

新疆阿勒泰地区近 440 年来大气 $\delta^{13}\text{C}$ 变化*陈 拓^{1**} 秦大河¹ 刘晓宏¹ 任贾文¹ 李江风²⁽¹⁾ 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 冰芯与寒区环境开放实验室, 兰州 730000;⁽²⁾ 新疆气象科学研究所, 乌鲁木齐 830002)

【摘要】 化石燃料的大量使用和森林的过度砍伐, 引起大气中 CO_2 浓度的大幅度增加, 同时由于 Suess 效应, 大气 CO_2 中的 $\delta^{13}\text{C}$ 在不断地下降. 植物中 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化是大气 CO_2 浓度和同位素比值变化的敏感指示器. 文中利用树木年轮 $\delta^{13}\text{C}$ 序列和植物碳同位素分馏模型, 尝试恢复了新疆阿勒泰地区近 440 年来大气 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化. 结果表明, 1850 年之前, 从树木年轮 $\delta^{13}\text{C}$ 序列恢复的大气 $\delta^{13}\text{C}$ 相对恒定在 -6.60‰ ($R^2 = 0.052$), 而 1850 年之后, 该大气 $\delta^{13}\text{C}$ 明显降低 ($R^2 = 0.65$), 平均约为 -7.04‰ , 平均年降低 0.0084‰ . 这一结果高于从冰芯气泡所恢复的大气 $\delta^{13}\text{C}$, 1850 年~1981 年冰芯大气 $\delta^{13}\text{C}$ 平均年降低约 0.0065‰ . 这可能与从树木年轮 $\delta^{13}\text{C}$ 序列恢复的大气 $\delta^{13}\text{C}$ 有更高的分辨率及树木生长点大气 $\delta^{13}\text{C}$ 不同于全球大气 $\delta^{13}\text{C}$ 值有关.

关键词 树木年轮 大气 $\delta^{13}\text{C}$ 模型**文章编号** 1001-9332(2003)09-1469-04 **中图分类号** P595, S718.5 **文献标识码** A

Dynamics of atmospheric $\delta^{13}\text{C}$ in the past 440 years in Aleitai, Xinjiang. CHEN Tuo¹, QIN Dahe¹, LIU Xiaohong¹, REN Jiawen¹, LI Jiangfeng² (¹Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China; ²Xinjiang Institute of Meteorology, Urumchi 830002, China). -Chin. J. Appl. Ecol., 2003, 14(9): 1469~1472.

Since industrial revolution, a large amount of anthropogenic CO_2 from fossil fuel combustion and deforestation has been emitted into atmosphere, and thus, the atmospheric CO_2 concentration increased rapidly, while the $\delta^{13}\text{C}$ in atmospheric CO_2 became lower and lower due to Suess effect. Therefore, the prediction of $\delta^{13}\text{C}$ is crucial for studying global changes. In order to make an accurate prediction, it is necessary to understand its historical variation. The dynamics of $\delta^{13}\text{C}$ in plants can sensitively reflect it. In this paper, the dynamics of $\delta^{13}\text{C}$ in atmospheric CO_2 in the past 440 years in Aleitai, Xinjiang were reconstructed by using tree-ring $\delta^{13}\text{C}$ series and plant stable carbon isotope fractionation model. The results showed that atmospheric $\delta^{13}\text{C}$ value was relatively constant before 1850 ($R^2 = 0.052$), which was about -6.60‰ , while a sharp decrease in atmospheric $\delta^{13}\text{C}$ with an average of -7.02‰ was found since 1850 ($R^2 = 0.65$). Compared with those from ice core bubbles, more fluctuations were found in atmospheric $\delta^{13}\text{C}$ derived from tree-ring series, possibly due to the higher resolution of the latter, and the difference of real atmospheric $\delta^{13}\text{C}$ between the growth site of the tree and the globe.

Key words Tree ring, Atmosphere, $\delta^{13}\text{C}$, Model.

1 引言

工业革命以来, 由于大量化石燃料的燃烧和去森林化, 大气 CO_2 浓度迅速升高^[1,2], 并对全球气候产生很大的影响, 进而影响人类文明的发展. 为此准确地预测出未来大气 CO_2 浓度, 对地球表面的碳循环进行定量的评估非常关键. 当前在全世界许多地点进行了大气 CO_2 浓度的监测, 并通过多种手段从各种地质档案, 如冰芯、植物化石等中获得了大气 CO_2 浓度的长期趋势, 这些信息为了解全球性碳循环提供了很大帮助. 然而, 在 CO_2 长期增加过程中, 陆地生物圈和海洋起了何种作用仍不很清楚, 这就要求我们在测定大气 CO_2 浓度的同时, 需对大气 CO_2 中 $\delta^{13}\text{C}$ 加以测定, 因为大气-陆地生物圈之间

的同位素分馏远大于大气圈-表层海洋之间的同位素分馏. 在这一基础上, 可将陆地生物圈和大气圈之间的 CO_2 交换同海洋跟大气圈之间的 CO_2 交换分离开来^[19]. 因此, 研究大气 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化历史, 有助于预测今后的趋向, 对全球变化的研究和全球碳循环模型的完善具有重要意义. 然而, 大气 $\delta^{13}\text{C}$ 的直接仪器测量从 1978 年才开始, 且只是对全球零星站点进行测量, 缺乏长期和系统性的资料. 冰芯气泡中大气 $\delta^{13}\text{C}$ 分析能较好地提供有益信息, 但提供的序列往往间断不连续, 年代越古老, 分辨率越低.

* 中国科学院知识创新工程重大项目(KZCX1-10-02)和中国科学院冰芯与寒区环境开放实验室知识创新工程资助项目(2105067).

* * 通讯联系人.

2001-03-27 收稿, 2001-11-07 接受.

根据 Farquhar 等^[5]提出的植物碳同位素分馏模型,植物碳同位素比率($\delta^{13}\text{C}_p$)由大气 CO_2 碳同位素比率($\delta^{13}\text{C}_a$)和植物内部 CO_2 浓度(C_i)与大气 CO_2 浓度(C_a)之比共同决定.已有研究表明,树木年轮 $\delta^{13}\text{C}$ 能较好地反映大气 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化^[7],但较少有人试把树木年轮 $\delta^{13}\text{C}$ 转变为大气 $\delta^{13}\text{C}$ 信号^[13,14].而这种转换的一个明显优势是可以得到一个时间分辨率高、时间较长、且连续的大气 $\delta^{13}\text{C}$ 序列.本文利用冰芯气泡 CO_2 中的 $\delta^{13}\text{C}$ 测量结果,对新疆阿勒泰地区落叶松树木年轮 $\delta^{13}\text{C}$ 值进行了校正,以求直接获取大气 $\delta^{13}\text{C}$ 变化信息.

2 材料与方法

2.1 样品采集和处理

实验用样品落叶松(*Larix sibirica*)于1981年7月21日采集于新疆阿勒泰县林上区(87°45'E, 48°22'N, 海拔2110 m).树龄486年,树高21.5 m,胸直径48.3 cm.森林内植被覆盖率为89.6%,主要是草类和灌木.土壤为山地灰化森林土,土层较薄,平均土壤厚度只有31.9 cm.坡度较缓,整个森林内坡度为30.3°,采样点为16°.试验样品的处理与分析见文献^[1],分析结果以 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 表示:

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = \left\{ \left[\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}}{\text{样品}} - \left[\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}}{\text{标准}} \right] \right\} / \left[\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}}{\text{标准}} \right] \times 1000 \quad (1)$$

2.2 数据处理

根据 Farquhar^[5]提出的模型,植物 $\delta^{13}\text{C}$ 值的大小由大气 $\delta^{13}\text{C}$ 值和 C_i/C_a 比来决定.反过来,如果知道 C_i/C_a 比例的大小,植物 $\delta^{13}\text{C}$ 则可以转换成大气 $\delta^{13}\text{C}$.为此,使用从南极冰芯气泡测定的大气 $\delta^{13}\text{C}$ 来建立和检查 C_i/C_a 随时间的可能变化情况.转换方程(2)有

$$C_i/C_a = (\delta^{13}\text{C}_a - \delta^{13}\text{C}_p - 4.4)/22.6 \quad (2)$$

方程(2)的计算结果见表1.由表1可以看出, C_i/C_a 的变化未呈明显的趋势($r=0.34$, $n=22$),主要在偏离平均数0.01的范围内波动.

假定 C_i/C_a 在树木整个生活史中均恒定在0.58左右(因树木在进行气体交换过程中普遍存在一种自动均衡调节功能,从而使 C_i/C_a 趋向不易随环境气候条件的变化而有较大的波动^[16,17]. Wong 等^[24]和孙谷畴等^[22]在控制条件的实验中也得出了玉蜀黍(*Zea mays*)、桉树(*Eucalyptus pauciflora*)和荷木(*Schima superba*)等叶片的 C_i/C_a 在较大的光照、养分水平、水分等变幅下几乎为一常数),则利用方程(2)可以建立大气 $\delta^{13}\text{C}$ 值(简称为树木年轮大气 $\delta^{13}\text{C}$ 值)的变化.建立的树木年轮大气 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化如图1.

3 结果与讨论

3.1 树木年轮大气 $\delta^{13}\text{C}$ 的基本特征

以1850年为界,大致可将树木年轮大气 $\delta^{13}\text{C}$

表1 利用冰芯气泡恢复的大气 CO_2 中 $\delta^{13}\text{C}$ 值^[8]和树木年轮 $\delta^{13}\text{C}$ 值的 C_i/C_a

Table 1 Calculated C_i/C_a values using $\delta^{13}\text{C}$ of atmospheric CO_2 from ice core bubble and tree-ring $\delta^{13}\text{C}$ series

公元年 Year AD	树木年轮 $\delta^{13}\text{C}$ 值 Tree-ring $\delta^{13}\text{C}$ values(‰)	大气 $\delta^{13}\text{C}$ 值 Atmospheric $\delta^{13}\text{C}$ values(‰)	C_i/C_a
1744	-23.78	-6.48	0.57
1764	-23.96	-6.31	0.59
1791	-24.24	-6.48	0.59
1816	-23.74	-6.39	0.57
1839	-24.04	-6.62	0.58
1843	-23.42	-6.54	0.55
1847	-23.08	-6.51	0.54
1854	-23.87	-6.48	0.57
1869	-24.01	-6.55	0.58
1874	-24.21	-6.43	0.59
1878	-25.13	-6.51	0.63
1887	-23.68	-6.43	0.57
1899	-23.80	-6.77	0.56
1903	-23.98	-6.8	0.57
1905	-24.27	-6.71	0.58
1909	-24.45	-6.55	0.60
1915	-24.99	-6.86	0.61
1921	-24.73	-6.75	0.60
1927	-25.09	-6.78	0.62
1935	-24.65	-6.91	0.59
1943	-24.61	-6.82	0.59
1953	-24.56	-6.85	0.59
平均值 Mean values			0.58
标准差 Standard errors			0.02

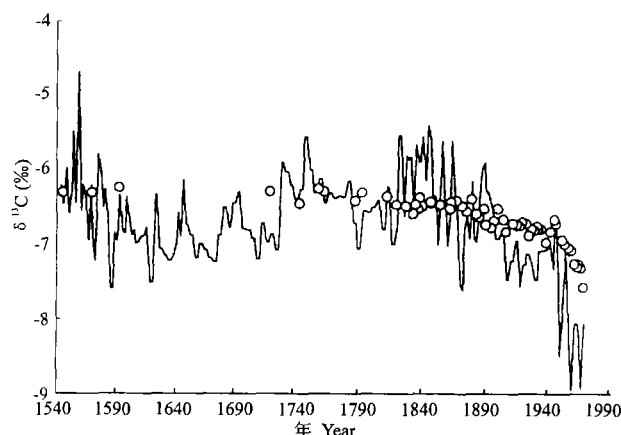


图1 利用树木年轮序列重建的大气 $\delta^{13}\text{C}$ 值的时间变化及与冰芯气泡和直接大气测量所获得的大气 $\delta^{13}\text{C}$ 值(如圆所示)的比较(两者的线性回归方程为: $y=0.3036x-4.5714$, $R^2=0.69$, $n=32$)

Fig.1 Changes of $\delta^{13}\text{C}$ of atmospheric CO_2 in the past 440 years in Aleitai, Xinjiang reconstructed by using tree-ring $\delta^{13}\text{C}$ series and comparison with atmospheric $\delta^{13}\text{C}$ from direct observation and ice core bubble.

的变化划分为两个阶段.1850年之后的下降趋势($R^2=0.65$)和之前的相对恒定($R^2=0.052$).1850年前,树木年轮大气 $\delta^{13}\text{C}$ 值的平均值约为 -6.60‰ .这与 Leuenberger 等^[15]从极地冰芯气泡计算的结果非常接近.他认为,从公元1000年左右直到19世纪中叶,地球大气 $\delta^{13}\text{C}$ 值较为稳定,平均约为 -6.48‰ .这说明在1850年未受人类活动较大干扰之前,陆地生物圈、大气圈和海洋之间的 CO_2

交换处于一种较稳定的状态^[6]. 1850 年后, 树木年轮大气 $\delta^{13}\text{C}$ 值从 1850 年到 1981 年降低幅度达 2.7‰, 平均年降低约 0.0084‰. 这种降低趋势在实际的大气测量中和利用其他代用资料(如冰芯)获得的大气 $\delta^{13}\text{C}$ 信息中均有发现. 这是全球性的去森林化和加强的化石燃料燃烧^[6,8] 导致的, 因为化石燃料的 $\delta^{13}\text{C}$ 值较低, 约为 -26‰, 所以它的燃烧使得贫 $\delta^{13}\text{C}$ 的 CO_2 气体被排放到大气中. 同时因森林的过度砍伐, 树木吸收的大气 CO_2 总量减少, 导致较多的 $\delta^{13}\text{C}$ 的 CO_2 气体停留在大气中. 这两个过程均会造成大气 $\delta^{13}\text{C}$ 的不断降低.

1914 年~1957 年期间, 树木年轮大气 $\delta^{13}\text{C}$ 几乎恒定在 -7.22‰ 左右. 这种现象在 Farmer 等^[4] 和蒋高明等^[9] 的报道中也有发现. 可能是这段时间内海洋增加了对 CO_2 的吸收速度, 或者是陆地生物群落对 CO_2 的固定作用加强, 使大气中的 CO_2 出现自动平衡状态的缘故^[4]. 并且, 在 1582 年~1728 年树木年轮大气 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏负(平均值为 -6.90‰). 这一低值期可能与小冰期有关. 资料表明, 17 世纪是我国小冰期盛期, 年平均温度比现今低 1~2℃^[25]. 植物是大气 CO_2 循环的参与者, 温度的降低通过影响植物呼吸作用和光合作用来改变植物总生物量和生产力^[11]; 同时, 由于海洋对大气 $\delta^{13}\text{C}$ 变化具有很强的缓冲能力, 而海洋这种能力的高低取决于海洋温度, 所以温度的降低会影响海洋对大气 CO_2 的吸收^[10], 从而对大气 CO_2 浓度及其 $\delta^{13}\text{C}$ 值产生影响.

3.2 树木年轮大气 $\delta^{13}\text{C}$ 值与全球大气 CO_2 浓度变化的关系

由图 2 可以看出, 树木年轮大气 $\delta^{13}\text{C}$ 值与全球大气 CO_2 浓度之间存在一种明显的反相关关系 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{树木年轮大气}} = -0.0451C_{\text{全球大气}} + 6.5266$, $R^2 = 0.7458$, $n = 34$). 这与 Francey 等^[6] (分析的极地冰芯气泡) 和 Keeling 等^[12] (实际的大气观测) 的结果基本一致. 说明大气 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化也较好地指示出大气 CO_2 浓度的变化. 这在利用碳循环模型预测未来 CO_2 浓度的变化趋势时可以用大气 CO_2 浓度和 $\delta^{13}\text{C}$ 值来互相补充.

3.3 树木年轮大气 $\delta^{13}\text{C}$ 与冰芯气体反映的大气 $\delta^{13}\text{C}$ 的比较

与冰芯气体反映的大气 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化比较, 树木年轮大气 $\delta^{13}\text{C}$ 整体上出现了较大的波动(表 2 和图 1). 一方面, 可能与树木年轮大气 $\delta^{13}\text{C}$ 序列更高的分辨率有关. 因为气泡在冰芯中完全与外界大气相

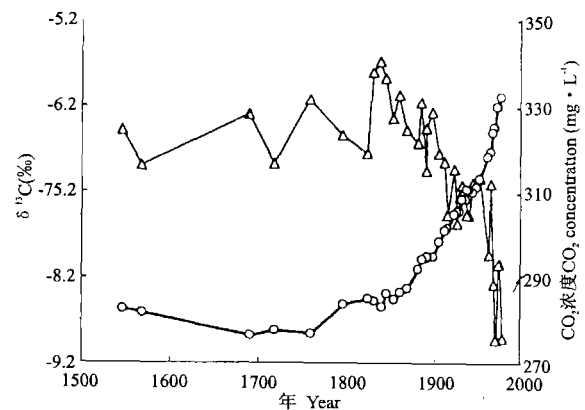


图 2 树木年轮大气 $\delta^{13}\text{C}$ 值与全球大气 CO_2 浓度变化的关系

Fig. 2 Relationship between atmospheric $\delta^{13}\text{C}$ derived from tree-ring $\delta^{13}\text{C}$ series and atmospheric CO_2 concentration in the world.

隔离需要一定的时间, 所以导致不易检测出 10 年以内的大气 $\delta^{13}\text{C}$ 波动. 例如, 在 1744~1900 年之前冰芯大气 $\delta^{13}\text{C}$ 值只有 13 个点, 平均时间分辨率仅为 12 年左右^[8], 而本树木年轮大气 $\delta^{13}\text{C}$ 序列的时间分辨率为 2 年. 另一方面, 也可能与树木所处局地大气 $\delta^{13}\text{C}$ 值不同有关. 尽管由于大气环流引起的大气自身混合作用, 使得在北美、南美、澳大利亚、欧洲、太平洋、北极等地测得的大气 CO_2 浓度和 $\delta^{13}\text{C}$ 值接近相同^[2,3,12], 但也存在时空上明显的差异. 如季节性变化幅度从北纬 40° 的 0.8‰ 降低到赤道附近

表 2 树木年轮大气 $\delta^{13}\text{C}$ 与冰芯大气 $\delta^{13}\text{C}$ 基本特征对比

Table 2 Comparison of fundamental statistics features of atmospheric $\delta^{13}\text{C}$ from tree-ring $\delta^{13}\text{C}$ series and ice core bubbles (‰)

	1850 年前 Pre-1850 AD					1850 年后 After 1850 AD				
	MN	STD	SEm	MAX	MIN	MN	STD	SEm	MAX	MIN
A	-6.60	0.47	0.03	-4.69	-7.59	-7.04	0.74	0.06	-5.40	-8.95
B	-6.34	0.43	0.14	-5.68	-6.90	-7.34	0.76	0.12	-6.08	-8.95
部分	-6.37	0.09	0.03	-6.25	-6.50	-6.82	0.23	0.04	-6.45	-7.37
Part										

MN: 序列平均值 Average values of a series; STD: 序列标准差 Standard error of a series; SEm: 序列平均值的标准误差值, 表征序列实际平均值的估计区间 Standard error of average value, which indicates estimated ranges of actual average values; MAX: 序列最大值 Maximum value of a series; MIN: 序列最小值 Minimum value of a series. A, B: 分别指树木年轮大气和冰芯大气 $\delta^{13}\text{C}$ 值 Atmospheric $\delta^{13}\text{C}$ values from tree rings and ice cores, respectively; 部分: 指与冰芯——对应年各种统计情况 The statistical characteristics of atmospheric $\delta^{13}\text{C}$ values from tree rings corresponding to that from ice cores.

的 0.2‰^[19]. 这可能与不同地区具有不同的植被类型有关. Valentini 等^[23] 的研究表明, 不同植被对大气碳的固定作用不同. 因此, 生境大气真实 $\delta^{13}\text{C}$ 值可能与实际上大气 $\delta^{13}\text{C}$ 值有所不同. 这暗示在研究全球性碳循环时也应开展区域性的碳循环研究, 所利用的过去大气 CO_2 、 $\delta^{13}\text{C}$ 值浓度和 $\delta^{13}\text{C}$ 值分辨率最好较高, 以避免因低的分辨率而导致最后的预测结果偏移.

4 结 语

利用树木年轮可较真实地重建大气 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化历史,从而克服了利用冰芯气泡所得结果间断、分辨率不高,以及直接大气观测年代短、费时费力的缺点.同时,不同地区大气 $\delta^{13}\text{C}$ 可能存在差异,不同分辨率的大气 $\delta^{13}\text{C}$ 值序列可能包含有不同的信息,因此对全球碳循环更好的完善需要研究区域性的碳循环长期变化,树木几乎遍及全球的分布提供了这种条件,而这是直接观测和冰芯记录很难达到的.

本文结果仅源于对一棵树树木年轮 $\delta^{13}\text{C}$ 值的分析,其代表性如何还有待于进一步的探讨.有人观察到树木年轮碳同位素序列主要反映的是区域性的气候变化而非局地气候因子的影响^[18,21].既然树木年轮 $\delta^{13}\text{C}$ 响应的时区域性的气候变化,树木年轮大气 $\delta^{13}\text{C}$ 所揭示的变化特征也可能与区域性的大气 $\delta^{13}\text{C}$ 变化有关.另外,忽略了气候变化引起了生化分馏系数 b 的变化.生化分馏系数 b 的大小是由光合酶 RuBP 羧化酶决定的.酶对 $^{13}\text{CO}_2$ 的识别能力对温度的高低有一定的依赖性. O'Leary^[20] 报道,在 35℃ 时,羧化酶引起 27‰ 的识别(对棉花),而在 30℃ 时,这个值为 36‰(对菠菜).但有人在研究温度对大豆生化分馏系数 b 的影响时发现,在 25℃ 时, $b = 27‰$,并且在植物适应温度范围内,这个值接近于一常值^[20].

参考文献

- Chen T(陈 拓), Qin D-H(秦大河), Li J-F(李江风), *et al.* 2000. Response of stomatal conductance of a natural tree for the past 240 years to changes of atmospheric CO_2 concentration. *J Lanzhou Univ(Nat Sci)* (兰州大学学报(自然科学版)), **20**(4): 112~116 (in Chinese)
- Denning AS, Randall PA. 1996. Simulation of terrestrial carbon metabolism and atmospheric CO_2 and a general circulation models 2. Simulated CO_2 concentrations. *Tellus*, **48B**: 543~567
- Enting IG, Trudinger CM, Francey RJ. 1995. A synthesis inversion of the concentration and $\delta^{13}\text{C}$ of atmospheric CO_2 . *Tellus*, **47**: 35~52
- Farmer JG. 1979. Problems in interpreting tree-ring $\delta^{13}\text{C}$ records. *Nature*, **279**: 229~231
- Farquhar GD, O'Leary MH, Baxter JA. 1982. On the relationship between carbon isotope discrimination and intercellular carbon dioxide concentration in leaves. *Aust J Plant Physiol*, **9**: 121~137
- Francey RJ, Allison CE, Etheridge DM, *et al.* 1999. A 1000-year high precision record of $\delta^{13}\text{C}$ in atmospheric CO_2 . *Tellus*, **51B**: 170~193
- Freyer HD, Belacy N. 1983. $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ records in northern hemispheric trees during the past 500 years - Anthropogenic impact and climatic superpositions. *J Geophys Res*, **88**: 6844~6852
- Friedli H, Lotscher H, Oeschger H, *et al.* 1986. Ice core record of the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio of atmospheric CO_2 in the past two centuries. *Nature*, **324**: 237~238
- Jiang G-M(蒋高明), Huang Y-X(黄银晓), Wan G-J(万国江), *et al.* 1997. A study on the $\delta^{13}\text{C}$ values of tree rings and their indicative functions in revealing atmospheric CO_2 changes in north China. *Acta Phytocol Sin* (植物生态学报), **21**(2): 155~160 (in Chinese)
- Jiang G-M(蒋高明). 2001. Review on some hot topics towards the researches in the field of plant physioecology. *Acta Phytocol Sin* (植物生态学报), **25**(5): 514~519 (in Chinese)
- Jiang Y-L(蒋延玲), Zhou G-S(周广胜). 2001. Carbon equilibrium in *Larix gmelini* forest and impact of global change on it. *Chin J Appl Ecol* (应用生态学报), **12**(4): 481~484 (in Chinese)
- Keeling CD, Bacastow RB, Carter AF, *et al.* 1989. A three-dimensional model of atmospheric CO_2 transport based on observed winds 1. Analysis of observational data. In: Peterson DH ed. Aspects of Climate Variability in the Pacific and the Western America. *Geophys Monogr*, **55**: 165~236
- Krishnamurthy RV. 1996. Implications of a 400 year tree ring based $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ chronology. *Geophys Res Letter*, **23**: 371~374
- Leavitt SW. 1994. South American tree rings show declining trend. *Tellus*, **46B**: 152~157
- Leuenberger M, Siegenthaler U, Langway CC. 1992. Carbon isotope composition of atmospheric CO_2 during the last ice age from an Antarctic ice core. *Nature*, **357**: 488~490
- Marshall JD, Monserud RA. 1996. Homeostatic gas-exchange parameters inferred from $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ in tree rings of conifers. *Oecologia*, **105**: 13~21
- Marshall JD, Zhang J. 1994. Carbon isotope discrimination and water-use efficiency in native plants of the north-central Rockies. *Ecology*, **75**: 1887~1895
- Mazany T, Lerman JC, Long A. 1980. Carbon-13 in tree-ring cellulose as an indicator of past climates. *Nature*, **287**: 432~435
- Mook WG, Koopmans M. 1983. Seasonal, latitudinal, and secular variations in the abundance and isotopic ratios of atmospheric carbon dioxide I. Results from land stations. *J Geophys Res*, **88**: 10915~10933
- O'Leary MH. 1981. Carbon isotope fractionation in plants. *Phytochemistry*, **20**: 553~567
- Saurer M, Siegenthaler U. 1995. The climate-carbon isotope relationship in tree rings and the significance of site conditions. *Tellus*, **47B1**: 320~330
- Sun G-C(孙谷畴), Lin Z-F(林植芳). 1992. $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio in tree ring of subtropical monsoon evergreen broad-leaved forest and CO_2 concentration in atmosphere. *Chin J Appl Ecol* (应用生态学报), **3**(4): 291~295 (in Chinese)
- Valentini R, Matteucci G, Dolman AJ, *et al.* 2000. Respiration as the main determinant of carbon balance in European forest. *Nature*, **404**: 861~867
- Wong SC, Cowan IR, Fraquhar GD. 1979. Stomatal conductance correlates with photosynthetic capacity. *Nature*, **282**: 424~426
- Zhang Z-K(张振克), Wu R-J(吴瑞金). 1999. Climatic changes of little ice age and its social effects in China. *Explor Nat* (大自然探索), **18**(1): 66~70 (in Chinese)

作者简介 陈 拓,男,1971年生,博士,主要从事树木年轮与全球变化研究,发表论文 20 余篇. E-mail: chentuo@ns.lzb.ac.cn