

华南上扬子区奥陶纪特马豆克阶的海平面变化

孙永超 刘建波[†]

造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871;

[†] 通信作者, E-mail: jbliu@pku.edu.cn

摘要 在较为精细的生物地层学研究基础上, 对位于华南上扬子区 4 条剖面的沉积相组合以及沉积相序列进行分析, 建立上扬子区特马豆克期高分辨率相对海平面变化曲线。识别出 10 个沉积相, 划分出 3 个沉积相组合, 分别沉积于浅潮下带、深潮下带和页岩盆地; 识别出 5 次重要的海侵事件, 分别发生在 TS.1a 早期、TS.1a 晚期、TS.1c 早期、TS.1c 晚期和 TS.1d 晚期, 其中 TS.1c 早期的海侵为特马豆克期最大海侵事件。通过与其他板块海平面变化曲线的对比, 发现上扬子区海平面变化主要受全球海平面变化的控制。

关键词 特马豆克; 上扬子区; 海平面变化

中图分类号 P539

Sea-Level Fluctuations in the Tremadocian of the Ordovician in the Upper Yangtze Region of South China

SUN Yongchao, LIU Jianbo[†]

The Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution (MOE), School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871; [†] Corresponding author, E-mail: jbliu@pku.edu.cn

Abstract Four Tremadocian sections of the Upper Yangtze Region of South China are intensively studied for biostratigraphical division and correlation. Based on the analysis of lithofacies, lithofacies associations, and facies successions, the detailed sea level curves of Tremadocian are revealed. Ten lithofacies which are grouped into three lithofacies associations deposited in the shallow subtidal, deep subtidal and shale basin zones. At least five major transgression events are recognized from each section in early TS.1a, late TS.1a, early TS.1c, late TS.1c and late TS.1d. The most major transgression event occurred in early TS.1c. Compared with other paleoplates, eustatic sea level changes might be the major controlling factor for the sea level fluctuations of the Upper Yangtze Region of South China.

Key words Tremadocian; Upper Yangtze Region; sea level changes

特马豆克阶是奥陶系的第一个阶^[1], 特马豆克阶地层在华南扬子区分布广泛, 古生物化石丰富, 研究程度高。上扬子区特马豆克阶地层沉积相类型多样, 以大套碳酸盐岩沉积为主要特征^[2-3]。西部靠近康滇古陆区, 以滨海至潮坪的砂岩夹页岩相为主; 中部是以白云岩为特征的局限台地相; 东部主要是生屑灰岩、砂屑灰岩夹白云岩的台地边缘浅滩相^[4-6]。特马豆克阶各门类古生物化石(如牙形

石^[7]、笔石^[8]、三叶虫^[9]、腕足^[10]、头足^[11]和几丁虫^[12]等)得到深入研究, 生物地层的划分和对比较为精确。

特马豆克阶的沉积是奥陶纪生物大辐射事件的前奏^[8]。此次生物辐射事件与全球海平面变化的关系已得到深入研究。Barnes 等^[13]认为奥陶纪生物大辐射与全球海平面的升降有密切的关联。一些学者认为海绵动物的辐射似乎受到全球海平面变化的

国家自然科学基金(41272035, 41221001, 41290262)资助

收稿日期: 2015-07-21; 修回日期: 2016-06-15; 网络出版日期: 2016-12-30

影响,其分异度的高峰与高海平面相对应^[14-15]。王传尚等^[16]认为,在扬子区,笔石体复杂化现象的出现和消失与海平面的升降变化关系密切,即笔石体的复杂化大致始于最大海泛面上,终结于海退的开始。早、中奥陶世疑源类的分异度变化也显示与海平面变化密切相关^[17]。全球海平面的升降不仅控制着海洋的物理性质(如水深、透光性、海水循环和底质等),而且影响海洋的化学-生物性质(如营养元素含量、海水含氧量和初级生产力等^[18])。房亮等^[19]认为管状岩在早奥陶世出现短暂的繁盛可能与全球海洋表层水温度下降有关。因此,高分辨率相对海平面变化曲线可以帮助我们理解生物分异度的模式、辐射峰值及其控制因素^[20]。

根据 Webby 等^[21]的总结,奥陶纪生物大辐射事件可能起始于弗洛期。因此,近年来对奥陶纪生物大辐射事件的成因和环境背景研究主要集中在早奥陶世晚期(弗洛期)到中奥陶世,对华南扬子区早奥陶世早期(特马豆克阶)的研究相对较少。

奥陶系时期的华南扬子区是研究奥陶纪生物大辐射事件及其环境背景的良好场所^[18]。许多学者对华南地区特马豆克期的相对海平面变化做了研究,认为在特马豆克期扬子板块的海平面存在总体上升的趋势^[22-26],并在特马豆克早期有一次比较明显的海平面下降事件^[25-26]。存在的问题是:1)有关华南奥陶纪相对海平面变化的研究主要集中在早奥陶世晚期(弗洛期)到中奥陶世,对特马豆克阶的研

究相对较少;2)有些剖面的生物地层学资料不完整,使远距离对比,特别是与其他陆块的对比较困难,从而难以确定海平面变化的控制因素;3)与国外的海平面变化曲线相比,华南奥陶纪相对海平面变化曲线的分辨率不高。上述问题会影响有关奥陶纪生物辐射事件与环境变化相互作用关系的探讨。

本研究选取上扬子区4条化石丰富、分布于不同沉积相区的特马豆克阶剖面(图1)。在较精确的生物地层学基础上,通过详细的沉积相和沉积旋回分析,揭示相对海平面变化,并与其他板块的相对海平面变化进行对比,以期获得扬子板块相对海平面的区域变化特征,为扬子板块生物辐射事件提供环境背景依据。

1 地质背景

在特马豆克阶时期,扬子台地由广阔的碳酸盐岩台地和靠近康滇古陆的狭窄的碎屑岩台地组成,台地中滩和云坪发育^[2-3]。从西到东,台地逐渐从滨海-潮坪相过渡到局限台地相、台地边缘浅滩相和斜坡相^[6](图1)。本文研究的地层剖面中,浅水碳酸盐岩沉积发育(南津关组、分乡组和红花园组底部),部分地区白云岩化作用发育(桐梓组)。分别位于台地中西部(贵州习水吼滩)、台地北部(湖北宜昌黄花场和兴山古洞口)以及台地南缘(湖南张家界温塘)。

吼滩剖面位于贵州省习水县良村镇南4.5 km

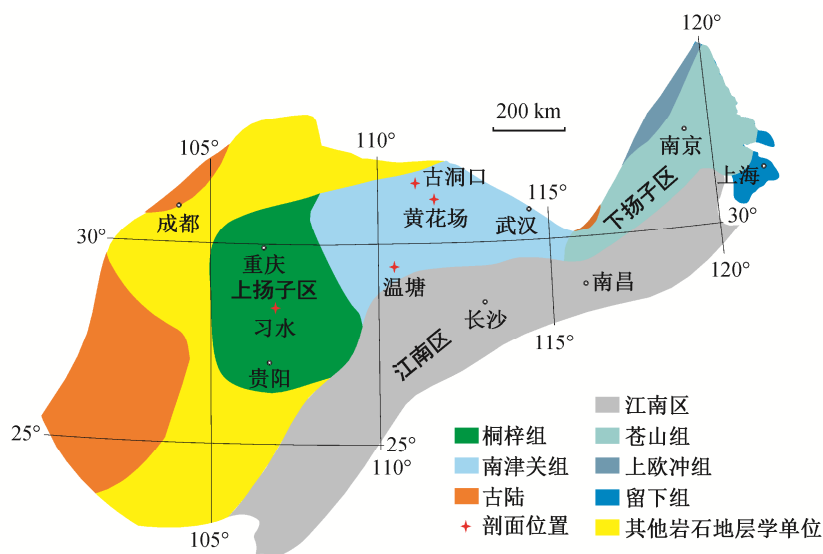


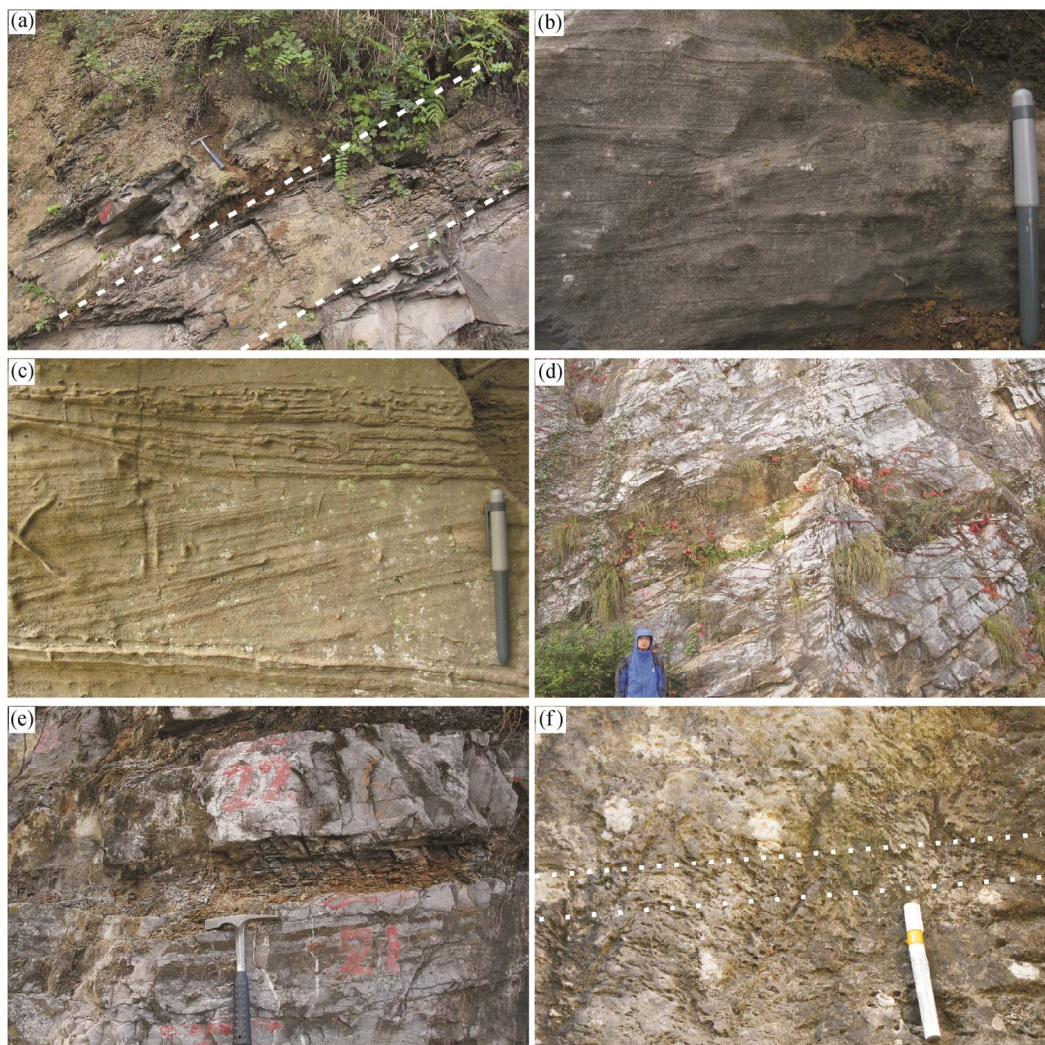
图1 扬子区早奥陶世特马豆克期岩石地层分布和研究剖面位置(修改自文献[6])

Fig. 1 Paleogeographic map of the Yangtze Platform during Tremadocian and localities of the studied sections are indexed (after Ref. [6])

处,沿乡村公路出露。樊茹等^[27-28]和廖瀚卿等^[29]对该剖面奥陶纪地层做了牙形石生物地层学工作,刘治成等^[30]进行了层序地层学和碳氧同位素研究。该地区临近上扬子区西部古陆区,特马豆克期地层以碳酸盐岩沉积为主,出现细粒陆源碎屑沉积。本研究组 2011 年实测该剖面的娄山关组、桐梓组和部分红花园组,其中桐梓组(厚 90.15 m)与下伏寒武纪娄山关组整合接触。桐梓组分为 3 段:下段(厚 21.44 m)的下部为深灰色生屑泥晶灰岩,上部主要为页岩(图 2(a))。中段(厚 57.32 m)主要由灰色泥晶白云岩组成,夹少量页岩、泥岩,可见纹层状白云岩(图 2(b))。上段(厚 11.29 m)的下部主要由亮晶鲕

粒灰岩和泥亮晶生屑灰岩组成,上部主要为灰绿色页岩。红花园组在特马豆克期沉积的厚度为 35.31 m,下部主要为中-厚层亮晶生屑灰岩和亮晶鲕粒灰岩。中部为亮晶似球粒灰岩夹薄层泥晶灰岩,可见薄层灰绿色页岩。上部主要为中-厚层亮晶生屑灰岩。

宜昌黄花场剖面位于宜昌北东 22.5 km 处,宜昌至兴山县的主干公路旁,是全球中/下奥陶统与弗洛阶界线的层型剖面 and 点位。自穆恩之等^[31]1979 年报道该剖面以来,众多学者做过详细的生物地层学^[32-33,7]、沉积学与海平面变化^[23,34-36]、古环境^[22]等研究。与习水吼滩剖面相比,宜昌黄花场剖面距



(a) 白云岩夹黄绿色页岩,吼滩剖面桐梓组下部; (b) 纹层状白云岩,吼滩剖面桐梓组中部; (c) 交错层理,黄花场剖面西陵峡组上部; (d) 中厚层亮晶颗粒灰岩,南津关组下部; (e) 灰岩夹灰黑色页岩,分乡组底部; (f) 叠层石微生物礁,温塘剖面南津关组下部。比例尺:地质锤长 28 cm,签字笔长 14 cm,白色记号笔长 12 cm

图 2 上扬子区特马豆克期沉积相和沉积相组合野外照片

Fig. 2 Field views of the lithofacies and lithofacies associations of the Tremadocian on the Upper Yangtze Region

古陆较远,特马豆克期地层以碳酸盐岩沉积为主,陆源碎屑沉积少。在前人工作的基础上,本课题组于2011年重新实测该剖面的西陵峡组和南津关组。西陵峡组(厚20.17 m)与下伏上寒武统上部的雾渡河组整合接触,岩性主要为灰色中至厚层状粉晶-细晶白云岩,夹有白云质灰岩及少许硅质岩,可见交错层理等(图2(c))。南津关组(厚108.19 m)分为3个岩性段:下段(厚23.50 m)主要由中-厚层亮晶砂屑灰岩、亮晶生屑灰岩和少量页岩组成;中段(厚44.88 m)主要为厚层粉晶-细晶白云岩;上段(厚39.81 m)主要由中-厚层亮晶砂屑灰岩、亮晶鲕粒灰岩和亮晶生屑灰岩组成。红花园组在特马豆克期的沉积主要为亮晶生屑灰岩,在中下部可见亮晶似球粒灰岩。

古洞口剖面位于湖北省兴山县城(原古夫镇)北2.6 km处的古洞口水库西侧路边。Liu等^[37]对该剖面下奥陶统鲕粒的形成与气候的关系进行了深入讨论。丁娜等^[38]对该剖面下奥陶统海百合茎化石骨骼的Mg/Ca比值进行过研究。2011年,我们重新实测该剖面的西陵峡组、南津关组、分乡组和部分红花园组,本课题组的廖瀚卿等^[29]对该剖面的牙形石生物地层学进行了详细的研究。西陵峡组(厚20.10 m)与黄花场剖面基本上相似。南津关组(厚21.71 m)主要由亮晶鲕粒灰岩、亮晶砂屑灰岩和亮晶生屑灰岩组成(图2(d)),夹少量泥晶灰岩。该剖面与黄花场剖面位于同一地层分区,但南津关组沉积特征与黄花场剖面不同,白云岩化程度明显减弱,沉积厚度明显变小。分乡组厚20.64 m,主要为泥晶生屑灰岩和泥晶似球粒灰岩夹灰色至深灰色页岩(图2(e))。红花园组在特马豆克期的沉积主要为亮晶似球粒灰岩和亮晶生屑灰岩,中上部可见扁平砾屑灰岩。

温塘剖面位于湖南省张家界市永定区温塘镇南1.5 km处的澧水河南岸。特马豆克期地层以碳酸盐岩沉积为主,陆源碎屑沉积少。赖才根等^[39]对该剖面进行了头足类的研究,陈英华等^[40]及姬再良^[41]分别对该剖面中、晚奥陶世地层和牙形石、三叶虫进行过研究。李光等^[42]对该剖面南津关组的生物礁进行过研究。在湖南省区域地质调查队详细的地层学研究基础上,我们于2009年和2012年实测该剖面的南津关组、分乡组和红花园组。南津关组(厚229.85 m)主要由亮/泥晶砂屑灰岩和亮/泥晶生屑灰岩组成,夹少量页岩和泥晶白云岩,下部白云岩化

程度较高,微生物礁较丰富(图2(f))。分乡组(厚16.94 m)主要由泥/亮晶生屑灰岩和黄绿色页岩组成。红花园组在特马豆克期的沉积厚度为25.13 m,以厚层亮晶生屑灰岩为主,含丰富的生物礁。

各研究剖面的生物地层学划分和对比主要依据牙形石带和笔石带资料,绝对地质年代和时间段(time slices, TS.)主要依据Webby等^[21]和Gradstein等^[43]的研究结果(图3)。

2 沉积相及沉积环境

上扬子区特马豆克期的沉积总体上以碳酸盐岩为主,吼滩剖面桐梓组的中上部含少量细粒陆源碎屑沉积。Mount^[44-45]认为,混合沉积物的成因可能与沉积事件相关,也可能与物质来源有关。从各种沉积相带的分布规律来看,吼滩剖面桐梓组中上部的碳酸盐-碎屑岩混合沉积属于后者。从总体上来说,特马豆克期的上扬子区由一套从页岩沉积、薄至中厚层泥质碳酸盐岩沉积向厚层颗粒碳酸盐岩沉积过渡的、向上变浅的旋回组成。

参照Dunham^[46]和冯增昭^[47]的碳酸盐岩分类方案,根据颗粒类型、沉积结构、沉积构造等岩石学特征,识别出10个沉积相。

2.1 页岩相

以黄绿色、深灰色、黑色为主,多呈薄层状产出(图2(a)),水平纹层发育。无浅潮下带高能沉积构造,无暴露沉积构造。化石稀少,只发现少量三叶虫碎片,偶有笔石,生物扰动构造不发育。该沉积相在分乡组、桐梓组下部较发育,伴生岩相主要为薄层泥质泥晶灰岩,偶尔夹有扁平砾屑灰岩等风暴沉积物。

极细的沉积物粒度和发育较好的水平纹层均反映出该岩相形成于静水沉积环境中。基于缺乏泥裂等明显的暴露构造和其他潮汐作用的沉积构造,可排除该岩相形成于潮坪环境的可能性。在该沉积相中保存较好的三叶虫化石也表明其沉积环境不是潮坪环境。故该沉积相形成于风暴浪基面之下,属碳酸盐岩台地上页岩盆地中的静水沉积^[48]。

2.2 泥质泥晶灰岩/泥晶灰岩相

浅灰至深灰色、灰黄色,有时呈灰绿色。薄层、中层到厚层均有分布,随着厚度的变大,泥质含量变少(图4(a))。局部瘤状构造发育,并因风化较严重而突出层面。块状层理和水平细纹层比较发育,局部可见白云岩化的波状纹层(图4(b))。部分

年龄/Ma	地层单位		笔石生物带	牙形石生物带	习水吼滩	兴山古洞口	宜昌黄花场	张家界温塘	
479	下奥陶统	特马豆克阶	ld	<i>Humnegraptus copiosus</i>	<i>Serratognathus diversus</i>	红花园组	红花园组	红花园组	
			lc	<i>Acanthograptus sinensis</i>	<i>Triangulodus bifidus</i>				分乡组
			lb	<i>Aorograptus victoriae</i>	<i>Paltodus deltifer-T. proteus</i>	桐梓组	南津关组	南津关组	南津关组
				<i>R. f. anglica</i> <i>An. matanensis</i>	<i>G. quadruplicatus</i> <i>S. ? pseudoplamus</i>				
489			la	<i>R. f. parabola</i> <i>R. ? taojiangensis</i>	<i>A. lineatus</i> <i>M. sevierensis</i>	娄山关组	西陵峡组	西陵峡组	

图 3 各研究剖面特马豆克期地层的划分和对比
Fig. 3 Biostratigraphic framework of the Tremadocian at the studied sections

泥质泥晶灰岩表现为泥晶灰岩和钙质泥岩互层的泥质条带构造，泥晶灰岩与钙质泥岩的厚度和比例均有较大变化，可见火焰状构造(图 5(a))。其中钙质泥岩部分具有水平细纹层，个别层位具有顺层的成岩结核，偶见零星分散的生屑(生屑含量小于 5%)。生屑磨圆度和分选差，以细小的三叶虫和腕足碎片为主。该沉积相一般与含生屑泥晶灰岩相、含泥质泥晶灰岩相、扁平砾屑灰岩相等沉积伴生，局部可见白云岩化(图 6(a))，也可与页岩伴生。

泥质泥晶灰岩中水平层理的发育(图 5(b))，代表相对静水的沉积环境。碳酸盐岩与泥岩的混杂沉积说明其沉积区域距碳酸盐岩工厂较远，由于海平面的变化，间歇地有碳酸盐岩沉积。由该沉积相无浅潮下带高能沉积构造类型，缺乏颗粒和亮晶胶结等特征，可以判断其形成于正常浪基面之下，伴生的扁平砾屑灰岩代表不时有风暴沉积，是深潮下带至页岩盆地的深水低能环境下沉积的产物^[49]。

2.3 含生屑泥晶灰岩相

灰色、灰白色，薄至厚层，单层厚 10~70 cm。随着层厚变大，生屑含量有所增加。生屑颗粒含量约为 20%，以三叶虫和棘皮为主，含少量腕足、腹足、头足类等(图 4(c))。生屑保存较为完整，但分选较差，一些生屑有一定程度的白云岩化。该沉积

相常覆盖于泥质泥晶灰岩和含泥质泥晶灰岩之上，主要出露于南津关组下部、桐梓组中部和分乡组。

该沉积相块状层理发育，泥晶颗粒支撑，且生物碎片较为完整，分选较差，均反映出正常浪基面之下水动力条件相对平静的沉积环境。因此，判断该沉积相沉积于正常浪基面附近，主要位于深潮下带的下部。

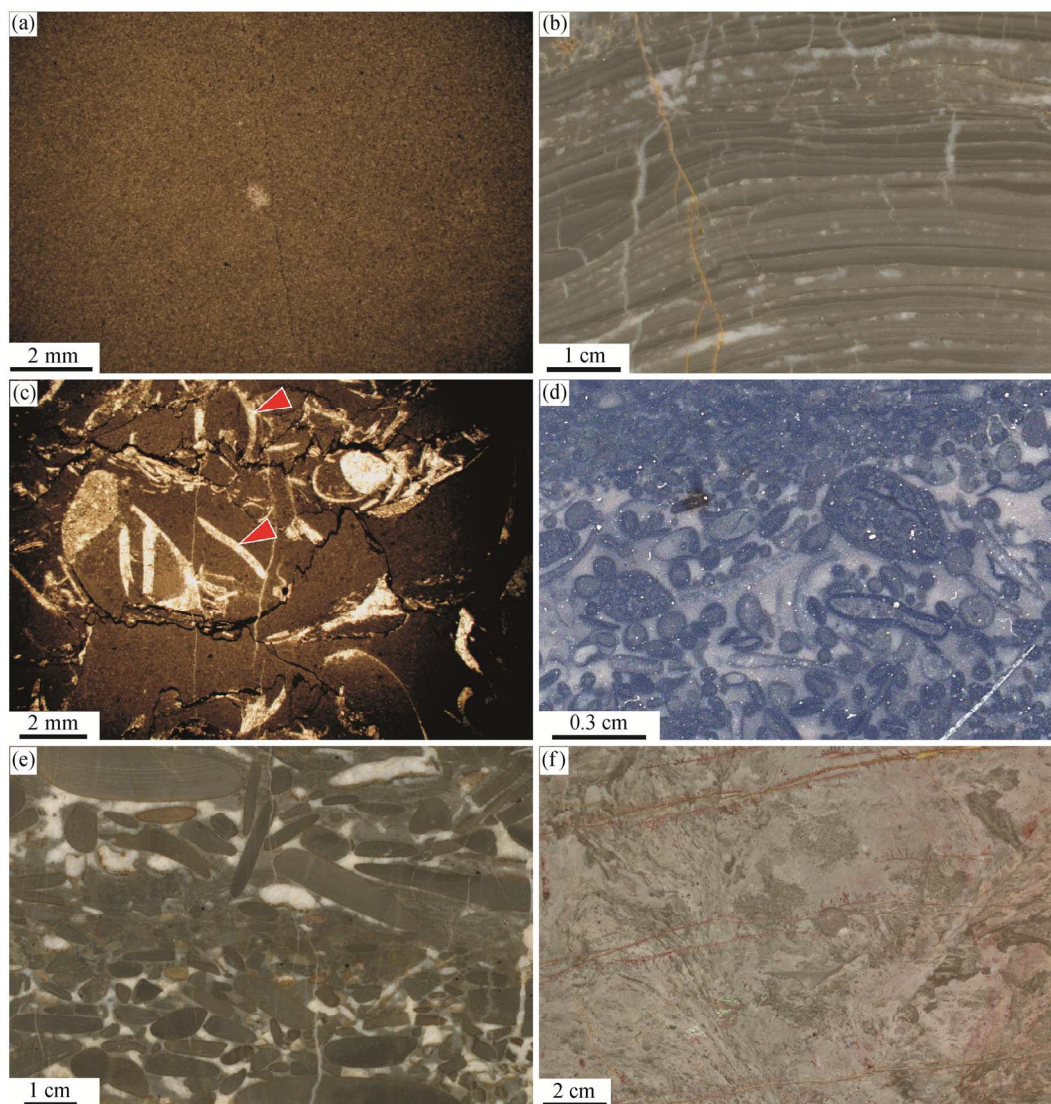
2.4 生屑泥晶灰岩相

灰色至深灰色，薄层，单层厚 25~90 cm，常呈透镜体状。生屑颗粒含量为 30%~45%，以三叶虫、棘皮和腕足类为主，可见介形虫、腹足等壳体(图 6(b))。生屑分选差，磨圆度为差至中等，局部亮晶胶结。该沉积相常覆盖于含生屑泥晶灰岩和含泥质泥晶灰岩之上，主要出露于分乡组和南津关组下部。

生屑泥晶灰岩透镜体(图 5(c))代表由特大风暴或海平面变化等的影响造成短暂动荡的水动力沉积环境，因此判断该沉积相沉积于正常浪基面附近，主要位于浅潮下带下部至深潮下带的上部。

2.5 泥晶生屑灰岩相

深灰色、黄灰色，薄至厚层，单层厚 30~120 cm，交错层理或递变层理常见。生屑含量为 50%~70%，主要为三叶虫，其次为棘皮、腕足、苔藓虫和双壳



(a) 泥晶灰岩, 单偏光, 黄花场剖面南津关组; (b) 纹层状白云岩, 光面, 吼滩剖面桐梓组; (c) 含生屑泥晶灰岩, 单偏光, 古洞口剖面南津关组, 红色箭头所指为三叶虫碎片; (d) 亮晶鲕粒灰岩, 光面, 古洞口剖面南津关组; (e) 扁平砾屑灰岩, 光面, 黄花场剖面南津关组; (f) 生物礁, 光面, 温塘剖面南津关组

图 4 上扬子区特马豆克期光面和岩石薄片照片

Fig. 4 Photographs of slabs and thin-sections of the Tremadocian on the Upper Yangtze Region

类等(图 6(c))。生屑分选和磨圆度较好, 偶见亮晶胶结, 在吼滩剖面此沉积相有时可见石英颗粒。该沉积相一般与生屑泥晶灰岩、含生屑泥晶灰岩及亮晶生屑灰岩伴生, 主要出露于桐梓组下部和南津关组下部。

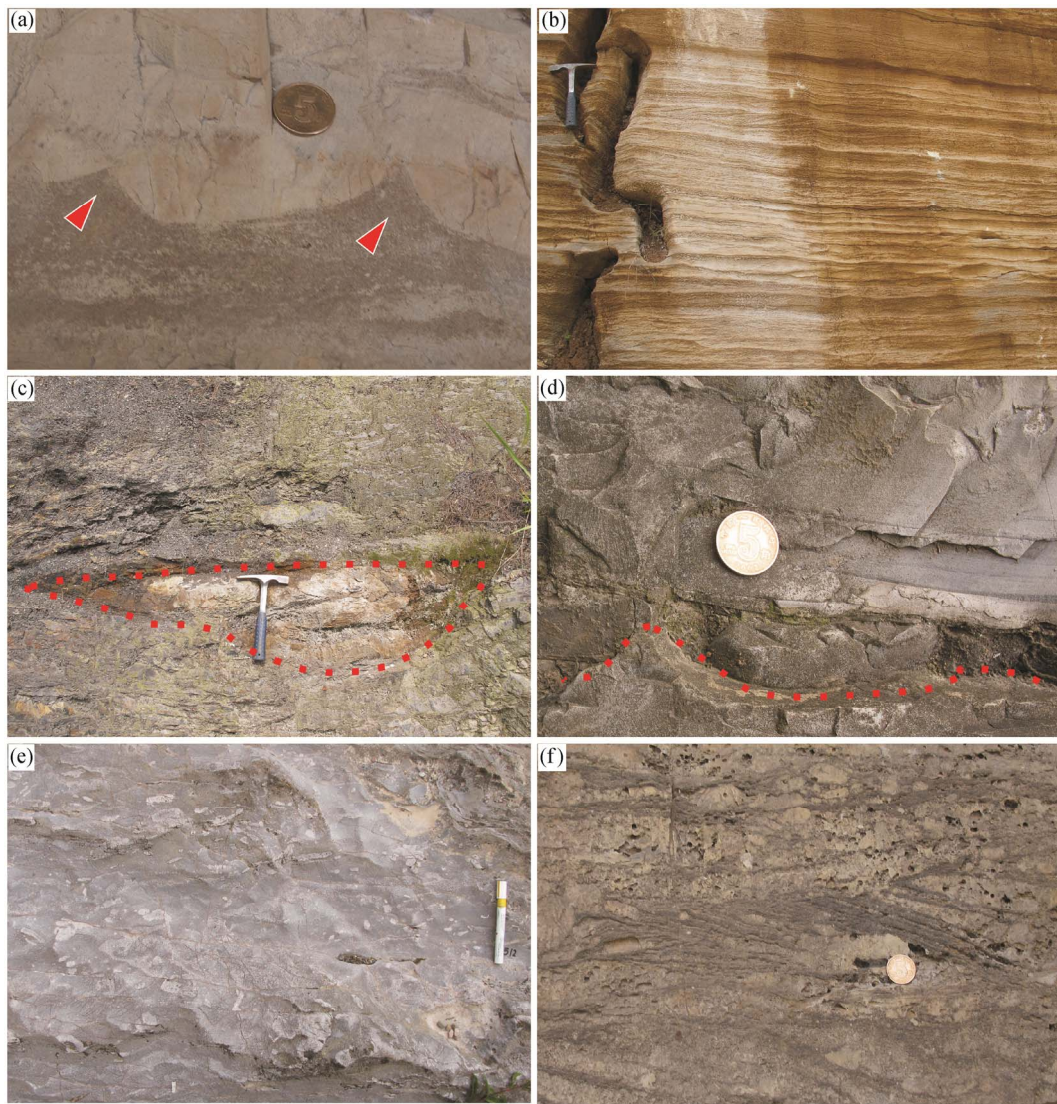
该沉积相以生屑颗粒为支撑, 生屑分选和磨圆度较好, 偶现亮晶胶结, 反映出水动力条件稍微动荡的沉积环境, 主要形成于浅潮下带的中下部。

2.6 亮晶含生屑似球粒灰岩相

灰色、灰白色, 中到厚层, 单层厚 40~140 cm,

往往伴生交错层理等沉积构造。沉积物颗粒直径 20~300 μm , 分选和磨圆度较好。生屑含量低于 20%, 以三叶虫和棘皮类为主, 部分亮晶似球粒灰岩中有一定程度的白云岩化(图 6(d))。与该沉积相伴生的沉积岩石类型主要为含生屑泥晶灰岩和含泥质泥晶灰岩, 或直接覆盖于扁平砾屑灰岩上, 主要出露于南津关组和红花园组下部。

该沉积相主要沉积于正常浪基面与平均海平面之间的浅潮下带, 沉积物颗粒以似球粒为主, 亮晶胶结物丰富。交错层理发育, 可见冲刷面构造(图



(a) 火焰状构造, 吼滩剖面桐梓组中部; (b) 水平层理, 黄花场剖面南津关组上部; (c) 透镜体构造发育, 古洞口剖面分乡组中下部; (d) 冲刷面构造发育(红色虚线所示), 吼滩剖面桐梓组中下部; (e) 生物扰动构造发育, 温塘剖面南津关组下部; (f) 交错层理, 吼滩剖面桐梓组中部

图 5 上扬子区特马豆克期沉积构造照片

Fig. 5 Photographs of sedimentary structures of the Tremadocian on the Upper Yangtze Region

5(d)), 似球粒颗粒的分选和磨圆度均较好。这些沉积特征均反映出浅潮下带动荡的水动力沉积环境。

2.7 亮晶生屑灰岩相

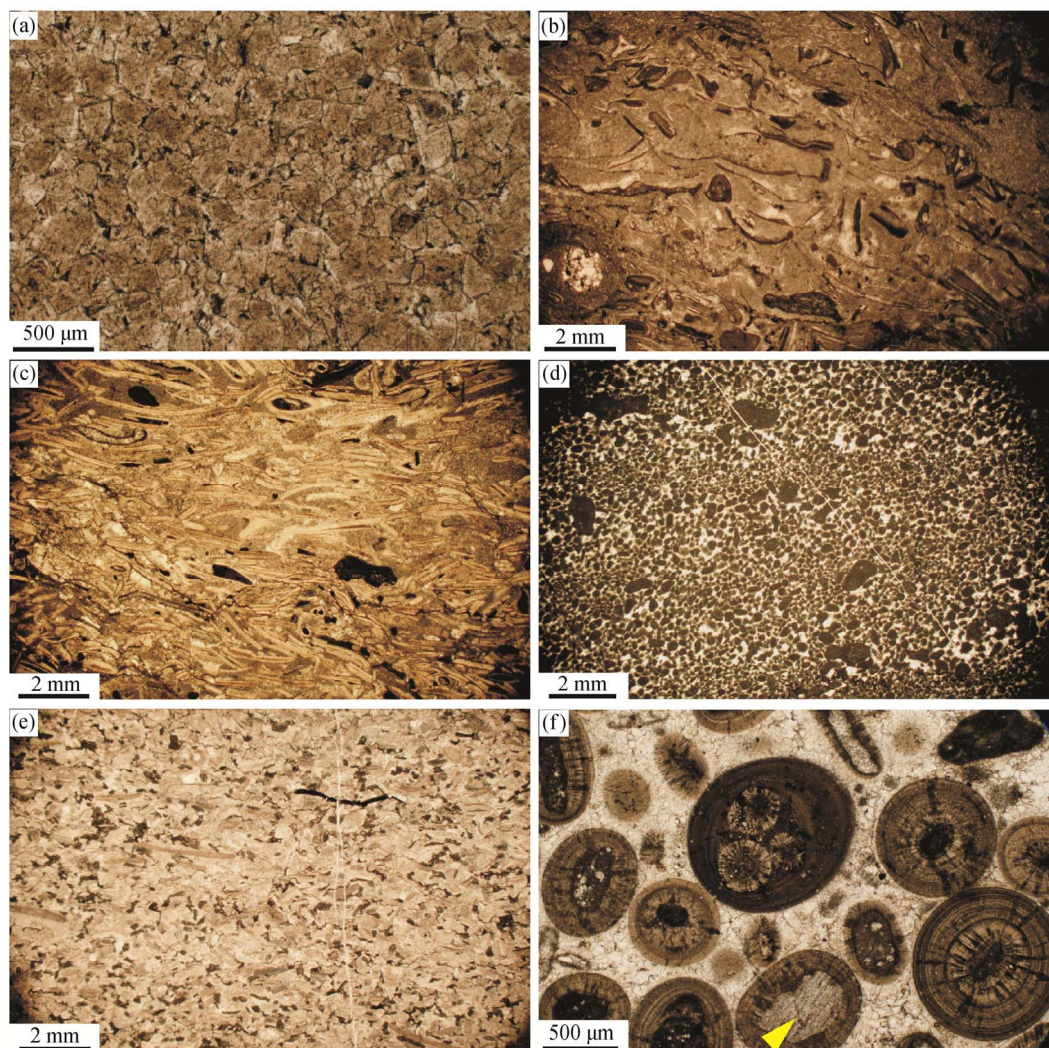
灰色至深灰色, 中-厚层为主。生屑分选和磨圆度好, 含量高于 50%, 主要为三叶虫、棘皮、腕足、腹足、苔藓虫和薄壳介形虫等(图 6(e)), 有时可见少量泥晶似球粒和鲕粒。该沉积相一般与亮晶含生屑似球粒灰岩、亮晶鲕粒灰岩伴生, 主要出露于南津关组、红花园组下部。

该沉积相主要沉积于正常浪基面和平均海平面

之间的浅潮下带上部, 可见生物扰动构造(图 5(e))。亮晶胶结物丰富, 生屑分选和磨圆度好, 交错层理发育(图 2(c)和图 5(f)), 这些特征均反映出浅潮下带上部水动力较强的沉积环境。

2.8 亮晶鲕粒灰岩相

灰红色、灰黑色, 中-厚层为主, 单层厚 30~90 cm。交错层理发育, 缺乏生物扰动构造, 鲕粒保存完整, 分选较好, 大多为球形放射状鲕粒, 丰度较高, 粒径 400~500 μm , 鲕粒的核心多为棘皮和三叶虫(图 4(d))。生屑主要为少量三叶虫碎片、腕足和



(a) 白云岩, 单偏光, 黄花场剖面南津关组; (b) 生屑泥晶灰岩, 单偏光, 吼滩桐梓组; (c) 泥晶生屑灰岩, 单偏光, 古洞口剖面南津关组; (d) 亮晶含生屑似球粒灰岩, 单偏光, 古洞口剖面南津关组; (e) 亮晶生屑灰岩, 单偏光, 温塘剖面南津关组; (f) 亮晶鲕粒灰岩, 单偏光, 吼滩剖面南津关组, 黄色箭头所指为作为鲕粒核心的棘皮类碎片

图 6 上扬子区特马豆克期岩石薄片照片

Fig. 6 Photographs of thin-sections of the Tremadocian on the Upper Yangtze Region

棘皮类。主要与亮晶生屑灰岩、亮晶含生屑似球粒灰岩等沉积伴生, 或直接覆盖于扁平砾屑灰岩相之上。主要出露于南津关组和红花园组下部。

从鲕粒发育、亮晶胶结和典型的高能沉积构造(如交错层理)等特征, 可以判断该沉积相形成环境为浅潮下带上部。由于鲕粒的形成需要有持续的水流对鲕粒核心不断地搅动, 因此反映出水动力条件极其动荡, 灰红色则表明沉积过程中有充足的氧气供给。

2.9 扁平砾屑灰岩相

深灰色、灰白色及紫红色薄层至中层竹叶状灰岩(图 4(e))。砾屑以泥晶灰岩为主, 基质由泥晶灰

岩、泥晶生屑灰岩和亮晶鲕粒灰岩等构成, 生屑以三叶虫为主。该沉积相常以透镜体形式产出, 与泥质泥晶灰岩、含生屑泥晶灰岩、亮晶生屑灰岩以及亮晶鲕粒灰岩等沉积相伴生, 主要出露于南津关组底部、桐梓组底部。

扁平砾屑灰岩代表风暴沉积。根据基质和砾屑成分及其与相邻岩相之间的关系, 可判断不同类型竹叶状灰岩各自的沉积环境。但是, 只要有风暴影响的区域, 均有可能形成竹叶状灰岩, 因此对水深没有较好的指示作用。

2.10 叠层石相

叠层石多为波状和穹隆状, 纹层发育。纹层主

要由泥晶和粉晶互层构成,少量由亮晶颗粒组构和泥晶组构构成,一些叠层石中发育缠结生长的薄壁管状的丝状体(图 4(f))。该沉积相往往位于泥晶灰岩之上,亮晶似球粒或亮晶鲕粒灰岩之下,主要出露于南津关组和红花园组。

从叠层石的厚度、侧向紧密连接的半球状形态及无明显浪成沉积构造等特征判断,该沉积相主要形成于深潮下带上部。

3 沉积相组合

综合各沉积相的特征和成因,可以划分出 3 个沉积相组合,分别沉积于浅潮下带、深潮下带和页岩盆地(图 7)。

3.1 浅潮下带相组合

浅潮下带岩相组合沉积于海平面与正常浪基面之间(图 7),与碎屑岩沉积相模式中的临滨下部至过渡带环境大致相当。该岩相组合主要由亮泥晶含生屑似球粒灰岩、亮泥晶生屑灰岩和中厚层亮晶鲕粒灰岩组成(图 7)。此岩相组合在古洞口剖面、黄花场剖面和温塘剖面均有出露,以碳酸盐岩颗粒支撑、亮晶胶结物丰富、交错层理发育(图 2(c)和图 5(f))和生物扰动构造(图 5(e))为主要特征,均反映水动力条件强,代表高能动荡的沉积环境,与佛罗里达和巴哈马台地全新世浅潮下带沉积相^[50]类似。

浅潮下带相组合主要出现在南津关组和红花园组的下部。

3.2 深潮下带相组合

深潮下带相组合沉积于正常浪基面之下到风暴浪基面之上的环境(图 7)。该岩相主要由中薄层含生屑泥晶灰岩、泥质泥晶灰岩及生屑泥晶灰岩组成。生物碎屑主要为腕足类、棘皮类和三叶虫等,指示开阔海环境。缺乏亮晶胶结物、交错层理和暴露构造等特征指示沉积于低能环境。偶尔夹有透镜状泥晶生屑灰岩(图 5(c))、扁平砾屑灰岩等特征反映出可能存在短暂的风暴影响。深潮下带相组合主要出现在分乡组、桐梓组上部及南津关组下部。

3.3 页岩盆地相组合

页岩盆地组合是在克拉通盆地内的沉积物(图 7),沉积于风暴浪基面之下。主要由深灰色页岩、灰绿色页岩/泥岩组成,夹少量透镜状泥晶生屑灰岩和泥质泥晶灰岩,分布于分乡组、桐梓组中段及南津关组中段。页岩盆地岩石组合中缺乏生物扰动,水平纹层发育,底栖生物化石明显减少,指示安静、贫氧的盆地环境^[51],与 Osleger 等^[48]描述的美晚寒武世页岩盆地相组合一致。

本区的沉积相中缺少泥裂、鸟眼等暴露构造,也不发育羽状交错层理、脉状交错层理等潮汐水流的典型沉积构造,因此本区缺少潮间带、潮上带的

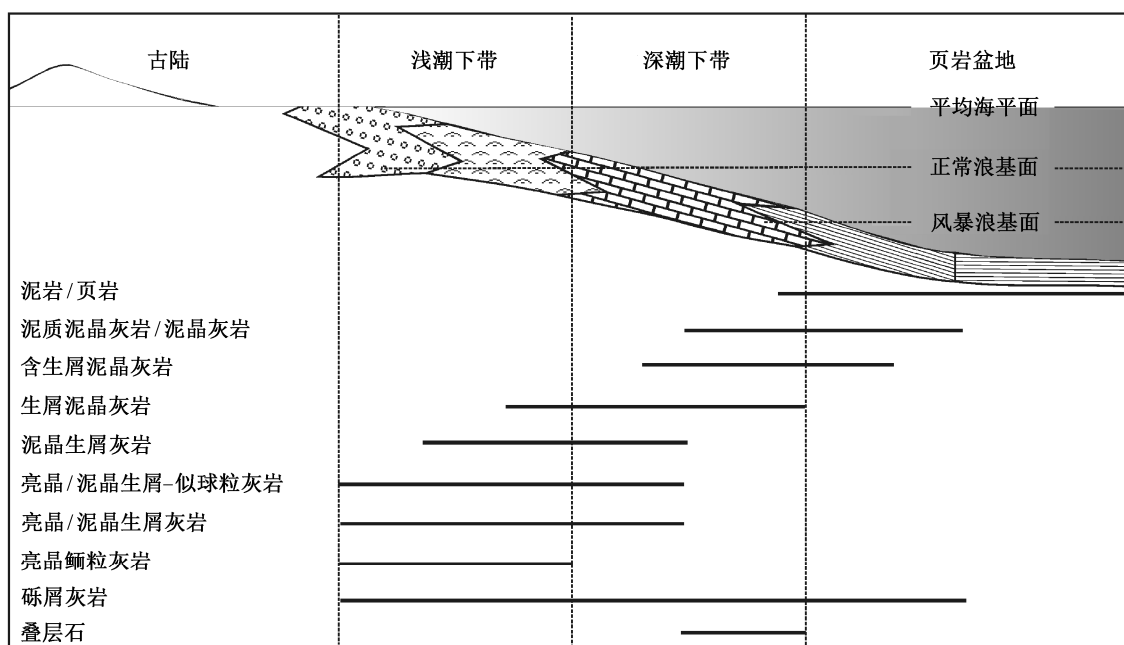


图 7 沉积相组合在碳酸盐缓坡分布的综合模式

Fig. 7 Sedimentary model for lithofacies distribution on a carbonate ramp

沉积岩石类型,未发育环潮汐带沉积相。

4 各剖面沉积相序和相对海平面变化

海平面变化可以分为绝对海平面变化和相对海平面变化。绝对海平面变化(或称全球海平面变化)指海面距地心距离的变化;相对海平面变化指海面距沉积基底距离的变化,相当于碳酸盐岩沉积中的可容纳空间变化。相对海平面变化受绝对海平面变化和构造沉降的影响。当全球海平面升高(或构造沉降加快)时,相对海平面升高;当全球海平面降低(或构造沉降减慢)时,相对海平面降低。

根据沉积相和沉积相序分析结果,本文分别对各研究剖面特马豆克期地层进行相对海平面变化恢复(图 8)。各剖面相对海平面的升降是从沉积相组合的垂向变化获得的:页岩盆地相组合→深潮下带相组合→浅潮下带相组合,指示海平面的下降;反之,则代表海平面的上升。下面按照 Webby 等^[21]的奥陶纪时间段(TS.)为单元,讨论各剖面的海平面变化规律以及它们之间的对应关系。

4.1 TS.1a 早期(*M. sevienisis* 带—*A. lineatus* 带)

该时期地层在吼滩剖面主要为娄山关群,下部是以页岩盆地相组合和深潮下带相组合为主,页岩盆地相组合包括泥质泥晶白云岩和黑色页岩,深潮下带相组合主要有泥晶白云岩和泥晶灰岩。顶部为砾屑灰岩,并夹多层透镜状泥晶生屑灰岩,为浅潮下带沉积相组合(图 8)。上部的砾屑灰岩和含生屑泥晶灰岩是海平面降低时期的产物。

同时代地层在古洞口剖面为西陵峡组,下部主要由泥质灰岩和泥晶白云岩组成,是深潮下带沉积相组合。往上可见扁平砾屑灰岩和亮晶似球粒灰岩,是典型浅潮下带相组合,从深潮下带的沉积过渡到浅潮下带的沉积,总体代表一次海平面降低的过程(图 8)。其上部的砾屑灰岩和泥亮晶似球粒灰岩与吼滩剖面类似,同是海平面降低时期的产物(图 8)。

与古洞口剖面相似,黄花场剖面西陵峡组下部主要为泥质泥晶白云岩和泥晶白云岩,为深潮下带相组合,之上的泥晶似球灰岩和泥晶生屑灰岩,沉积于深潮下带上部,亦为深潮下带相组合。往上出现薄层灰色页岩和泥质灰岩,为页岩盆地相组合。顶部为泥亮晶似球粒灰岩,指示浅潮下带的沉积环境,可与古洞口剖面进行对比(图 8)。

温塘剖面南津关组下部与黄花场剖面西陵峡组相当,主要为浅潮下带泥亮晶似球粒灰岩,为浅水碳酸盐岩台地沉积。底部的泥晶似球粒灰岩属于深潮下带相组合,往上出现泥质白云岩属于页岩盆地相组合。中-厚层亮晶似球粒灰岩/白云岩属于浅潮下带相组合(图 8)。

从上述讨论可以看出,该时期中上扬子区各剖面相对海平面变化基本一致,TS.1a 早期有一次海平面上升事件,之后海平面开始下降(图 9)。

4.2 TS.1a 晚期—TS.1b (*S. ? pseudoplanus* 带—*Paltodus deltifer-T. proteus* 带)

该时期吼滩剖面沉积以灰色、灰绿色页岩和钙质泥岩为主,往上为泥质泥晶白云岩(图 8),指示页岩盆地至深潮下带环境。在 TS.1a 晚期,桐梓组灰绿色页岩覆盖在泥亮晶生屑灰岩上,代表此地区海平面快速上升。在 *Paltodus deltifer-T. proteus* 带底部附近,石英含量逐渐增多,指示陆源物质供应的变化。在 *Paltodus deltifer-T. proteus* 带上部,亮晶生屑灰岩和亮晶鲕粒灰岩逐渐增多,是比较典型的浅潮下带沉积相组合,说明 TS.1b 晚期海平面降低(图 9)。

与吼滩剖面不同,古洞口剖面同期沉积主要为亮晶生屑灰岩、亮晶似球粒灰岩和亮晶鲕粒灰岩(图 8),为典型浅潮下带相组合。*G. quadraplicatus* 带顶部附近属于页岩盆地相组合的含泥质条带泥晶灰岩增多,指示一次短暂的海平面升高事件。*Paltodus deltifer-T. proteus* 带顶部附近,属于浅潮下带相组合的亮晶似球粒灰岩逐渐增多,指示一次海平面降低事件。

黄花场剖面下部主要为中厚层白云岩,上部以浅潮下带相组合的厚层亮晶似球粒灰岩、亮晶鲕粒灰岩和亮晶生屑灰岩为主(图 8),与古洞口剖面类似,*Paltodus deltifer-T. proteus* 带上部以亮晶鲕粒灰岩和亮晶生屑灰岩为主,为典型的浅潮下带相组合,指示海平面降低事件同样影响黄花场地区。

与古洞口剖面类似,温塘剖面该时期的沉积以浅潮下带相组合的厚层亮晶似球粒灰岩和亮晶生屑灰岩为主(图 8),偶尔夹有少量泥质泥晶白云岩。

对比 4 个剖面的相对海平面变化曲线可以发现,中上扬子区在 TS.1b 时期海平面整体上呈现降低的趋势;在 TS.1a 晚期发生海平面升高事件,但是幅度较小(图 9)。

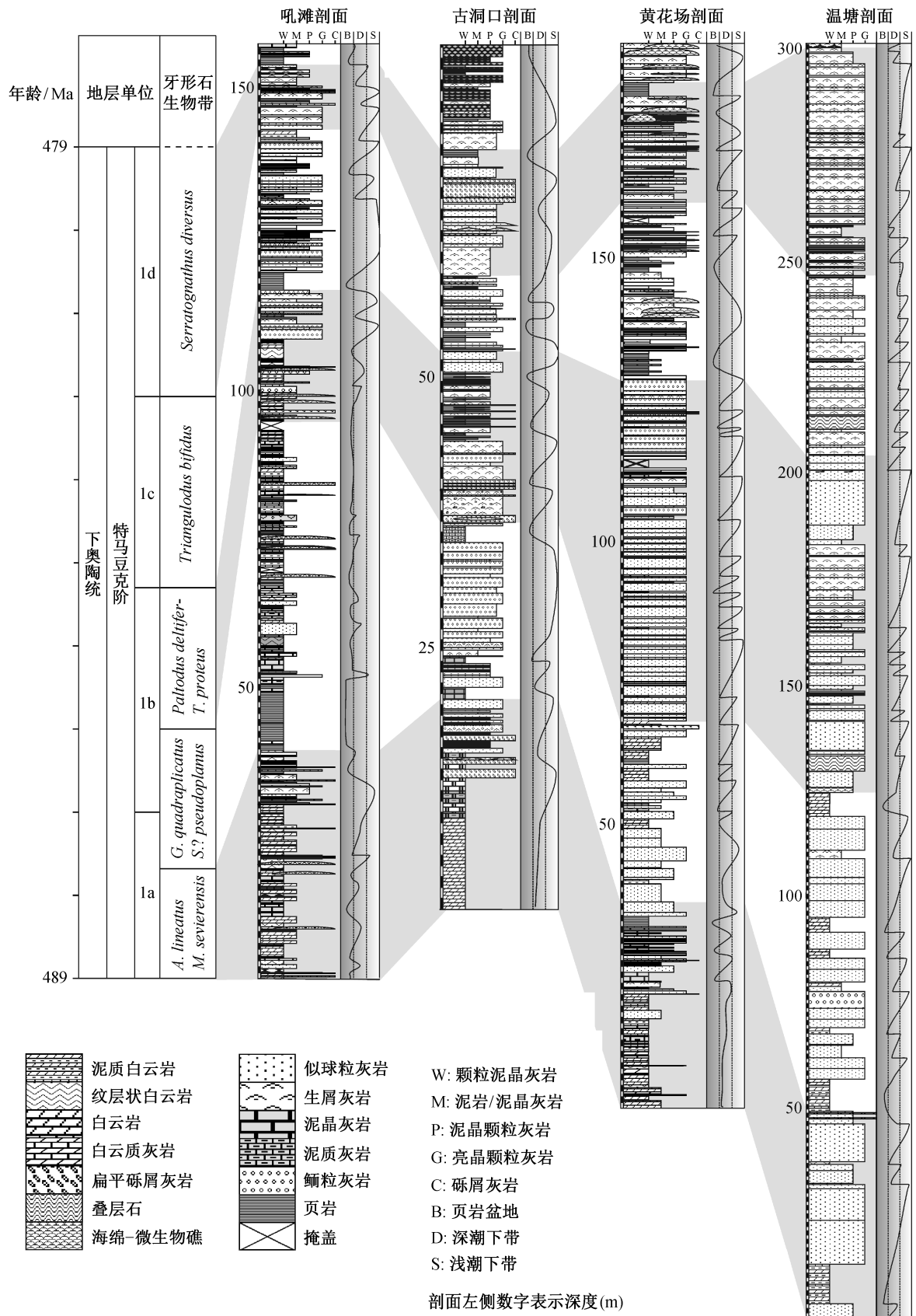


图 8 上扬子区特马豆克期沉积相变化和相对海平面波动

Fig. 8 Lithofacies changes and relative sea-level fluctuations in the Tremadocian on the Upper Yangtze Region

4.3 TS.1c (*Triangulodus bifidus* 带)

在吼滩剖面, *Triangulodus bifidus* 带底部出现大量灰绿色页岩, 属于页岩盆地相组合。往上主要为泥晶生屑灰岩, 属于深潮下带沉积相组合。再往上可见亮泥晶似球粒灰岩和亮晶鲕粒灰岩(图 8), 为浅潮下带相组合。从页岩盆地的沉积环境过渡到深潮下带的沉积环境, 再到浅潮下带的沉积环境, 说明海平面逐渐降低。

古洞口剖面 *Triangulodus bifidus* 带底部为灰绿色页岩与薄层泥晶生屑灰岩互层(图 8), 沉积于页岩盆地至深潮下带下部。中部以浅潮下带的中厚层亮晶似球粒灰岩为主, 往上又开始出现页岩与薄层泥晶灰岩互层的现象, 明显是海平面升高的结果。

与古洞口剖面相似, 黄花场剖面在 TS.1c 早期及晚期各有一次海平面升高, 其中早期的海平面升高幅度更大(图 9)。

在温塘剖面, 该时期沉积以浅潮下带的厚层亮晶似球粒灰岩和亮晶生屑灰岩为主(图 8), 从下往上生物礁含量逐渐增加。

整个中上扬子地区在 TS.1c 早期和晚期为高海平面时期, 其中 TS.1c 早期海侵幅度更大。此外, 在两次海侵事件之间有一次短暂的海平面降低。在温塘剖面未识别出海侵, 可能是由台地边缘构造抬

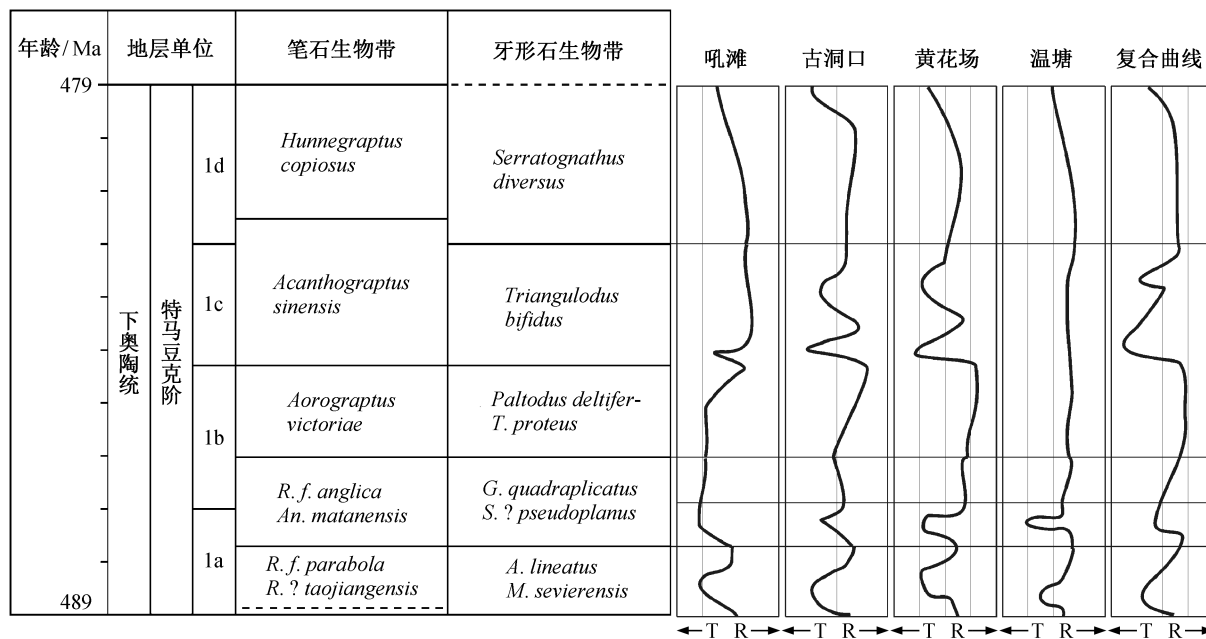
升造成。

4.4 TS.1d (*Serratognathus divers* 带)

该时期, 吼滩、温塘剖面均以浅潮下带相组合的亮晶生屑灰岩为主, 古洞口剖面以浅潮下带的亮晶似球粒灰岩为主, 中上部出现厚层扁平砾屑灰岩(图 8), 黄花场剖面以浅潮下带相组合的亮晶似球粒灰岩和亮晶生屑灰岩为主。各剖面在 TS.1d 晚期均出现一次海平面升高事件, 吼滩剖面 *Serratognathus divers* 带顶部附近开始出现盆地环境的灰绿色页岩; 古洞口剖面 *Serratognathus divers* 带顶部为灰绿色页岩夹薄层泥晶生屑灰岩, 代表页岩盆地至深潮下带下部沉积环境; 黄花场剖面与古洞口剖面类似; 温塘剖面 *Serratognathus divers* 带顶部为薄层亮泥晶生屑灰岩, 为深潮下带上部至浅潮下带下部沉积环境。总体上, 各剖面均呈现出海平面升高的趋势(图 9)。

5 华南特马豆克期相对海平面变化历史和环境变化

通过对中上扬子地区各研究剖面相对海平面变化曲线的对比, 发现特马豆克期间扬子区海平面升降事件具有等时性, 从而建立整个台地特马豆克期海平面变化曲线(图 9)。通过与其他古大陆同时期



T: 海侵(海平面上升); R: 海退(海平面下降)。各剖面的相对海平面变化是将图 8 的曲线按照时间(生物带)为单位绘制

图 9 上扬子区特马豆克期相对海平面变化

Fig. 9 Relative sea-level fluctuations in the Tremadocian on the Upper Yangtze Region

海平面变化历史进行对比,发现扬子区特马豆克期相对海平面变化既受到全球海平面变化的控制,也具有自身的特点^[20,52-55](图 10)。

TS.1a 期,上扬子区各地的相对海平面变化呈现几乎相同的趋势:总体上早期海平面逐渐升高,中期海平面逐渐降低,晚期海平面逐渐升高,但幅度较早期小。该时期全球各大陆均表现为海平面较高的特点,早期的海平面升高事件在各个大陆均能识别出来。这可能是因为该时期全球的造山运动较弱,各大陆的相对海平面变化主要受全球海平面变化的影响。

TS.1b 期,除靠近陆源的吼滩地区外,上扬子区主要沉积了代表浅潮下带上部沉积环境的厚层亮晶似球粒灰岩、亮晶生屑灰岩和亮晶鲕粒灰岩,海平面总体上持续在低位状态。这一海平面降低事件在除西伯利亚古大陆外的其他古陆都已识别出来,是一次比较强烈的全球性事件。

TS.1c 早期,代表页岩盆地沉积环境的灰绿色、黑色页岩在中上扬子台地大量沉积,表明该地区受到海平面上升的影响,水深加大。在高海平面时期,大量页岩得以缓慢沉积。这一海侵事件是特马豆克期最大海侵。除阿瓦隆尼亚大陆以外,在其他古陆地区同期海平面上升事件也已识别出来。

TS.1c 晚期有一次小幅度的海平面升高事件,此次海侵事件在华北地区可以识别出来,在其他古大陆上没有明显的表现。

TS.1d 期,整个中上扬子地区处于海平面下降期,但在 *Serratognathus divers* 带晚期有一次海平面上升事件。除阿瓦隆尼亚大陆外,这次海平面上升事件在其他古陆地区也可以识别出来。

6 结论

本文通过生物地层学和沉积学研究,建立了比较详细的扬子区特马豆克期海平面变化曲线,并与其他陆块的海平面变化曲线进行了对比,得到如下结论。

1) 扬子区在特马豆克期有 5 次重要的海侵事件,分别发生在 TS.1a 早期、TS.1a 晚期、TS.1c 早期、TS.1c 晚期和 TS.1d 晚期,其中 TS.1c 早期的海侵事件为特马豆克期最大海侵。

2) 在特马豆克早期(TS.1a—TS.1b),全球各陆块的海平面变化总体上具有一致性,但也存在一定的差异性。

3) 在特马豆克中晚期(TS.1c—TS.1d),扬子区不同沉积相区的海平面变化一致性程度较高,基本上可以与其他板块对比,说明该时期扬子区海平面

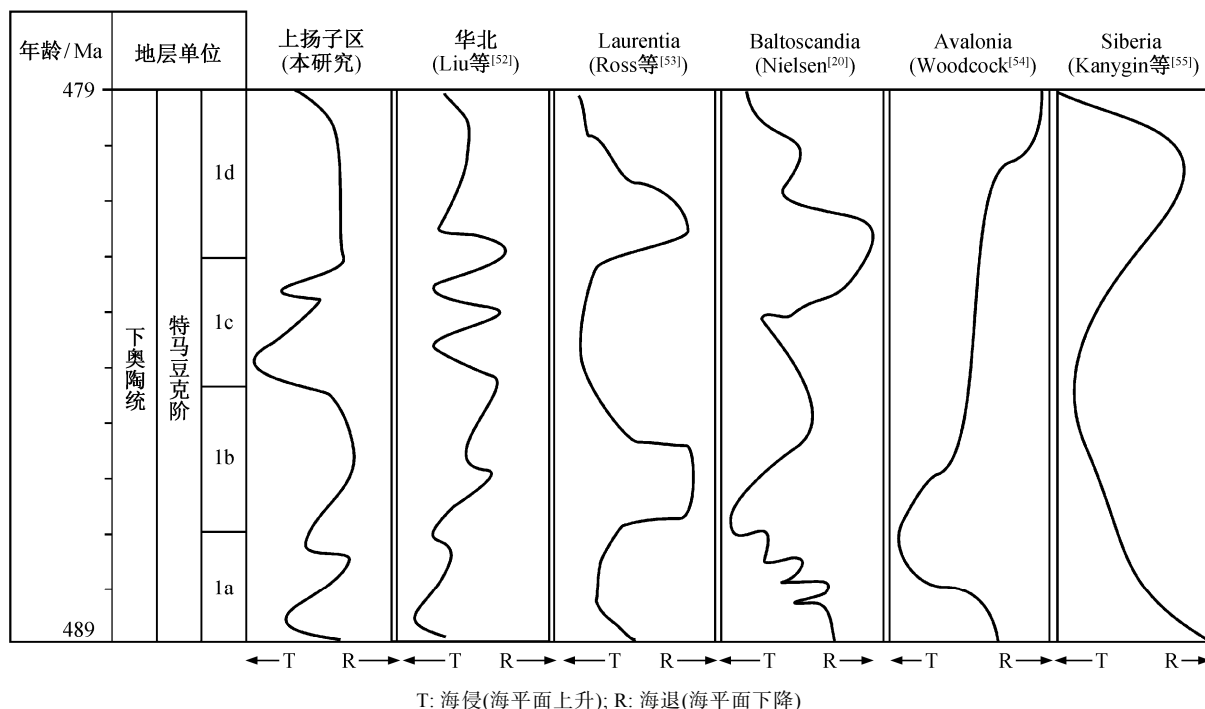


图 10 特马豆克期上扬子区海平面变化与其他陆块海平面变化曲线的比较

Fig. 10 Comparison of the Tremadocian relative sea-level fluctuations between the Upper Yangtze Region and other paleocontinents

变化主要受全球海平面变化的控制, 区域构造作用的影响较小。

致谢 野外工作期间得到北京大学地球与空间科学学院廖瀚卿、丁娜、闫振和景宇轩同学的大力协助, 北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室贾秋月老师和倪德宝老师制作光面和薄片, 在此表示衷心感谢。

参考文献

- [1] Cooper R A, Nowlan G S, Williams S H. Global stratotype section and point for the base of the Ordovician System. *Episodes*, 2001, 24(1): 19-28
- [2] 冯增昭, 彭勇民, 金振奎, 等. 中国南方早奥陶世岩相古地理. *古地理学报*, 2001, 3(2): 11-22
- [3] 冯增昭, 彭勇民, 金振奎, 等. 中国早奥陶世岩相古地理. *古地理学报*, 2003, 5(1): 1-16
- [4] 梅冥相. 贵州及邻区奥陶纪桐梓期岩相古地理特征. *贵州地质*, 1989, 6(3): 217-226
- [5] 梅冥相. 上扬子区奥陶纪桐梓期的白云岩成因. *贵州工学院学报*, 1989, 18(1): 34-39
- [6] 马永生, 陈洪德, 王国力, 等. 中国南方层序地层与古地理学. 北京: 地质出版社, 2009
- [7] 安太庠. 中国南部早古生代牙形石. 北京: 北京大学出版社, 1987
- [8] 张元动, 王志浩, 冯洪真, 等. 中国特马豆克阶笔石地层述评. *地层学杂志*, 2005, 29(1): 215-235
- [9] 陈旭, 戎嘉余, 汪啸风, 等. 中国奥陶纪生物地层学研究的新进展. *地层学杂志*, 1993, 17(2): 89-99
- [10] 詹仁斌, 戎嘉余, 程金辉, 等. 华南早、中奥陶世腕足动物多样性初探. *中国科学: D 辑*, 2004, 34(10): 896-907
- [11] 陈均远. 奥陶纪头足类壳体的水深学信息及海平面位置年代学的初探. *古生物学报*, 1988, 27(3): 331-345
- [12] 汪啸风, 陈孝红. 中国奥陶纪几丁虫的多样性事件. *中国科学: D 辑*, 2003, 33(3): 210-215
- [13] Barnes C R, Fortey R A, Williams S H. The pattern of global bio-events during the Ordovician Periods // Walliser O H. *Global events and event stratigraphy in the phanerozoic*. New York: Springer-Verlag, 1996: 137-172
- [14] Ross J R P, Ross C A. Ordovician sea-level fluctuations // Webby B D, Laurie J R. *Global perspectives on ordovician geology*. Rotterdam: Balkema, 1992: 327-335
- [15] Carrera M G, Rigby J K, Sponges // Webby B D, Paris F, Droser M L, et al. *The Great Ordovician Biodiversification Event*. New York: Columbia University Press, 2004: 102-111
- [16] 王传尚, 汪啸风, 陈孝红. 奥陶纪笔石体的复杂化及其与海平面变化的关系. *华南地质与矿产*, 2000(1): 11-15
- [17] 燕夔, 李军, 刘建波. 华南早-中奥陶世疑源类生物多样性与海平面变化. *科学通报*, 2005, 50(18): 1989-1995
- [18] 刘建波. 华南早-中奥陶世生物大辐射期间的海平面变 // 戎嘉余, 方宗杰, 周忠和, 等. *生物的起源、辐射与多样性演变: 华夏化石记录的启示*. 北京: 科学出版社, 2006: 335-360
- [19] 房亮, 刘建波, 詹仁斌. 寒武纪-奥陶纪管状岩的盛衰及其与环境演变的协同. *中国科学: D 辑*, 2012, 42(1): 117-129
- [20] Nielsen A T. Ordovician sea level changes: a baltoscandian perspective // Webby B D, Paris F, Droser M L, et al. *The Great Ordovician Biodiversification Event*. New York: Columbia University Press, 2004: 84-93
- [21] Webby B D, Cooper R A, Bergström S M, et al. Stratigraphic framework and time slices // Webby B D, Paris F, Droser M L, et al. *The Great Ordovician Biodiversification Event*. New York: Columbia University Press, 2004: 41-47
- [22] 陈旭, 丘金玉. 宜昌奥陶纪的古环境演变. *地层学杂志*, 1986, 10(1): 1-17
- [23] 曾庆銮. 峡东地区奥陶纪腕足类群落与海平面升降变化. *中国地质科学院宜昌地质矿产研究所文集*, 1991(16): 19-41
- [24] 汪啸风, 李志明, 陈建强, 等. 华南早奥陶世海平面变化及其对比. *华南地质与矿产*, 1996(3): 1-11
- [25] 苏文博. 上扬子地台南缘奥陶纪层序地层学及海平面变化研究. 北京: 地质出版社, 2001
- [26] Su W. Ordovician sea-level changes: evidence from the Yangtze Platform. *Acta Palaeontologica Sinica*, 2007, 46 (suppl 1): 471-476
- [27] Fan R, Lu Y Z, Zhang X, et al. Conodonts from the Cambrian-Ordovician boundary interval in the southeast margin of the Sichuan Basin, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2013, 64(1): 115-124
- [28] 樊茹, 卢远征, 张学磊, 等. 贵州习水奥陶纪牙形石生物地层. *地层学杂志*, 2015, 39(1): 16-32
- [29] 廖瀚卿, 刘建波, 吴荣昌, 等. 华南上扬子区下奥

- 陶统红花园组顶界的穿时性. 古生物学报, 2013, 52(1): 18-34
- [30] 刘治成, 张廷山, 完颜祺琪, 等. 贵州习水地区奥陶系露头层序地层研究. 西南石油大学学报: 自然科学版, 2012, 34(4): 1-12
- [31] 穆恩之, 朱兆玲, 陈均远, 等. 中国西南的奥陶纪. 北京: 科学出版社, 1979: 39-220
- [32] 汪啸风. 中国的奥陶系. 地质学报, 1980, 54(1): 1-12
- [33] 曾庆鑫, 倪世钊, 徐光洪, 等. 长江三峡东部地区奥陶系划分与对比. 中国地质科学院宜昌地质矿产研究所文集, 1983(6): 1-68
- [34] 苏文博, 李志明, 陈建强, 等. 海平面变化全球可比性的可靠例证: 上扬子地台东南缘奥陶纪层序地层及海平面变化研究. 沉积学报, 1999, 17(3): 345-353
- [35] 张俊明, 孙晓文, 李国祥, 等. 湘鄂地区晚寒武世末至早奥陶世特马豆克期层序地层与岩相古地理. 古地理学报, 2000, 2(3): 16-26
- [36] 肖传桃, 朱忠德, 李相明. 中扬子台地下奥陶统含礁层系层序地层研究. 中国地质, 2003, 30(3): 274-280
- [37] Liu J, Dai X, Liao H, et al. Demise of early Ordovician oolites in South China: evidence for paleoceanographic changes before the GOBE // Gutiérrez-Marco J C, Rábano I, García-Bellido D. Ordovician of the world. Madrid: Cuadernos del Museo Geominero, 2011, 309-317
- [38] 丁娜, 刘建波, 詹仁斌. 奥陶纪棘皮动物骨骼地球化学特征指示股海水 Mg/Ca 比的可靠性分析. 科学通报, 2014, 59(10): 924-935
- [39] 赖才根, 齐敦伦. 湘西北奥陶纪头足类 // 中国地质科学院地层古生物论文集编委会. 地层古生物论文集. 北京: 地质出版社, 1977: 1-88
- [40] 陈英华, 姬再良. 湘西中-晚奥陶世地层及其牙形石动物群. 中国地质科学院 562 综合大队集刊, 1987(6): 139-154
- [41] 姬再良. 湘西中-晚奥陶世的几个三叶虫. 地层古生物论文集, 1987(17): 247-256
- [42] 李光, 吴庆波. 湘西北早奥陶世南津关组生物丘(礁)及其形成环境. 地层学杂志, 2001, 25(1): 48-50
- [43] Gradstein F M, Ogg J G, Schmita M D, et al. The geologic time scale 2012. Amsterdam: Elsevier, 2012: 489-524
- [44] Mount J F. Mixing of siliciclastics and carbonate sediments in shallow shelf environments. *Geology*, 1984, 12: 432-435
- [45] Mount J F. Mixed siliciclastic and carbonate sediments: a proposed first-order textural and compositional classification. *Sedimentology*, 1985, 32: 435-442
- [46] Dunham R J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture // Ham W E. Classification of carbonate rocks. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 1962: 108-121
- [47] 冯增昭. 碳酸盐岩岩相古地理学. 北京: 石油工业出版社, 1989
- [48] Osleger D A, Read J F. Comparative analysis of methods used to define eustatic variations in outcrop: Late Cambrian interbasinal sequence developments. *American Journal of Science*, 1993, 293(3): 157-216
- [49] Wilson J E. Carbonate facies in geologic history. New York: Springer-Verlag, 1975
- [50] Hine A C, Wilber R J, Neumann A C. Carbonate sandbodies along contrasting shallow-bank margins facing open seaways, northern Bahamas. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 1981, 65: 261-290
- [51] Gawthorpe R L. Sedimentation during carbonate ramp-to-slope evolution in a tectonically active area: Bowland Basin (Dinantian), North England. *Sedimentology*, 1986, 33: 185-206
- [52] Liu Jianbo, Zhan Renbin. Temporal distribution of diagnostic biofabrics in the Lower and Middle Ordovician in North China: clues to the geobiology of the Great Ordovician Biodiversification Event. *Acta Geologica Sinica*, 2009, 83(3): 513-523
- [53] Ross C A, Ross J R P. North American depositional sequences and correlations // Cooper J D, Droser M L, Finney S C. Ordovician Odyssey: Proceedings of 7th International Symposium on the Ordovician System, Pacific Section. Fullerton: SEPM, 1995: 309-313
- [54] Woodcock N H. Sequence stratigraphy of the Palaeozoic Welsh Basin. *Journal of the Geological Society of London*, 1990, 147(1): 537-547
- [55] Kanygin A, Dronov A, Timokhin A, et al. Depositional sequences and palaeoceanographic change in the Ordovician of the Siberian craton. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2010, 296(1): 285-296