling Biota. *Geological Bulletin of China*, 22(4): 254~265 (in Chinese with English abstract).
- Yang Ruidong, Zhao Yuanlong. 1998. The discovery of a Crinoid community in the Late Triassic Zhuganpo Formation of Guizhou Province and its geological significance. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 72(3): 329~333.
- Yin Gongzheng, Zhou Xiugao, Cao Zetian, et al. 2000. A preliminary study on the early Late Triassic marine reptiles from Guanling, Guizhou, China. *Geology—Geochemistry*, 28(3): 1~23 (in Chinese with English abstract).

Environment of the Guanling Biota and Its Evolution

WANG Shangyan

Guizhou Geological Survey, Guiyang, Guizhou, 550004

Abstract

The Guanling Biota occurs at the bottom of the Upper Triassic Xiaowa Formation, in Xinpu Town, Guanling County, Guizhou Province, China. Its fossils consist of marine reptiles (ichthyosaurus, thalattosaurus, sauropterygia and placodus), crinoid, ammonite, bivalve, brachiopod, condone, fish and plants. It is marked by a lot of marine reptiles and crinoid with features intact and delicate preservation. Two conclusions are made based on analysis of their lithofacies and paleogeography. One is that the animals of the Guanling Biota lived in a place at least 10 km away from the coastline in a bay concave to the northwest with weak current and low oxygen, and the other is that the emergence, development and extinction of the Guanling Biota are closely related to environmental evolution. The evolution of the Guanling Biota includes several stages: stable carbonate platform, a little far away from the coastline, the upper part of the Zhuganpo Formation deposited; a large-scale regression, resulting in the sharp lithological change between the Zhuganpo Formation and Xiaowa Formation; a near bay with frequent change of sea level, limestones with terrigenous material at the bottom of the Xiaowa Formation formed; a relatively stable bay not far from the coastline, the Guanling Biota prospered; violent environment, medium-bedded massive limestone with slumping structure formed, and the animals of the Guanling Biota run away.

Key words: Guanling biota; environment; Guizhou