



论文

晚白垩世三冬期大气 CO₂ 及全球陆表均温变化: 植物化石证据

万传彪^①, 王德海^②, 朱占平^②, 全成^{③*}

① 大庆油田有限责任公司勘探开发研究院, 大庆 163712;

② 吉林大学地球科学学院, 长春 130061;

③ 吉林大学东北亚生物演化与环境教育部重点实验室, 长春 130026

* 联系人, E-mail: quan@jlu.edu.cn

收稿日期: 2010-05-25; 接受日期: 2010-11-17

国家重点基础研究发展计划(编号: 2006CB701401)、国家自然科学基金(批准号: 41002004)、中国博士后基金(编号: 20090451258)和现代地层古生物国家重点实验室(编号: 103107)资助

摘要 根据海相和陆相记录定量重建白垩纪大气 CO₂ 含量对于深入了解这一时期的“温室气候条件”尤为重要, 但目前多个阶段的古植物数据还非常有限. 基于气孔指数技术, 本文根据黑龙江嘉荫永安村组 3 个层位的铁线蕨型银杏化石表皮, 重建了晚白垩世三冬期大气 CO₂ 含量. 回归法分析的结果显示, 三冬期 CO₂ 含量存在明显的下降过程, 即从早期约 661 ppm (1 ppm=1 μL L⁻¹)降低到晚期约 565 ppm. 上述结果与 GEOCARB II 基本吻合, 表明三冬期 CO₂ 含量远高于现代. 相对高的 CO₂ 水平为这一时期气候的温暖性提供了新的证据. 此外, 植物数据显示, 白垩纪 CO₂ 含量总体上呈现出下降的趋势, 但在不同时期存在不同幅度的波动, 并以赛诺曼晚期、土伦期、三冬早期、坎潘晚期和/或马斯特里赫特晚期最为明显. 对古植物数据的综合分析表明, 晚白垩世全球陆表均温亦存在多次波动. 全球陆表均温的增量(ΔT)在赛诺曼早期约为 3°C, 土伦中期增至 4.7°C, 而随后又在柯尼亚克中期迅速降低至 2.2°C. 自三冬期以后, 全球陆表均温逐渐降低, 并伴有一些小幅波动.

关键词三冬期
CO₂
晚白垩世
全球陆表均温
气孔指数
永安村组
嘉荫

在地史时期, 白垩纪是重大地质事件多发的阶段, 如大洋缺氧事件^[1]和白垩纪-第三纪灭绝事件^[2]等. 这些事件触发了一系列环境变化, 并深刻改变了生物圈的组成结构^[3-5]. 在影响环境变化的诸多因素中, 大气 CO₂ 含量的变化具有显著作用^[3,5]. 包括被子植物辐射与分异在内的很多生物事件都被认为与 CO₂ 含量的变化趋势有关^[3,6]. 然而, 现有的白垩纪 CO₂ 含量研究多是基于不同年代分辨率的地球化学模型或

替代指标^[7-10], 而基于植物的白垩纪各阶段 CO₂ 定量重建工作还远未完成^[11-16].

植物采用不同的适应策略以生存于不同的地区和环境之下. 包括表皮和上覆角质层在内的几乎所有形态特征都会随着植物生长特定环境的不同而发生相应变化^[17-19]. 角质层和其上发育的气孔即是植物体内部与外部环境之间的界面. 一方面, 角质层可以防止体内细胞水分的散失^[20]; 另一方面, 植物通

过气孔的开合运动, 在控制 CO₂ 摄取的同时, 也限制着体内水分的蒸发^[21]. 在给定的环境下, 所有这些生理响应的机制需建立在一个最为简约的结构之上, 以最有效的方式获得基本的生长资源^[22], 如 CO₂、光照和养分等.

气孔和大气 CO₂ 之间的关系早已被人们熟知. 对现生和化石植物的调查以及对照实验研究显示, CO₂ 含量与气孔参数之间存在显著的负相关性^[18,19,23,24]. 这通常包括气孔密度和气孔指数两个参数. 气孔密度(stomatal density, SD)是指单位面积中的气孔个数; 气孔指数(stomatal index, SI)指单位面积上的气孔数与表皮细胞数的比例. 其中, 气孔密度受到多个环境因子的影响, 如光照强度、温度和水分等. 相反, 气孔指数仅对影响细胞形成的因子敏感, 而 CO₂ 即是其中之一^[25]. 因此, 对于给定的种类, 即使两个参数有相似的响应, 在估算 CO₂ 含量时气孔指数也更准确^[18,19,23,25]. 在适于重建古大气 CO₂ 的种类中, 松柏类和具有平行脉的裸子植物更多地被选用, 因为这些植物的气孔较规则地发育在叶片的某些区域^[12,18,26,27].

本文基于铁线蕨型银杏化石(*Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer)的气孔指数, 报道晚白垩世三冬期的 CO₂ 含量. 本文以及之前在嘉荫的研究结果^[14]综合显示, 从坎潘期至三冬期 CO₂ 含量不断降低. 此外, 基于现有的古植物数据, 讨论了晚白垩世大气 CO₂ 和全球陆表均温的变化趋势. 这些结果为晚白垩世大气 CO₂ 和古气候研究增加了新的资料.

1 材料与方法

1.1 材料

本次研究的银杏化石分别于2009和2010年采于黑龙江省嘉荫县南山的晚白垩世永安村组剖面(图1). 永安村组主要为浅湖相和冲积相沉积, 岩性以灰色泥岩、灰绿色粉砂岩和黄绿色砂岩为主^[28], 产叶肢介、恐龙足迹、鱼和植物等化石^[28,29]. 最近的孢粉和地层对比研究显示该组的时代为三冬期^[29,30].

永安村组的植物化石产于冲积平原三角洲前缘相, 含化石层位总体表现为淡水环境, 未见明显咸度变化^[30], 植物组合显示出较高湿度环境下的开阔植被特征^[29].

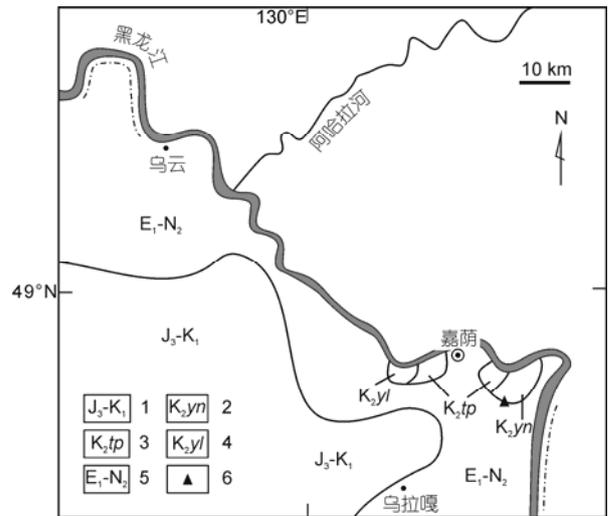


图1 嘉荫盆地地质略图及黑龙江省嘉荫县的银杏化石采集点

- 1, 上侏罗统至下白垩统; 2, 永安村组; 3, 太平林场组; 4, 渔亮子组;
- 5, 下古近系至中新统; 6, 南山永安村组剖面

1.2 角质层制备、统计和古温度分析

本次研究共从永安村组的3个层采得31块保存有完好角质层的银杏化石, 但其中部分为植物碎片(图2). 一般而言, 保证银杏类气孔指数统计的准确性最低要求5个叶片^[18]. 而在本次研究中, 对于每个层位, 气孔指数的统计至少在8个叶片上进行. 对31块标本中的94个片断进行了统计, 角质层样品的制备和统计方法详见Quan等^[14]. 本文报道的气孔数值为每层每个叶片所有测量结果的平均值. 实验工作在吉林大学东北亚生物演化与环境教育部重点实验室进行, 标本亦存放于此. 成像设备为JSM-6700F电子显微镜和Olympus DP12光学显微镜.

气孔指数通过如下公式计算: $SI(\%) = [SD / (SD + ED)] \times 100$. 式中, ED为非气孔的表皮细胞密度(包括副卫细胞和普通表皮细胞). 基于银杏化石的三冬期大气 CO₂ 含量重建以回归方程(regression function, RF)得出^[31]:

$$\text{古 CO}_2 = \frac{(415 \times SI - 1961) \times 2000}{3337 \times SI - 20000}, \quad (1)$$

该公式通过对腊叶标本的分析以及对现生银杏的控制实验数据得出^[31]. 由于现生银杏与铁线蕨型银杏在生态和解剖特征方面的高度相似性^[32-34], 该公式可顺利应用于当前三冬期的研究.

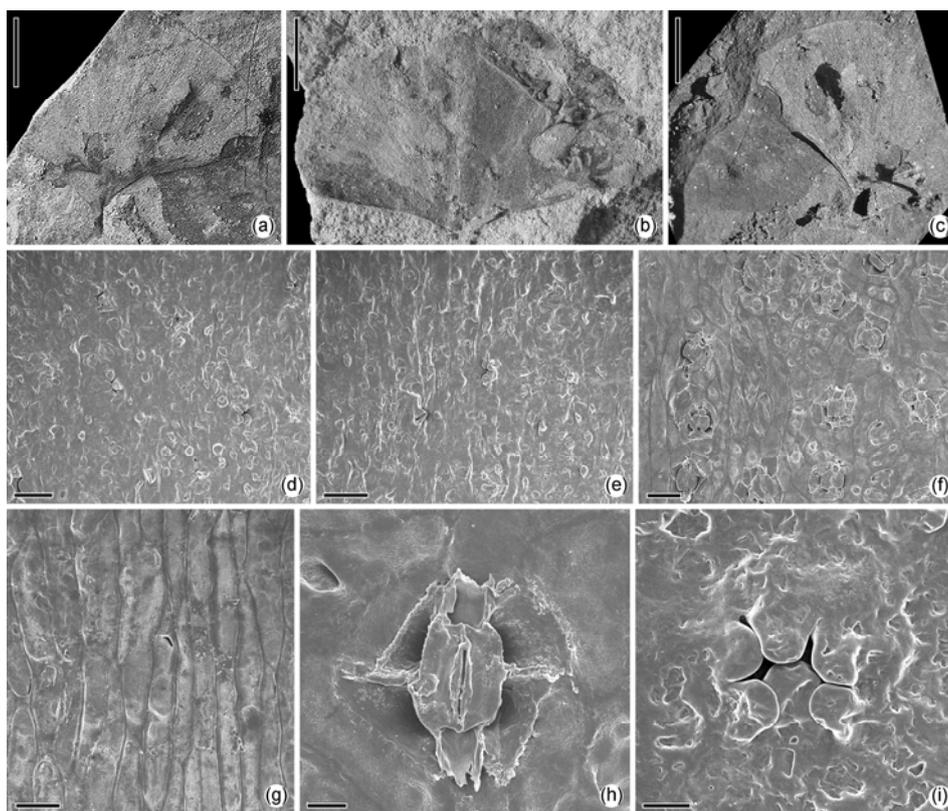


图 2 永安村组铁线蕨型银杏叶部化石和下表皮

(a)~(c) 叶部形态特征, 标尺=1 cm; (d) 气孔带外面观, 标尺=50 μm; (e) 脉区外面观(中部), 标尺=50 μm; (f) 气孔带内面观, 标尺=40 μm; (g) 脉区内面观, 标尺=20 μm; (h) 气孔内面观, 标尺=10 μm; (i) 气孔器外面观, 标尺=10 μm

为验证回归方程所得出的结果, 本文还应用了另一种其于植物气孔的 CO₂ 重建方法, 即最近现生对应法(nearest living equivalent, NLE). 最近现生对应是指与化石植物在生态类型和/或结构上最为相近的现生种. 化石植物的气孔指数与其现生最近对应种的气孔指数之比称为气孔比率(stomatal ratio, SR). 最近现生对应法设有两个标准, 分别作为最大和最小误差: 其一是气孔比率为 2, 对应的 CO₂ 含量为 600 ppm, 称为石炭纪标准(Carboniferous standardization); 其二是气孔比率为 1, 对应的 CO₂ 含量为 300 ppm (1 ppm=1 μL L⁻¹, 下同), 称为现代标准(recent standardization)^[35]. 现代标准更适合本次研究, 因为两个银杏种在形态、解剖和生态等方面都显示出高度相似性^[32-34], 并且地史间隔相对较短.

为从更大尺度追溯 CO₂ 的波动特征, 进一步计算了 CO₂ 比率(ratio of CO₂, RCO₂). CO₂ 比率指古大气 CO₂ 与工业革命前大气 CO₂ 含量之比. 铁线蕨型银杏

的最近现生对应显然是二裂银杏, 其平均气孔指数为 12.1^[18].

此外, 根据嘉荫的以及前人的研究结果, 通过 Kothavala 等^[36]的温度变化公式, 进一步计算出全球陆表均温(GMLST):

$$\Delta T = 4.0 \times \ln(RCO_2) \quad (2)$$

式中, ΔT 为全球陆表温度的增量. 该公式是基于模型得出的, 并假设 CO₂ 因温室效应而与温度有密切关联^[36].

2 结果与对比

2.1 气孔指数和古 CO₂

所有标本的气孔指数统计结果见表 1, 每个层位的平均结果见图 3. 显然, 每块化石银杏的气孔指数都远低于现生银杏(平均约 12.1^[18])(表 1), 表明三冬期的大气 CO₂ 含量要比现代高得多. 回归方程法得

表1 嘉荫永安村组铁线蕨型银杏气孔参数的测量结果

层位	标本	平均 ED (个 mm ⁻²)	SI(%)	平均 SI	标准 误差
YN3	YN09023	462.14	6.71	6.99	0.79
	YN09024	446.54	6.78		
	YN09026	438.21	7.30		
	YN09027	425.53	6.77		
	YN09028	472.60	6.95		
	YN09030	482.18	6.22		
	YN09031	458.59	6.76		
	YN09042	433.88	7.22		
	YN09046	435.48	7.37		
	YN09049	453.37	6.37		
	YN09051	451.43	7.73		
	YN09052	424.58	6.57		
	YN09055	456.55	7.72		
	YN09056	455.31	7.14		
YN2	YN09017	455.54	6.81	7.11	0.65
	YN09018	459.36	7.47		
	YN10005	633.92	5.71		
	YN10018	459.17	7.11		
	YN10019	445.84	7.53		
	YN10020	417.88	6.97		
	YN10023	438.64	7.60		
	YN10024	484.17	7.69		
YN1	YN09001	485.75	6.57	6.76	0.83
	YN09002	547.37	7.27		
	YN09003	535.44	6.66		
	YN09006	567.77	6.04		
	YN09008	441.37	6.17		
	YN09014	517.09	6.57		
	YN09015	539.70	7.67		
	YN09016	552.71	7.12		

出的估算结果显示, 三冬期大气 CO₂ 从早期的约 661 ppm 下降至中期的约 531 ppm, 随后又在晚期小幅回升至约 565 ppm (表 2), 总体上比现代高出 150~280 ppm (现代约为 380 ppm^[37]).

从气孔指数测量数据可进一步得出气孔比率, 并通过最近现生对应法的标准程序转化为 CO₂ 比率^[35]. 结果显示, 最近现生对应法的结果很好地匹配于回归方程法的结果(表 2 和图 4(b)). 三冬期大气 CO₂ 含量从早期约 503 ppm(层位 YN1)下降至中期约 478 ppm (层位 YN2), 并在晚期缓慢上升到约 486 ppm(层位 YN3)(均为现代标准)(表 2). 如图 4(b)所示, 回归方程法的结果均落在最近现生对应法的结果范围之内. 此外, 尽管回归方程法的结果整体上略高(平均高出约 97 ppm), 两种方法得出的结果都显示出三冬期大气 CO₂ 存在缓慢下降的过程(表 2 和图 4(b)).

2.2 与地球化学数据的对比

关于三冬期大气 CO₂, 目前尚未见及相关古植物的研究结果, 因此本文将所得结果与基于地球化学替代指标以及基于长期炭循环模型的研究结果相对比.

当前结果与 Berner^[7]基于 GEOCARB II 模型的三冬期估算结果最为匹配. 虽然在三冬早期, 本文回归方程法的结果要比 GEOCARB II 高出约 90 ppm, 但晚期的结果几乎相同(图 4(b)). 最近现生对应法的现代标准也和 GEOCARB II 最为相近(图 4(a)). 另一模型, GEOCARB III^[8]测得三冬期的大气 CO₂ 值约为 1270 ppm, 远高于本文结果, 但是本文结果总体上位于 GEOCARB II 和 III 之间. 许多学者认为^[12,16], 虽然 GEOCARB III 是一个更新后的模型, 但其中白垩纪的 CO₂ 总是远高于 GEOCARB II, 而从独立的古植

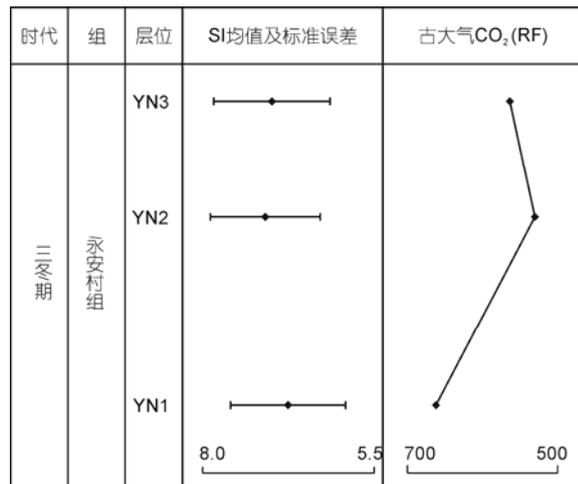


图3 永安村组各层位铁线蕨型银杏的古大气 CO₂ 估算
误差范围为标准误差

表2 基于银杏化石的三冬期 CO₂ 估算

层位	YN1	YN2	YN3
平均 SI(%)	6.76	7.11	6.99
标准误差	0.83	0.65	0.79
RF-CO ₂ (ppm)	660.82	530.58	565.19
RCO ₂	1.68	1.59	1.62
R.S.(ppm) ^{a)}	502.90	477.89	486.26
Σ因子-1(ppm)	452.61	430.10	437.63
C.S.(ppm) ^{a)}	1005.80	955.79	972.52
Σ因子+1(ppm)	1106.38	1051.36	1069.77

a) R.S., 现代标准; C.S., 石炭纪标准

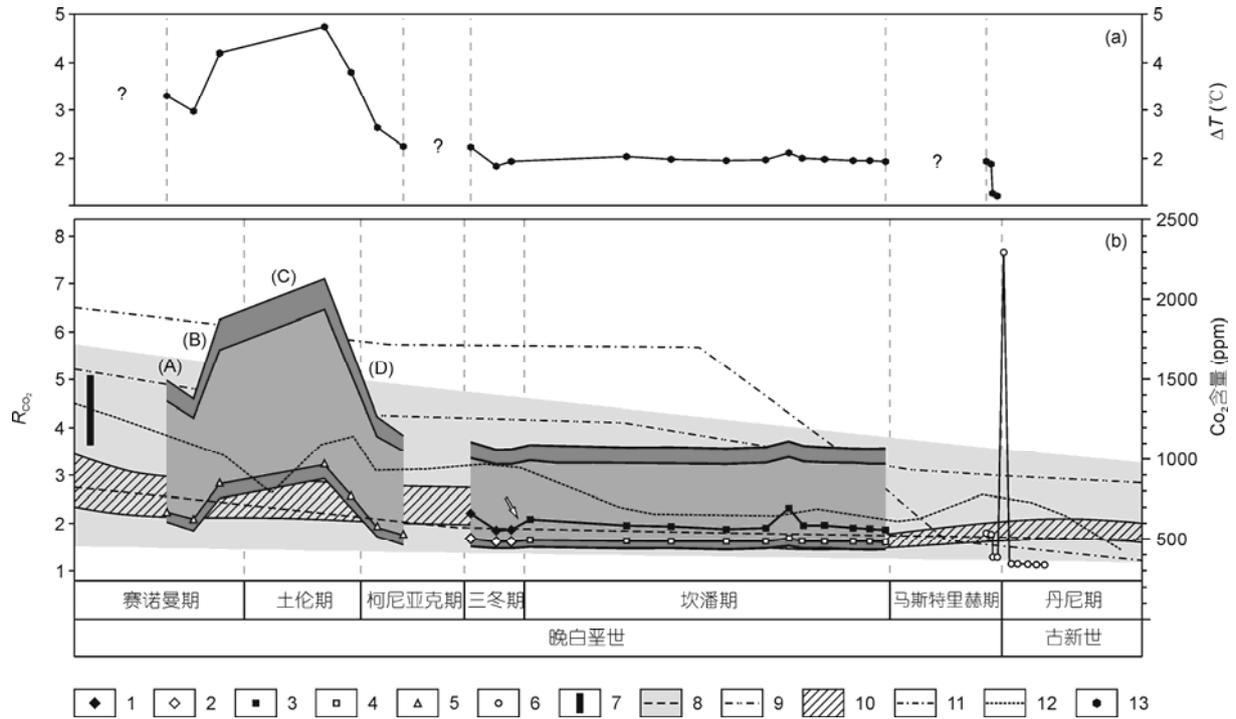


图 4 全球陆表均温变化趋势(a)和晚白垩世大气 CO₂(b)

1, 本文基于 RF 的结果; 2, 本文基于 NLE 的结果; 3, 基于 RF 的坎潘期结果^[14]; 4, 基于 NLE 的坎潘期结果^[14]; 5, 对 Retallack^[15]的数据进行基于 NLE 重新运算的结果; 6, 基于 RF 的马斯特里赫期结果^[11]; 7, 基于苔藓类同位素的赛诺曼期结果^[38]; 8, GEOCARB II 及误差范围^[7]; 9, GEOCARB III^[8]; 10, 盒子模型^[39]; 11, Ekart 等^[9]地球化学结果; 12, Tajika^[10]生物地球化学碳循环模型; 13, 全球陆表均温变化(ΔT)

物数据来看, GEOCARB II 在白垩纪的准确性可能更高. 嘉荫晚白垩世的研究结果似乎也说明了这一点.

Ekart 等^[9]以土壤碳酸盐作为古气压剂研究了白垩纪的大气 CO₂, 结果显示 CO₂ 的含量整体上呈现出下降的趋势, 并于白垩纪-第三纪界线之前降到 1000 ppm 以下. 其中, 三冬期的 CO₂ 含量约为(1270±500) ppm^[9]. 若将该结果的误差范围考虑在内, 则当前古植物结果与该地球化学结果也较为吻合(图 4(b)). 值得提及的是, 由于不同替代指标所受到的影响因素不同, 古土壤的 CO₂ 估算结果几乎总是远远高于古植物的结果^[18,40].

Tajika^[10]基于碳循环模型重建了白垩纪的碳循环和气候变化过程. 该模型综合考虑了大气 CO₂ 生物地球化学过程的长期影响因素(如, 有机碳的埋藏速率)和短期影响因素(如, 岩浆喷发的增多), 因为两个因素与白垩纪碳循环密切相关^[10]. 估算结果显示 CO₂ 在三冬期至坎潘期有明显的下降, 从约 970

ppm 降至约 650 ppm. 相比之下, 嘉荫的数据虽然也显示出同样的下降趋势, 但幅度要小得多(图 4(b)).

最近, Wallmann^[39]建立了针对白垩纪-第三纪全球碳-钙-锶循环问题的盒子模型. 该模型整体考虑了海洋和大气、碳酸盐岩以及总碳等. 在这一模型中, 由于微粒有机碳在埋藏过程中形成的负反馈, 而该过程又与 CO₂ 分压及相应风化速率密切相关, 所以白垩纪 Ca 含量的不断增高就意味着大气 CO₂ 含量的不断降低. 本文基于古植物的三冬期大气 CO₂ 与 Wallmann 的模型^[39]结果非常相近, 也都显示出下降的趋势, 但下降速度更快些(图 4(b)). 这可能是由于两项研究的时间分辨率不同而导致的. 此外, Wallmann 和同事^[39,41]推测在三冬期可能有较强烈的火山活动或者板块运动, 使得大量 CO₂ 和/或甲烷等温室气体被释^[42], 从而成为气候适宜期. 嘉荫地区永安村组内见有多层凝灰质的泥岩和粉砂岩^[28], 这表明其在三冬期时的气候可能即如上所述.

3 讨论

3.1 晚白垩世 CO₂

Haworth 等^[12]根据掌鳞杉科假拟节柏(*Pseudofrenelopsis*)的气孔指数,以最近现生亲缘法重建了白垩纪中期较大尺度的大气 CO₂. 其结果显示,从浩特里夫期至阿尔必期,大气 CO₂ 并不太高,且波动较缓. 另有两项针对早白垩世早中期的研究是以中国东北霍林河组革质银杏(*Ginkgo coriacea* Florin)为基础的^[16,43]. 但是,晚白垩世大气 CO₂ 的古植物学数据尚不多见. 晚白垩世是生物圈从中生代向新生代演替的重要阶段,在此期间发生了许多具有深刻影响的事件,包括环境的变迁和被子植物的全面崛起等^[3,4,44]. 本文汇编已有的古植物数据,试讨论晚白垩世 CO₂ 的变化趋势.

Fletcher 等^[38]根据陆生无气孔植物的稳定碳同位素($\delta^{13}\text{C}$)发展出一套新的 CO₂ 替代指标,并以此分析了南极洲亚里山大岛的地钱化石. 其结果显示在赛诺曼早期,大气 CO₂ 的含量在 1000~1400 ppm 之间,这一数据与其他独立的替代指标以及长期碳循环模型的结果基本吻合^[38]. 同时该结果也得到来自南半球松柏类和银杏类气孔数据研究的支持^[13].

Retallack^[15]通过收集整理现生银杏及其 4 个亲缘类群化石的气孔资料,曾率先发表了 300 Ma 以来的大气 CO₂ 重建结果. 在这一大尺度的研究中,CO₂ 的总体变化模式和基于海相化石氧同位素分析所得出的长期温度变化之间呈现出良好的相关性. 该研究的重要性还体现在其选取了银杏类的气孔指数为基础,从而在很大程度上减小了潜在影响因素,例如温度、湿度和光照强度等. 但同时该研究也存在一些问题,一是样品数量较少(通常小于 4 个),使得气孔指数具有很大的变化;二是其采用的转换公式并不适当^[18]. 因为迄今报道的晚白垩世古植物数据很少,本文采用最近现生对应法重新计算了 Retallack^[15]相关时期的原始数据. 之所以选择这一方法是因为:其一,不同物种的气孔对 CO₂ 的响应不同^[25], Retallack 原始数据^[15]包括了 *Ginkgo sibirica* Heer, *G. pilifera* Samylin 和 *G. transsenonicus* Krassilov 等多个种,而回归方程法是基于现生银杏的,故并不完全适合;其二,上述种类在形态和解剖特征上的变化很大,例如 *G. pilifera* 和 *G. transsenonicus* 有时会有双面气孔式的角质层出现^[14].

重新计算的结果显示,赛诺曼中期至柯尼亚克中期存在一系列强烈的波动(分辨率约为 1 Ma, 图 4(b)). 为叙述方便,这里将它们分为“A~D”等 4 个阶段(图 4(b)). 在“A”阶段,CO₂ 含量从约 680 ppm 降至 630 ppm,又在“B”阶段陡升到 850 ppm. 在“C”阶段继续上升至 971 ppm 后,又在“D”阶段快速下降到了约 520 ppm (图 4(b)). 虽然这一重新计算的结果显示出各阶段明显的波动性,但如图所示,整体上依然呈现出下降的趋势,即从赛诺曼中期约 680 ppm 降至柯尼亚克中期约 520 ppm. 此外,土仑中期至柯尼亚克中期的波动形式与 Tajika^[10]相应的结果较好地吻合,但赛诺曼早期至土仑中期却截然相反(图 4(b)). 因此这一时期的 CO₂ 含量还需要更多的数据来确认.

柯尼亚克晚期目前还缺乏古植物数据,但从趋势上来看,可能是一个缓慢的下降过程(图 4(b)).

本文和之前的研究表明,嘉荫的银杏化石为三冬期至坎潘期的 CO₂ 研究提供了坚实的证据^[14](图 4(b)). 这些古植物数据显示出该阶段 CO₂ 明显的下降过程,降幅约 100 ppm(回归法). 由于分辨率问题,地球化学方法并没有识别出这些变化过程.

嘉荫的数据显示,CO₂ 含量从三冬中期的 531 ppm 上升至坎潘早期的 620 ppm(图 4(b)中箭头). 但这个快速上升的过程还需要进一步确认,因为坎潘最早期的数据仅基于 1 块银杏化石^[14]. 这一阶段之后,CO₂ 含量从约 580 ppm 逐渐下降至坎潘晚期的 550 ppm,但伴有一次小幅波动(上升至约 690 ppm). 这次波动之后,继续缓慢降至马斯特里赫特晚期的 530 ppm,直至 K-T 事件的发生^[11](图 4(b)).

总结起来,地球化学的结果认为晚白垩世大气 CO₂ 经历了长期下降的过程,幅度从 1975~450 ppm 不等^[7-10,39](图 4(b)). 相比之下,古植物结果也体现出类似的 CO₂ 变化趋势,但同时识别出多个波动过程(图 4(b)).

3.2 全球陆表均温

全球陆表均温的变化依赖于气候系统对大气 CO₂ 及甲烷等温室气体含量的敏感性^[45]. 我们很久以前就认识到,由于甲烷易被氧化而不能长期存在,因此 CO₂ 在全球长期陆表温度的变化中就起到了主要作用^[37]. 而在通常情况下,CO₂ 含量的双倍变化被认为是影响平均温度变化的内在稳定性的范围^[45].

地球化学数据显示,除赛诺曼中期、土仑中期和

马斯特里赫期存在着持续约 3 Ma 的降温以外, 白垩纪的大多数时期以温暖气候为主^[46]. Retallack^[15]的研究为我们提供了显生宙 CO₂ 变化的大格局. 这一结果总体上与基于总碳平衡模型以及海相地球化学资料的结果基本吻合^[17]. 这些结果都显示, 当温度上升时, CO₂ 会同时增高, 反之下降. 但目前古植物的数据还不完整, 尚有多时期的空白有待补充. 本文根据已发表的气孔法 CO₂ 数据, 试讨论晚白垩世全球陆表均温的变化.

以银杏及亲缘类群为基础的研究已经得出较多古 CO₂ 估算结果, 将这些值代入公式(2), 即可得出相关全球陆表均温变化率(见图 4(a)). 晚白垩世的结果显示, 陆表均温在赛诺曼中期至柯尼亚克中期发生多次变化, 幅度从 2.2~4.7°C 不等(图 4(a)和表 3). 三冬期以后, 虽然存在一些突变, 如三冬中期的下降和坎潘晚期的上升, 但气孔数据显示出全球陆表均温梯度下降的整体特征(图 4(a)). 在马斯特里赫最晚期, 气孔数据显示陆表均温有一次较为明显的下降, 降幅约 1.9~1.2°C(图 4(a)和表 3). 整体而言, 这一陆表均温的变化模式与基于中国西藏上白垩统半深海沉积稳定碳和氧同位素的研究结果基本一致^[47], 尤其在三冬期、坎潘期和马斯特里赫期更是如此.

4 结论

基于永安村组铁线蕨型银杏的古植物数据显示大气 CO₂ 含量整体在三冬期从约 661 ppm 降至 565 ppm (回归法). 当前基于气孔的研究结果和 GEOCARB II 模型最为吻合. 较高的大气 CO₂ 含量有助于解释该时期的相关环境问题.

已有数据表明, 晚白垩世 CO₂ 整体上呈现出下降趋势, 并在个别时期伴有幅度不等的波动. 较为强烈的波动发生在赛诺曼晚期、土仑期、三冬早期、坎

表 3 晚白垩世基于气孔的 RCO₂ 和全球陆表均温增量

时期	年代(Ma)或层位	SI 均值(%)	RCO ₂	ΔT(°C)
马斯特里赫期 ^{a)}	65.4	8.40	1.35	1.20
	65.5	8.30	1.37	1.24
	65.8	7.10	1.60	1.87
	65.9	7.00	1.62	1.93
坎潘期	TP11	7.01	1.62	1.92
	TP10	6.98	1.62	1.94
	TP09	6.97	1.63	1.94
	TP08	6.92	1.64	1.97
	TP07	6.91	1.64	1.98
	TP06	6.70	1.69	2.10
	TP05	6.96	1.63	1.95
	TP04	6.98	1.62	1.94
	TP03	6.94	1.63	1.96
	TP02	6.93	1.63	1.97
	TP01	6.83	1.66	2.02
三冬期	YN3	6.99	1.62	1.93
	YN2	7.11	1.59	1.86
	YN1	6.76	1.68	2.07
赛诺曼期-土仑期	87	6.5	1.74	2.22
	88	5.9	1.92	2.61
	89	4.4	2.58	3.78
	90	3.5	3.24	4.70
	94	4.0	2.83	4.16
	95	5.4	2.10	2.96
	96	5.0	2.27	3.27

a) 设 K-T 界线为 65 Ma^[11]

潘晚期和马斯特里赫最晚期. 在这些时期内均有重要的地质事件发生, 但这些地质事件与 CO₂ 之间的联系机制目前还不清楚.

此外, 以 CO₂ 为基础的晚白垩世全球陆表均温研究结果与碳和氧同位素的研究结果基本一致. 整体而言, 温度增量从赛诺曼早期约 3°C 增加到土仑中期约 4.7°C, 随后在柯尼亚克中期急剧降至约 2.2°C. 三冬期之后, 全球陆表均温除一些小幅波动以外, 整体呈现出逐渐下降的态势.

致谢 感谢兰州大学孙柏年教授、解三平博士以及审稿人对本文提出的宝贵意见.

参考文献

- 1 Wang C S, Hu X M, Sarti M, et al. Upper Cretaceous oceanic red beds in southern Tibet: A major change from anoxic to oxic, deep-sea environments. *Cretaceous Res*, 2005, 26: 21-32
- 2 Alvarez L W, Alvarez W, Asaro F, et al. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction—Experimental results and theoretical interpretation. *Science*, 1980, 208: 1095-1108
- 3 McElwain J, Willis K J, Lupia R. Cretaceous CO₂ decline and the radiation and diversification of angiosperms. In: Ehleringer J R, Cerling T

- E, Dearing M D, eds. A History of Atmospheric CO₂ and its Effects on Plants, Animals, and Ecosystems. Berlin: Springer-Verlag, 2005. 133–165
- 4 Davies A, Kemp A E S, Pike J. Late Cretaceous seasonal ocean variability from the Arctic. *Nature*, 2009, 460: 254–258
 - 5 Royer D L, Berner R A, Park J. Climate sensitivity constrained by CO₂ concentrations over the past 420 million years. *Nature*, 2007, 446: 530–532
 - 6 Heimhofer U, Hochuli P A, Burla S, et al. Timing of Early Cretaceous angiosperm diversification and possible links to major paleoenvironmental change. *Geology*, 2005, 33: 141–144
 - 7 Berner R A. GEOCARB II: A revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. *Am J Sci*, 1994, 294: 56–91
 - 8 Berner R A, Kothavala Z. GEOCARB III: A revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. *Am J Sci*, 2001, 301: 182–204
 - 9 Ekart D D, Cerling T E, Montanez I P, et al. A 400 million year carbon isotope record of pedogenic carbonate: Implications for paleoatmospheric carbon dioxide. *Am J Sci*, 1999, 299: 805–827
 - 10 Tajika E. Carbon cycle and climate change during the Cretaceous inferred from a biogeochemical carbon cycle model. *Isl Arc*, 1999, 8: 293–303
 - 11 Beerling D J, Lomax B H, Royer D L, et al. An atmospheric PCO₂ reconstruction across the Cretaceous-Tertiary boundary from leaf megafossils. *Proc Nat Acad Sci USA*, 2002, 99: 7836–7840
 - 12 Haworth M, Hesselbo S P, McElwain J C, et al. Mid-Cretaceous PCO₂ based on stomata of the extinct conifer *Pseudofrenelopsis* (Cheileropidiaceae). *Geology*, 2005, 33: 749–752
 - 13 Passalia M G. Cretaceous PCO₂ estimation from stomatal frequency analysis of gymnosperm leaves of Patagonia, Argentina. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2009, 273: 17–24
 - 14 Quan C, Sun C, Sun Y, et al. High resolution estimates of paleo-CO₂ levels through the Campanian (Late Cretaceous) based on *Ginkgo* cuticles. *Cretaceous Res*, 2009, 30: 424–428
 - 15 Retallack G J. A 300-million-year record of atmospheric carbon dioxide from fossil plant cuticles. *Nature*, 2001, 411: 287–290
 - 16 Sun B N, Xiao L, Xie S P, et al. Quantitative analysis of paleoatmospheric CO₂ level based on stomatal characters of fossil *Ginkgo* from Jurassic to Cretaceous in China. *Acta Geol Sin-Engl Ed*, 2007, 81: 931–939
 - 17 Kürschner W M. Leaf sensor for CO₂ in deep time. *Nature*, 2001, 411: 247–248
 - 18 Beerling D J, Royer D L. Fossil plants indicators of the Phanerozoic global carbon cycle. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2002, 30: 527–556
 - 19 Hetherington A M, Woodward F I. The role of stomata in sensing and driving environmental change. *Nature*, 2003, 424: 901–907
 - 20 Goodwin S M, Jenks M A. Plant cuticle function as a barrier to water loss. In: Matthew A, Jenks P M H, eds. *Plant Abiotic Stress*. Oxford: Blackwell Publishing, 2007. 14–36
 - 21 Pillitteri L J, Sloan D B, Bogenschutz N L, et al. Termination of asymmetric cell division and differentiation of stomata. *Nature*, 2007, 445: 501–505
 - 22 Wright I J, Reich P B, Westoby M, et al. The worldwide leaf economics spectrum. *Nature*, 2004, 428: 821–827
 - 23 Woodward F I. Stomatal numbers are sensitive to increases in CO₂ from pre-industrial levels. *Nature*, 1987, 327: 617–618
 - 24 Royer D L, Wing S, Beerling D J, et al. Paleobotanical evidence for near present day levels of atmospheric CO₂ during part of the Tertiary. *Science*, 2001, 292: 2310–2313
 - 25 Royer D L. Stomatal density and stomatal index as indicators of paleoatmospheric CO₂ concentration. *Rev Palaeobot Palynol*, 2001, 114: 1–28
 - 26 孙柏年, 石亚军, 张成君, 等. 化石植物气孔与碳同位素的分析及应用. 北京: 科学出版社, 2009. 1–222
 - 27 Xie S, Sun B, Yan D, et al. Altitudinal variation in *Ginkgo* leaf characters: Clues to paleoelevation reconstruction. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 2009, 52: 2040–2046
 - 28 黑龙江省地质矿产局. 黑龙江区域地质志. 北京: 地质出版社, 1993. 1–736
 - 29 Sun G, Akhmetiev M, Golovneva L, et al. Late Cretaceous plants from Jiayin along Heilongjiang River, Northeast China. *Forsch Inst Senck*, 2007, 258: 75–83
 - 30 Quan C, Sun G. Late Cretaceous aquatic angiosperms from Jiayin of Heilongjiang, Northeast China. *Acta Geol Sin-Engl Ed*, 2008, 82: 1133–1140
 - 31 Royer D L. Estimating latest Cretaceous and Tertiary atmospheric CO₂ from stomatal indices. In: Wing S L, Gingerich P D, Schmitz B, et al. eds. *Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene*. Boulder: The Geological Society of America, 2003. 79–93
 - 32 Tralau H. Evolutionary trends in the genus *Ginkgo*. *Lethaia*, 1968, 1: 63–101

- 33 Royer D L, Hickey L J, Wing S L. Ecological conservatism in the “living fossil” *Ginkgo*. *Paleobiology*, 2003, 29: 84–104
- 34 Quan C, Sun G, Zhou Z. A new Tertiary *Ginkgo* (Ginkgoaceae) from the Wuyun Formation of Jiayin, Heilongjiang, northeastern China and its paleoenvironmental implications. *Am J Bot*, 2010, 97: 446–457
- 35 McElwain J C. Do fossil plants signal palaeoatmospheric CO₂ concentration in the geological past? *Philos T R Soc B*, 1998, 353: 83–96
- 36 Kothavala Z, Oglesby R J, Saltzman B. Sensitivity of equilibrium surface temperature of CCM3 to systematic changes in atmospheric CO₂. *Geophys Res Lett*, 1999, 26: 209–212
- 37 丁仲礼, 段晓男, 葛全胜, 等. 国际温室气体减排方案评估及中国长期排放权讨论. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2009, 39: 1659–1671
- 38 Fletcher B J, Beerling D J, Brentnall S J, et al. Fossil bryophytes as recorders of ancient CO₂ levels: Experimental evidence and a Cretaceous case study. *Global Biogeochem Cycles*, 2005, 19: 1–13
- 39 Wallmann K. Controls on the Cretaceous and Cenozoic evolution of seawater composition, atmospheric CO₂ and climate. *Geochim Cosmochim Acta*, 2001, 65: 3005–3025
- 40 Nordt L, Atchley S, Dworkin S I. Paleosol barometer indicates extreme fluctuations in atmospheric CO₂ across the Cretaceous-Tertiary boundary. *Geology*, 2002, 30: 703–706
- 41 Forster A, Schouten S, Baas M, et al. Mid-Cretaceous (Albian-Santonian) sea surface temperature record of the tropical Atlantic Ocean. *Geology*, 2007, 35: 919–922
- 42 Arthur M A, Dean W E, Schlanger S O. Variations in the global carbon cycle during the Cretaceous related to climate, volcanism, and changes in atmospheric CO₂. *Geophys Monogr*, 1985, 32: 504–529
- 43 Chen L Q, Li C S, Chaloner W G, et al. Assessing the potential for the stomatal characters of extant and fossil *Ginkgo* leaves to signal atmospheric CO₂ change. *Am J Bot*, 2001, 88: 1309–1315
- 44 Berner R A. The rise of plants and their effect on weathering and atmospheric CO₂. *Science*, 1997, 276: 544–546
- 45 Hegerl G C, Crowley T J, Hyde W T, et al. Climate sensitivity constrained by temperature reconstructions over the past seven centuries. *Nature*, 2006, 440: 1029–1032
- 46 Royer D L. CO₂-forced climate thresholds during the Phanerozoic. *Geochim Cosmochim Acta*, 2006, 70: 5665–5675
- 47 Li X, Jenkyns H C, Wang C, et al. Upper Cretaceous carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of hemipelagic carbonate facies from southern Tibet, China. *J Geol Soc*, 2006, 163: 375–382