

珠江三角洲埋藏古森林地层年代与沉积特征*

丁 平^① 沈承德^{①②} 王 宁^③ 易惟熙^①
丁杏芳^② 付东坡^② 刘克新^②

(^①中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室,广州 510640;

^②北京大学核物理与核技术国家重点实验室,北京 100871; ^③香港大学地球科学学院,香港)

摘要 珠江三角洲四会市和高要市两地埋藏古森林在发育历史时期形成了一层或多层腐殖质层。其中,四会埋藏古森林腐殖质层发育起止年代大致为 4218±91cal. aB. P. ~ 3291±24cal. aB. P.; 高要埋藏古森林腐殖质层发育有 3 期,它们的年代大致为 4910±64 ~ 1966±42cal. aB. P.,但在 4347±63 ~ 4017±35cal. aB. P. 和 3658±45 ~ 3539±19cal. aB. P. 之间发育中断,形成两层灰白色粘土层,3 期腐殖质层(从上至下)发育持续的时间分别为 1500a,400a 和 500a,约 1000±500a。在四会埋藏古森林腐殖质层中,有机碳含量在 26.2% ~ 48.9% 之间变化, $\delta^{13}\text{C}$ 值波动介于 -29.8‰ ~ -25.6‰ 之间,其中,粘土层与腐殖质层边界点的有机碳含量为 26.2%, $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -25.6‰,对应的年代为 3291±24cal. aB. P.; 在高要埋藏古森林腐殖质层中,有机碳含量在 20.3% ~ 64.0% 之间变化, $\delta^{13}\text{C}$ 值波动介于 -30.9‰ ~ -29.0‰ 之间,而在腐殖质层之间的粘土层的中心位置,有机碳含量从上至下分别为 1.0% 和 8.8%,对应的 $\delta^{13}\text{C}$ 值分别为 -28.2‰ 和 -27.8‰,较相邻腐殖质层平均 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏正约 2.0‰ 至 2.5‰。腐殖质层有机碳含量与 $\delta^{13}\text{C}$ 值显示,埋藏古森林腐殖质层形成于湿地环境,而粘土层中有机碳含量和 $\delta^{13}\text{C}$ 值与腐殖质层中的显著差异及粘土层的沉积特征则说明粘土层很可能形成旱地环境。沉积环境干湿变化的周期与腐殖质层持续的时间一致,大致为 1000±500a,这种变化可能与中全新世以来气候在千百年尺度上的波动相关,而四会和高要两地古森林湿地发育的起止时间不一致则主要与两地的地理位置及地形不同相关。

主题词 珠江三角洲 古森林 湿地 ^{14}C 地层年代学 气候变化

中图分类号 P94, P597 **文献标识码** A

在珠江三角洲部分低洼地区或山前盆地埋藏有大片以水松 (*Glyptostrobus pensilis*) 为优势种群的古森林(图 1),与其他地区埋藏古森林保存状态及地层形态不同^[1,2],珠三角各个地方的埋藏古森林不仅保存完好而且形成了一层或多层腐殖质层,如,野外剖面显示,四会仅发育一层腐殖质层,而高要则发育多层,腐殖质层之间被灰白色细粉砂质粘土间隔。埋藏古森林中优势树种水松多生长在河涌两岸或湿地环境中,易在沉积过程中形成腐殖质或泥炭层,是指示地理环境温暖湿润的标志性植被。在历史上,水松曾广泛分布于华北沿海、华中及华南地区,最盛时有 5~6 个种属,受第四纪冰期的影响,水松的分布范围逐渐南移,如今野外成片的水松森林已经绝迹,仅残存一种(属于 Taxodiaceae),呈零星状分布

在纬度 21°39' ~ 31°46'N,年平均气温 12.1 ~ 22.6℃ 之间的区域^[3]。由于水松喜水特性和生长环境与水密切相关,且古森林剖面中腐殖质层与粘土层的交替出现,珠三角水松古森林发育的中断与终止很可能与全新世华南地区东亚夏季风降水的变化有关,因而研究珠三角埋藏古森林的演化对于揭示华南地区东亚夏季风降水的变化过程,厘清华南地区在全新世气候变化的时间节点具有非常重要的意义^[4-8]。

然而,目前针对珠江三角洲埋藏古森林的研究还比较有限,且多集中在解释古森林消失的原因:早期的研究者认为古树的死亡很可能与历史上的小冰期环境有关^[9],海水倒灌,盐度变化也被认为是导致了古森林消亡的原因^[10]。而关于古森林

第一作者简介:丁平 男 30 岁 助理研究员 同位素地球化学专业 E-mail: pingding0915@163.com

* 国家自然科学基金项目(批准号:40231015 和 40473002)、国家重点基础研究发展规划项目(973 项目)(批准号:2005CB422004)和中国科学院知识创新工程项目(批准号:KSCX2-SW-133)共同资助

2011-10-13 收稿,2012-03-17 收修改稿

演化的首要问题,地层年代学的建立直至近几年才有零散的、不系统的报道^[11-13]。关于古森林地层年代学的研究仍存在着明显不足:之一在于缺乏完整埋藏古森林沉积剖面的获取,例如高要埋藏古森林,由于地下水补给过快,虽采取抽水办法亦不能取得最底层样品,因而不能确定古森林开始发育的时间与经历的期次;之二在于缺乏多个埋藏古森林地点的地层年代学对比研究,这是系统解释埋藏古森林时空变化异同的根本所在;之三在于缺乏古森林沉积学及生态环境学方面的研究,而这恰恰是解开水松古森林形成与消亡之谜,揭示气候和环境变化的关键所在。

本文拟在现有工作的基础上,综合四会市和高要市两地理藏古森林已有的¹⁴C年代学数据并统一进行了碳同位素分馏与树轮曲线校正,给出较为完整的、高精度的古森林地层年代学剖面,并结合剖面沉积物有机碳含量和 $\delta^{13}\text{C}$ 的分布,揭示珠三角不同地区古森林地层沉积特征和沉积环境的时空变化及其相关联系,为后续研究古森林生态演化、珠江三角洲古气候变化等科学问题提供支撑数据。

1 采样地点描述

四会市位于珠江三角洲西北缘,西江、北江、绥江三江下游,北部和西部多为山地,中部多为丘陵与河谷盆地,南部和东部多为冲积平原;高要市位于珠江三角洲西缘,丘陵地貌(图1)。亚热带季风常绿阔叶林加少量针叶林为该地区典型森林植被。两地均属于亚热带季风气候,年平均降水量介于1800~1900mm之间,年平均气温约21℃。4月至9月为雨季,有两次降水高峰:晚春至初夏,东亚夏季风带来该地区第一次降水高峰;夏末至秋初,西北太平洋夏季风北进带来以热带风暴和台风为主的强降水,超过80%的降水发生在该时期^[14]。

四会埋藏古森林采样沉积剖面位于四会市中部龙甫镇(23°22'22"N, 112°42'30"E),该样点古森林面积约0.02km²,轮廓呈方圆状,沉积剖面厚4.8m,从上而下大致可分为黄棕色粗粉砂质粘土覆盖层(A层,0~1.5m)、青灰色细粉砂质粘土过渡层(B层,1.5~2.0m)、棕褐色腐殖质层(C层,2.00~4.41m)和灰白色细粉砂质粘土层(D层,4.41~4.80m)共4层(图2a);腐殖质层表面处海拔0m,各层之间水平层理界线在整个埋藏古森林边缘带清晰可见。四会埋藏古森林经历了两次采样,第一次采样时由于古森林上覆粘土层被挖空,仅采集了腐

殖质层(C层)以及其表面剩余约2cm厚的青灰色粘土层和下伏D层样品^[11],第二次于同一地点洼地边缘补采了上覆粘土层样品(A和B层)^[13]。沉积物样品采样间隔在腐殖质层为20cm,上覆粘土层采样间隔为2~10cm,在腐殖质层与粘土层分界处,采样间隔为2~3cm,总计采得23个沉积物样品及2棵古木的树皮和树心样品(表1)。高要市埋藏古森林采样点位于高要西南部的白诸镇(22°53'19"N, 112°19'66"E),采样点地形为山前小盆地,面积约0.03km²,轮廓呈长条状,腐殖质层表面处海拔-5m。采样剖面厚5.6m,最上面的覆盖层为青灰色细粉砂质粘土层(A层),含木炭和植物碎屑,厚约75cm,在此层中立有一批直立的、高约40cm的树桩,下伏为剖面第一腐殖质层(B层)。腐殖质层共3层,从上至下分为B、D和F层,层与层之间以灰白色粉砂质粘土为界线,其中,F层与D层之间的灰白色粉砂质粘土层E层厚约36cm,D层与B层之间的灰白色粉砂质粘土层C层厚约27cm(图2b)。这两层粘土层在整个高要埋藏古森林开采区均可清晰见到,每层粘土层随水平位置变化高低起伏,但厚度却近乎一致。两地理藏古森林中的古树绝大多数只剩树桩,有直径在1m以上者直立在地层中,树干少见。每层均有少量保存完好的古木树干和大量错综交织的板状树根,绝大部分古树树皮均保存完好。高要剖面沉积物样品采样间隔在上覆粘土层(A层)和腐殖质层(B、D和F层)为25cm,中间粘土层C层和E层则分别为15cm和18cm,且样点主要分布在与上下层位边界的边界点。高要剖面共取得25个沉积物样品,另外在剖面75cm处(S-22)的沉积物样品中各挑选出植物碎屑和木炭样品(表2)。

上述两个剖面除古木、木炭和植物碎屑样品未作有机碳含量分析外,所有的样品均进行了AMS-¹⁴C定年,有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 和有机碳含量分析。

2 实验方法及结果

沉积物样品冷冻干燥后,取样3~5g,去除可见植物根系(腐殖质层样品过80目筛,并选择小于80目样品1~2g),加入0.5M HCl 60℃加热2小时,浸泡24小时,去除可能存在的碳酸盐和解散沉积物中团聚体,蒸馏水洗中性后烘干。腐殖质层样品继上一步操作后加入0.2M NaOH,浸泡6小时,洗涤至中性后加入少许0.5M HCl去除可能生成的碳酸盐,样品洗涤至中性后在60℃下烘干。样品的化学前处理和制靶工作均在中国科学院广州地球化学研

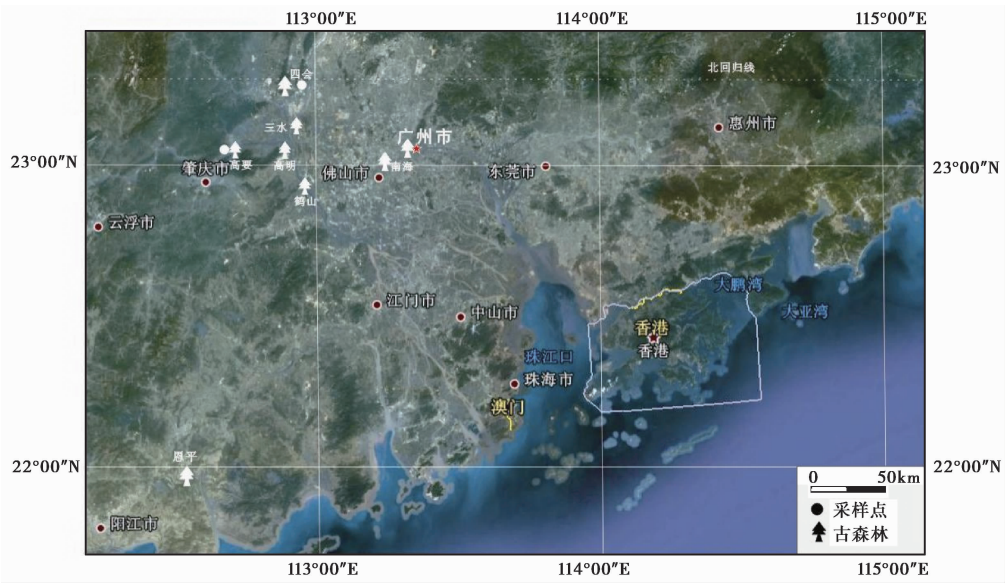


图1 珠江三角洲埋藏古森林的大致分布(不完全统计)

Fig. 1 The distribution of buried ancient forests in the Pearl River Delta(incomplete statistics)

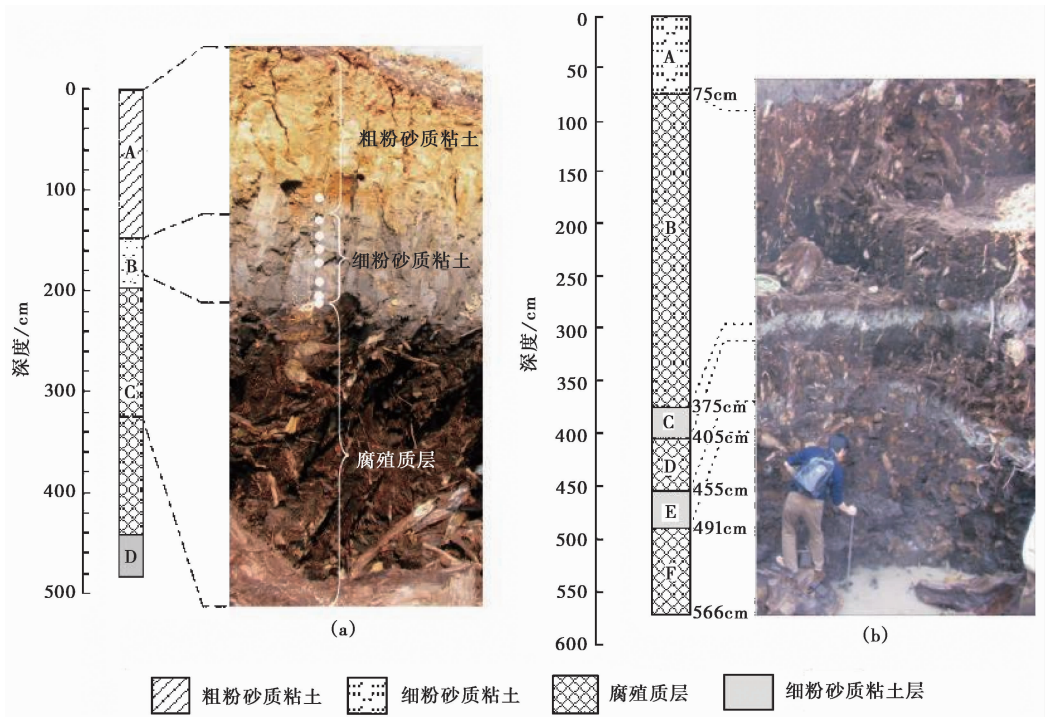


图2 四会(a)、高要(b)两地理藏古森林采样剖面

Fig. 2 The sampling profiles of buried ancient forests at Sihui(a) and Gaoyao(b), respectively

究所同位素地球化学国家重点实验室 AMS-¹⁴C 实验室完成,合成的石墨靶样品送到北京大学加速器质谱中心 NEC 0.5MeV 小型¹⁴C 专用加速器质谱仪上测试,测试精度优于 3%; δ¹³C 由 Finigen Model-251 质谱仪测试完成,结果以 PDB 为标准,测试精度为 0.02%,制样精度 0.2%;沉积物有机碳含量由本实

验室真空系统上微气压计测试得出。

表 1 和表 2 分别给出了四会、高要两地理藏古森林沉积剖面的 AMS-¹⁴C 数据、有机碳含量和 δ¹³C 分析结果。AMS-¹⁴C 数据首先经过同位素分馏校正(见公式 1),然后经过树轮曲线 IntCal04 校正,校正软件为 Calib 5.10^[15]。

表 1 四会埋藏古森林沉积剖面¹⁴C 地层年代、土壤有机碳含量和 $\delta^{13}\text{C}$ 值数据(AMS-¹⁴C 数据经碳同位素分馏校正和树轮曲线 IntCal04 校正,误差 $\pm 2\sigma$)Table 1 ¹⁴C stratigraphy chronology, organic carbon content and $\delta^{13}\text{C}$ values of the buried ancient forest profile in Sihui
(AMS-¹⁴C data are calibrated by carbon isotopic fractionation and tree-ring curve IntCal04 with $\pm 2\sigma$ error)

实验室 编号	样品 编号	深度 /cm	样品性质 /层位	测试年龄 / ¹⁴ C a.B. P.	误差 ($\pm 1\sigma$)	校正年龄 /cal. a.B. P.	误差 ($\pm 2\sigma$)	$\delta^{13}\text{C}$ /‰	有机碳含量 /%
GZ963	s-1	150	粗粉砂质粘土/A	617	30	605	52	-29.0	0.8
GZ962	s-2	160	细粉砂质粘土/B	642	34	583	30	-28.8	1.1
GZ961	s-3	168	细粉砂质粘土/B	651	27	581	24	-27.0	1.6
GZ960	s-4	175	细粉砂质粘土/B	822	26	734	47	-26.6	1.7
GZ958	s-5	182	细粉砂质粘土/B	1148	27	1060	83	-26.7	3.4
GZ957	s-6	191	细粉砂质粘土/B	1250	29	1197	76	-26.4	5.0
GZ956	s-7	196	细粉砂质粘土/B	1083	35	995	62	-26.8	5.5
GZ955	s-8	198	细粉砂质粘土/B	2634	26	2760	24	-26.0	7.8
GZ773	s-9	201	腐殖质/C	3068	35	3291	24	-25.6	26.2
GZ774	s-10	221	腐殖质/C	3305	29	3525	81	-29.7	41.9
GZ775	s-11	241	腐殖质/C	3375	45	3599	70	-29.9	37.2
GZ776	s-12	261	腐殖质/C	3448	27	3687	121	-29.6	42.8
GZ777	s-13	281	腐殖质/C	3456	28	3729	49	-29.6	39.4
GZ778	s-14	301	腐殖质/C	3429	29	3671	52	-29.0	45.8
GZ779	s-15	321	腐殖质/C	3537	30	3810	60	-29.3	39.4
GZ780	s-16	341	腐殖质/C	3587	27	3885	92	-29.4	43.7
GZ781	s-17	361	腐殖质/C	3642	30	3975	51	-29.5	37.4
GZ782	s-18	381	腐殖质/C	3624	29	3919	33	-29.6	40.3
GZ783	s-19	401	腐殖质/C	3665	30	3996	71	-29.8	48.9
GZ784	s-20	421	腐殖质/C	3673	30	3998	91	-29.8	35.1
GZ785	s-21	441	腐殖质/C	3813	31	4218	91	-29.8	33.4
GZ786	s-22	461	细粉砂粘土/D	4302	30	4862	80	-29.5	14.5
GZ787	s-23	481	细粉砂粘土/D	4544	33	5122	31	-29.3	6.9
GZ585	GM-1 树皮	-	树皮/C	3232	27	3453	51	-29.5	-
GZ586	GM-1 树芯	-	树芯/C	3860	28	4334	84	-29.8	-
GZ588	GM-2 树皮	-	树皮/C	3406	23	3640	58	-29.4	-
GZ589	GM-2 树芯	-	树芯/C	3661	25	3959	55	-29.6	-

校正年代为:

$$T = \tau \ln \frac{A_o}{A_s} + \tau \ln \frac{1}{1 - \frac{2(25 + \delta^{13}\text{C})}{1000}}$$

= 实测年代 + 年代校正值 (1)

公式(1)中 A_o , A_s 和 τ 分别代表现代碳标准¹⁴C 放射性比度、样品¹⁴C放射性比度和¹⁴C平均寿命。

3 讨论

3.1 古森林沉积剖面的¹⁴C地层年代

在讨论古森林剖面的¹⁴C地层年代前,对剖面层与层边界点的¹⁴C年龄的归属做出说明,为了使¹⁴C地层年代客观的反映事实,有些位于腐殖质层内边界点的¹⁴C年龄作为粘土层¹⁴C年龄的上限或下限,同样,有些位于粘土层内边界点的¹⁴C年龄作为腐殖质

层¹⁴C年龄的上限或下限,具体边界点的层位归属请参见表 1 和 2。

图 3 分别显示了四会和高要两地埋藏古森林沉积剖面的¹⁴C地层年代与深度之间的关系。在四会埋藏古森林沉积剖面中,有机碳¹⁴C 年龄显示出很好的年代学序列,与野外地层对应,可分为 3 个阶段: 1) 605 \pm 52cal. a.B. P. 至 3291 \pm 24cal. a.B. P. 对应 A 和 B 层位(图 3a),其中, A 层的¹⁴C 年代 605 \pm 52cal. a.B. P. 与 B 层顶部的两个¹⁴C 年代: 581 \pm 24 ~ 583 \pm 30cal. a.B. P. 相近,均在¹⁴C定年误差内。在 B 层 191cm 处,¹⁴C 年龄为 1197 \pm 76cal. a.B. P.,而在 196cm 处,¹⁴C 年龄为 995 \pm 62cal. a.B. P.,¹⁴C 年龄颠倒可能与当时的某一地质过程有关,如在 995 \pm 62cal. a.B. P. 左右,降水侵蚀带来的异地年龄较老的物质在此沉积,即会造成¹⁴C年代颠倒。整体而言,A

表 2 高要埋藏古森林沉积剖面¹⁴C地层年代、土壤有机碳含量和 δ^{13} C值数据(AMS-¹⁴C数据经碳同位素分馏校正和 IntCal04 树轮曲线校正,误差 $\pm 2\sigma$)Table 2 ¹⁴C stratigraphy chronology, organic carbon content and δ^{13} C values of the buried ancient forest profile in Gaoyao
(AMS-¹⁴C data are calibrated by carbon isotopic fractionation and tree-ring curve IntCal04 with $\pm 2\sigma$ error)

实验室 编号	样品 编号	深度 /cm	样品性质 /层位	测试年龄 / ¹⁴ C aB. P.	误差 ($\pm 1\sigma$)	校正年龄 /cal. aB. P.	误差 ($\pm 2\sigma$)	δ^{13} C /‰	有机碳含量 /%
GZ1126	S-1	0	细粉砂粘土/A	217	34	288	15	-26.3	3.3
GZ1134	S-2	25	细粉砂粘土/A	388	33	470	32	-26.1	4.0
GZ1135	S-3	50	细粉砂粘土/A	672	33	658	12	-26.6	3.7
GZ1136	S-4	75	细粉砂粘土/A	1091	38	985	26	-27	7.0
GZ1137	S-5	100	腐殖质/B	2025	41	1966	42	-29.5	53.1
GZ1138	S-6	125	腐殖质/B	2107	34	2084	44	-29.1	61.3
GZ1139	S-7	150	腐殖质/B	2267	34	2325	18	-29.6	57.4
GZ1140	S-8	175	腐殖质/B	2302	41	2332	24	-29.9	63.6
GZ1141	S-9	200	腐殖质/B	2364	34	2355	13	-30.5	41.9
GZ1142	S-10	225	腐殖质/B	2499	43	2548	55	-30.5	57.0
GZ1143	S-11	250	腐殖质/B	2849	33	2963	41	-30.3	59.5
GZ1144	S-12	275	腐殖质/B	3004	34	3211	54	-29	61.3
GZ1145	S-13	300	腐殖质/B	3138	34	3370	32	-29.7	43.0
GZ1146	S-14	325	腐殖质/B	3155	33	3382	25	-29.8	64.0
GZ1152	S-15	350	腐殖质/B	3256	31	3466	22	-30.1	59.5
GZ1153	S-16	375	细粉砂粘土/C	3280	29	3539	19	-30.2	7.5
GZ1154	S-17	390	细粉砂粘土/C	3136	38	3368	34	-28.2	1.0
GZ1155	S-18	405	腐殖质/D	3412	38	3658	45	-30.7	20.3
GZ1156	S-19	430	腐殖质/D	3700	31	4019	33	-30	38.2
GZ1157	S-20	455	细粉砂粘土/E	3730	40	4017	25	-29.9	10.5
GZ1158	S-21	473	细粉砂粘土/E	3892	41	4351	62	-27.8	8.8
GZ1159	S-22	491	细粉砂粘土/E	3885	49	4347	63	-30.3	10.1
GZ1160	S-23	516	腐殖质/F	4227	54	4731	30	-30	34.6
GZ1161	S-24	541	腐殖质/F	4249	51	4839	26	-30.8	28.1
GZ1162	S-25	566	腐殖质/F	4341	62	4910	64	-30.9	28.4
GZ1168	S-22-charcoal	75	木炭/A	1199	33	1124	60	-29.5	-
GZ1169	S-22-detritus	75	植物碎屑/A	1099	39	1005	77	-29.8	-

和 B 层 ¹⁴C 年代学序列仍旧完好。2) 3291 \pm 24cal. aB. P. 至 4218 \pm 91cal. aB. P. 对应 C 层位, 该层为腐殖质层, 持续时间约为 900a, 腐殖质层平均的沉积速率高达 2.44mm/a。在 C 层 281cm (3729 \pm 49cal. aB. P.) 与 301cm (3671 \pm 52cal. aB. P.) 处, 361cm (3975 \pm 51cal. aB. P.) 与 381cm (3919 \pm 33cal. aB. P.) 处, ¹⁴C 中心年龄出现轻微波动, 但均在 ¹⁴C 定年误差 $\pm 2\sigma$ 范围内, 波动的出现很可能与整个腐殖质层的快速沉积相关。3) 4218 \pm 91cal. aB. P. 至 5122 \pm 31cal. aB. P., 对应层位 D。位于 C 层位中的两棵古木树心和树皮的 ¹⁴C 年龄 (分别代表古木开始生长和死亡的大致年代) 进一步证明了 C 层年代的可靠性: 这两棵树的直径大约为 1.5m 和 2.0m, 前者树皮的 ¹⁴C 年龄为 3640 \pm 58cal. aB. P., 树心的 ¹⁴C 年龄为 3959 \pm 55cal. aB. P., 古木存活大约 300a; 后者

树皮的 ¹⁴C 年龄为 3453 \pm 51cal. aB. P., 树心的 ¹⁴C 年龄为 4334 \pm 84cal. aB. P., 古木存活大约 900a, 后者起止时间与层位 C 中沉积物有机碳的地层年代一致。沉积剖面 201cm 至 198cm 段, ¹⁴C 年代自 3291 \pm 24cal. aB. P. 至 2760 \pm 24cal. aB. P., 该时间区间代表了古森林被粘土埋藏的时间段; 201cm 至 196cm 段, ¹⁴C 地层年代学时间跨度从 3291 \pm 24cal. aB. P. 降至 995 \pm 62cal. aB. P., 时间跨度近 2200a, 沉积厚度仅 5cm, 造成近似沉积间断现象出现的原因可能与样点位置位于洼地边缘, 在沉积环境变化后, 沉积速率急剧下降有关。

在高要埋藏古森林沉积剖面中, 由于地下水潜水面较高, 最底层的沉积物样品没能被采集, 因此该埋藏古森林腐殖质层发育的时间应该早于 4910 \pm 64cal. aB. P. (表 2)。3 个腐殖质层所对应的 ¹⁴C 时

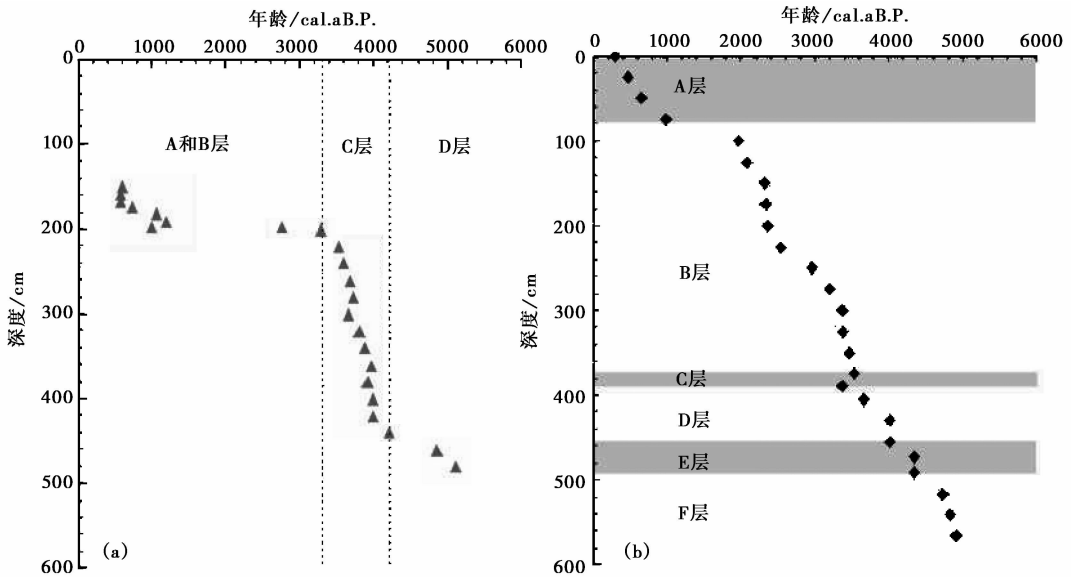


图3 四会(a),高要(b)两地埋藏古森林沉积剖面 ^{14}C 地层年代

阴影部分表示高要古森林粘土层

Fig. 3 ^{14}C stratigraphic chronology of two buried ancient forest profiles buried in Sihui (a) and Gaoyao (b), respectively.

Shaded parts represent the clay layers developed in Gaoyao ancient forests

间分别为: B层(100~375cm)为 $1966\pm 42\sim 3539\pm 19$ cal. aB. P.,持续时间约1500a; D层(405~455cm)为 $3658\pm 45\sim 4017\pm 25$ cal. aB. P.,持续时间约400a; F层(491~566cm)为 $4347\pm 63\sim 4910\pm 64$ cal. aB. P.,持续时间约500a。这3层腐殖层的平均沉积速率约1.53mm/a。粘土层C层中心位置(390cm)的 ^{14}C 年代为 3368 ± 34 cal. aB. P.,明显较上覆样点(375cm处)和下垫面腐殖质层(405cm处)的 ^{14}C 年代年轻,考虑到该样点的有机碳含量低(1%),该样点有机碳可能受到了上覆腐殖质层年轻有机碳加入的污染,因而粘土层C层形成的时间根据上下边界面的 ^{14}C 年代确定为 $3658\pm 45\sim 3539\pm 19$ cal. aB. P.;粘土层E层形成于 $4347\pm 63\sim 4017\pm 35$ cal. aB. P.之间(图3b)。这两层粘土层形成持续的时间在100a和300a之间,考虑 ^{14}C 定年误差,粘土层C和E层持续的时间可能会更短,尤其是C层形成时间很可能在百年之内。在表层粘土层中,木炭和植物碎屑的 ^{14}C 年龄(表2)表明该地在1100cal. aB. P.左右有火烧的经历。

对比四会和高要埋藏古森林沉积剖面中腐殖质层形成和持续的时间,可以发现四会埋藏古森林腐殖质层在时间上与高要埋藏古森林D层腐殖质层相近,但起始时间(4218 ± 91 cal. aB. P.)要早于高要D层腐殖质层(4017 ± 25 cal. aB. P.)约200a,而结束时间(四会为 3291 ± 24 cal. aB. P.,而高要为 $3658\pm$

45aB. P.)晚约300a,每期腐殖质层发育持续的时间大致为 1000 ± 500 a。因此,上述论述表明珠江三角洲各地区埋藏古森林腐殖质层发育的时间存在多期性,且不同地区之间古森林的腐殖质层发育的起止时间不同。

3.2 埋藏古森林沉积环境的演变

腐殖质层与粘土层之间交替出现,预示着埋藏古森林在发育历史时期,沉积环境发生过反复变化。这种变化可以从剖面中沉积物有机碳含量和有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化来揭示^[16]。一般情况下,当地表植被和沉积环境均无大的变化时,有机碳含量会因有机质的不断分解随深度呈指数递减,有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值递增^[17]。而当沉积环境变化时,地表植被一般也会发生变化,有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值可以反映不同光合途径植被或相同光合途径不同种属植被之间的变化。例如, C_3 、 C_4 和CAM植被 $\delta^{13}\text{C}$ 值的分布范围明显不同,分别为: $-34\text{‰}\sim -23\text{‰}$ 、 $-22\text{‰}\sim -6\text{‰}$ 和 $-20\text{‰}\sim -10\text{‰}$ ^[18],因此, $\delta^{13}\text{C}$ 值变化完全可以显示 C_3 、 C_4 和CAM植被之间的变化。在鼎湖山季风常绿阔叶林、针阔混交林和针叶林之间,虽然同属 C_3 植被,但表层土壤中植物碎屑的 $\delta^{13}\text{C}$ 值分别为 -29.6‰ 、 -27.4‰ 和 -24.4‰ ^[17,19],因而, $\delta^{13}\text{C}$ 值变化同样可以区分具有相同光合作用类型而种属不同的植被之间的变化。

在四会埋藏古森林沉积剖面的腐殖质层中,有机碳含量变化范围为26%~49%, $\delta^{13}\text{C}$ 值变化区间为-29.9‰~-25.6‰(图4a),其中,201cm处边界点的有机碳含量和 $\delta^{13}\text{C}$ 值分别为26.2%和-25.6‰,与其他同层位样点的有机碳含量(33.4%~48.9%)和 $\delta^{13}\text{C}$ 值(-29.9‰~-29.0‰,变化幅度小于1‰)显著不同,其有机碳含量明显降低, $\delta^{13}\text{C}$ 值显著偏正且与相邻粘土层样点的 $\delta^{13}\text{C}$ 值(-26.0‰)接近,这意味着在3291±24cal. aB. P.左右,该地的沉积环境已经开始发生变化。在高要埋藏古森林沉积剖面的腐殖质层B、D和F层中有机碳含量变化区间分别为41.9%~64.0%,20.3%~38.2%和28.1%~34.6%;对应的有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 变化范围分别为-30.5‰~-29.1‰,-30.7‰~-30.0‰和-30.9‰~-30.0‰(图4b)。除了在第一腐殖质层B层中 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化幅度1.5‰外,其余两层D和F层变化幅度在0.5‰~0.9‰。考虑到现代质谱仪的 $\delta^{13}\text{C}$ 测量精度(±0.02‰)和制样流程误差(±0.2‰),上述腐殖质层中有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化非常小。如此高的有机碳含量和稳定的有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 表明,这些层位中的有机质

绝大部分处于未分解状态,且在腐殖质层发育的时期内植被类型相当稳定,沉积环境长期保持在极端还原的条件下。结合水松的生长习性和区域的地形特征,腐殖质层应该形成于湿地环境。

粘土层的出现预示着湿地环境发生了重大改变。在四会埋藏古森林沉积剖面的A层和B层,有机碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 值则随深度由-29.0‰增至-26.0‰,变化幅度为3.0‰(图4a),这与典型土壤剖面中有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值随深度呈指数递增特征相同,源自有机质不同组分分解造成的碳同位素分馏效应^[16]。也就在A层与B层,有机碳含量随年代和深度却由0.8%增至7.8%,与有机质分解造成含量降低的特征相反,有机碳含量与 $\delta^{13}\text{C}$ 随深度变化之间的矛盾不可能由C层有机碳不断向上迁移造成,只可能源于由地表植被凋落物进入A和B层沉积物中的有机碳越来越少,这预示着A层与B层中的植被与C层相比,已经发生了明显变化,推测四会粘土层形成于与湿地环境截然不同的旱地环境。考虑到边界点的位置,有机碳含量与 $\delta^{13}\text{C}$ 值的特征,这种变化发生在3291±24cal. aB. P.左右。

在高要埋藏古森林沉积剖面中,表层粘土层有机碳含量变化范围为3.3%~7.0%, $\delta^{13}\text{C}$ 变化范围为-27.0‰~-26.1‰,这表明该地在985±24cal. aB. P.左右(75cm处)已经不是湿地环境了。在粘土层C层和E层中,有机碳含量变化范围分别为1.0%~7.5%和8.8%~10.5%,对应的有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 变化范围分别为-30.2‰~-28.2‰和-30.3‰~-27.8‰,除在上下边界与腐殖质层有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值相近外,在粘土层中心位置有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值较相邻腐殖质层的 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏正2.0‰到2.5‰,有机碳含量下降一个数量级,这预示着C和E层中灰白色粉砂质粘土可能沉积于相对较干旱的环境。C层和E层不太可能形成于洪水的冲积,假设在粘土层形成时期洪水把周围高地上的沉积物搬运至此沉积形成粘土层,而湿地环境并没有改变,那么此时期不仅有径流带来的外来沉积,同时也会有古森林湿地的原地沉积,那么C和E层中的有机碳含量,有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值与腐殖质层之间不会有如此大的差距;如果粘土层由洪水冲积形成,那么在地势低洼的地方形成的粘土层理应更厚,而事实上,我们在野外观测的同一区其他3个被开采的剖面中,C和E灰白色的粘土层虽然在部分区域纵向上波动幅度高达2m,但厚度却近乎一致,因此,C和E粘土层应形成于干旱环境,这种干旱环境持续的¹⁴C时间大致在4347±

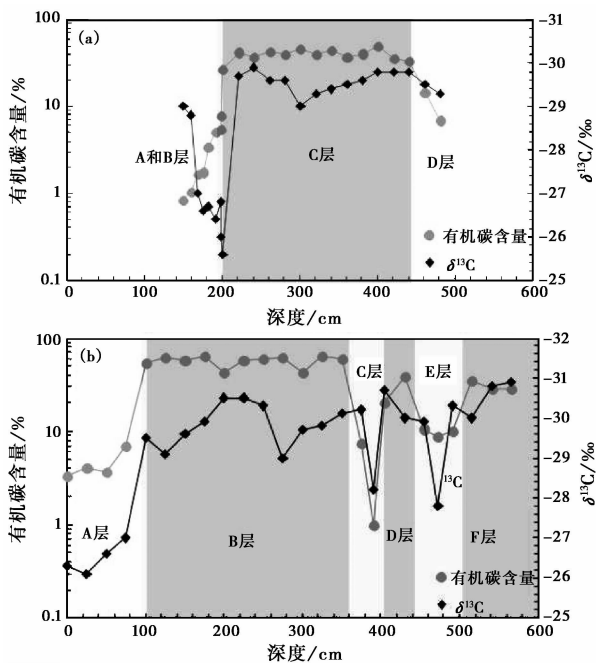


图4 四会(a)、高要(b)埋藏古森林剖面中有机碳含量和 $\delta^{13}\text{C}$ 值随深度的变化
阴影部分表示腐殖质层

Fig. 4 The variation of organic carbon content and $\delta^{13}\text{C}$ values with depth in the buried ancient forest profiles in Sihui (a) and Gaoyao (b), respectively. Shaded parts represent the humic layers

63 ~ 4017±35 cal. aB. P. 和 3539±19 ~ 3658±45 cal. aB. P. 之间。

3.3 沉积环境的变化原因

全新世以来,珠三角地区新构造运动并不强烈,研究区主要以地层缓慢沉降为主,平均沉降速率约 1.06mm/a^[20],考虑到埋藏古森林平均沉积速率 1.53~2.44mm/a,新构造运动对古森林沉积环境的影响甚微。造成四会古森林湿地环境发育与终止,高要古森林沉积环境在湿地与干地之间交替变化的原因可能与中晚全新世以来的气候变化及埋藏古森林所处的地形相关。时间对比显示,高要和四会古森林湿地发育间断或终止的时间与中晚全新世以来的气候干旱事件发生的时间大致吻合。图5对比了6000aB. P. 以来高要埋藏古森林记录的3期腐殖层(3次事件)与其他地区的古气候记录^[21-23]。非洲南部石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录显示,大约在4200aB. P.,该地区降雨急剧减少^[24],而亚洲夏季风也在4300~4500aB. P. 之间突然减弱^[25]。在江西大湖,该时期的干旱导致该地由湖泊沉积变成湿地沉积^[6]。这次长时间的干旱可能是导致我国新石器文明在4000aB. P. 左右崩溃的重要原因^[26,27],与之对应的恰是人类历史记录上的寒冷期H^[28]。相较于4347±63~4017±35 cal. aB. P. 期间的干旱,高要古森林记录的3658±45~3539±19 cal. aB. P. 期间的干旱则更清晰,持续时间更短。基于其形成时间短,形成的灰白色粉砂质粘土沉积层仅厚27cm,有机碳含量低至1.0%,有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏正达2.0‰,干旱程度可能更高。这次气候事件在全球高低纬度均有反映:GISP2冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 值在3400aB. P. 至3300aB. P. 期间突然偏正1.5‰^[29],反映了在此期间高纬度地区降水急剧减少;在南美洲Cariaco Basin,沉积物中的Ti含量在3500aB. P. 至3300aB. P. 期间减少了0.18%,显示出该地区降水急剧减少^[30];董哥洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 所记录的东亚夏季风降水在3500aB. P. 至3300aB. P. 期间明显减弱,其 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化幅度达1‰,远高于4300aB. P. 的偏正值0.5‰^[22]。湛江湖光岩玛珉湖沉积物中的Ti含量显示,在3000aB. P. 左右冬季风显著增强,夏季风降水明显减少^[23]。人类文明也在公元前1275年(大约3225aB. P.)前后,进入了另一个寒冷期F^[28],四会埋藏古森林也是在此时期终止。高要湿地在1966±42 cal. aB. P. 左右结束,这正好与人类历史上记录的寒冷期D(约BC 60~600A. D.)相对应^[28]。

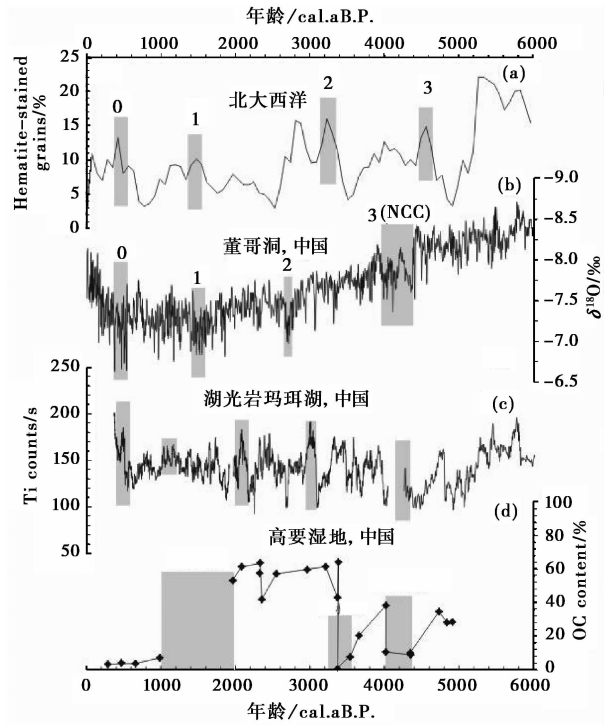


图5 高要埋藏古森林记录的气候事件与世界上其他地区高精度记录的比较

(a)北大西洋 Hematite-stained grains(%)记录^[21]

(b)华南董哥洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录^[22] (c)湛江湖光岩玛珉湖 Titanium 含量记录^[23] (d)高要古森林记录

Fig. 5 A comparison between organic carbon content of buried ancient forests in Gaoyao and other high-resolution proxy records around the world. (a) Hematite-stained grains (%) record from North Atlantic^[21], (b) Stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ record from Dongge Cave, South China^[22], (c) Titanium data from Huguang Maar lake, South China^[23], (d) OC record from ancient forests at Gaoyao, South China

全新世以来全球气候存在千年尺度的震荡已经被证实,气候事件出现的周期大致为 $1500\pm 500\text{a}$ ^[21,31]。对比世界各地高分辨率气候记录,亚洲季风区的气候与北大西洋区的气候变化趋势一致,均受太阳辐射变化的控制^[8,32]。高分辨率石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录频谱分析表明,全新世11000aB. P. 以来气候不仅存在着千年尺度波动,而且还存在百年,甚至几十年尺度的周期变化^[22,32]。四会与高要埋藏古森林湿地持续发育的时间约为 $1000\pm 500\text{a}$,这很可能与千、百年尺度上的气候波动的事件有关。

气候波动是造成四会、高要古森林沉积环境变化的主要原因,地形因素则可能是造成各地古森林发育起止时间不一致的主要原因。自早中全新世以来(7000 cal. aB. P.),东亚夏季风降水强度就逐渐减

少^[33-36],华南地区夏季风降水的适宜期随着热带辐合带(ITCZ)的南移可能持续到了3000cal. aB. P.左右^[4],在此气候背景下,珠三角各地古森林湿地开始发育,但起始时间上并不一致,高要古森林湿地发育起始早于4910±64cal. aB. P.,而四会古森林湿地发育起始时间则在4218±91cal. aB. P.左右。地理位置上两地相距不过60km,气候差异不大,但是地形差异明显:高要古森林样点为山前盆地,四会则为丘陵洼地,前者与周围高地高差显著,自身海拔较低,便于水流汇集,较早形成湿地而较晚终止;后者在地理位置上更靠北约55km,自身海拔较高,与周边高差不显著,相对不利于水流汇集,易受降水变化影响,因而形成湿地时间较晚,而终止时间较早。

4 结论

四会埋藏古森林形成的腐殖质层地层年代为4218±91 ~ 3291±24cal. aB. P.;高要埋藏古森林形成的腐殖质层年代为4910±64 ~ 1966±42cal. aB. P.,可分为3期:1966±42 ~ 3368±34cal. aB. P.,3539±19 ~ 4017±25cal. aB. P.和4347±63 ~ 4910±64cal. aB. P.;埋藏古森林腐殖质层发育持续的时间大致为1000±500a。在高要埋藏古森林腐殖质层之间的灰白色粉砂质粘土层C和E形成的¹⁴C时间大致在3658±45 ~ 3539±19cal. aB. P.和4347±63 ~ 4017±35cal. aB. P.之间,持续的时间约100a和300a。四会古森林发育的历史与高要埋藏古森林D层腐殖质层相对应,但持续时间较长。四会(除201cm处边界点外)和高要埋藏古森林腐殖质层中有机碳的含量分别在33.4% ~ 48.9%和20.3% ~ 64.0%之间变化,对应的 $\delta^{13}\text{C}$ 值波动分别介于-29.8‰ ~ -29.0‰和-30.9‰ ~ -29.0‰之间,表明腐殖质层应发育在极端还原湿地环境中。野外观测、 $\delta^{13}\text{C}$ 值及有机碳含量数据对比显示,高要湿地环境在3658±45 ~ 3539±19cal. aB. P.和4347±63 ~ 4017±35cal. aB. P.之间,1966±42cal. aB. P.左右,以及四会湿地环境在3291±24cal. aB. P.左右,很可能向旱地环境转变,这种变化发生的周期大致为1000±500a,与中全新世以来气候在千百年尺度上的波动吻合。地形差异是造成不同地区古森林湿地发育起止时间不一致的主要原因。

致谢 感谢评审专家和编辑老师提出富有建设性的修改意见;同时感谢广州地理研究所李平日研究员和谭惠忠高级工程师对野外工作的指导。

参考文献(References)

- 1 王绍鸿,俞鸣同,唐丽玉等.福建深卢湾海底古森林遗迹分布区全新世自然环境演变.第四纪研究,2001,21(4):352~358
Wang Shaohong, Yu Mingtong, Tang Liyu *et al.* Natural environment during Holocene in submerged forest area of Shenhu Bay, Fujian Province. *Quaternary Sciences*, 2001, 21(4): 352~358
- 2 赵得爱,李长安,孙习林.江汉平原全新世埋藏古树的发现及其意义.第四纪研究,2010,30(1):228~229
Zhao De'ai, Li Chang'an, Sun Xilin. Discovery and significance of the buried ancient trees in Jiangnan plain. *Quaternary Sciences*, 2010, 30(1): 228~229
- 3 李发根,夏念和.水松地理分布及其濒危原因.热带亚热带植物学报,2004,12(4):13~20
Li Fagen, Xia Nianhe. The geographical distribution and cause of threat to *Glyptostrobus pensilis* (Taxodiaceae). *Journal of Tropical and Subtropical Botany*, 2004, 12(4): 13~20
- 4 An Zhisheng. The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate. *Quaternary Science Reviews*, 2000, 19(1~5): 171~187
- 5 COHMAP member. Climatic changes of the last 18,000 years: Observations and model simulations. *Science*, 1988, 241: 1043~1052
- 6 Zhou Weijian, Yu Xuefeng, Timothy Jull A J *et al.* High-resolution evidence from southern China of an Early Holocene optimum and a Mid-Holocene dry event during the past 18,000 years. *Quaternary Research*, 2004, 62(1): 39~48
- 7 Zheng Zhuo, Li Qianyu. Vegetation, climate, and sea level in the past 55,000 years, Hanjiang Delta, South Eastern China. *Quaternary Research*, 2000, 53(3): 330~340
- 8 Sun Donghuai, Gagan Michael K, Cheng Hai *et al.* Seasonal and interannual variability of the Mid-Holocene East Asian monsoon in coral $\delta^{18}\text{O}$ records from the South China Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 237(1~2): 69~84
- 9 李平日,崔海亭.广东全新世埋藏树木研究.热带地理,2001,21(3):195~197
Li Pingri, Cui Haiting. A study on Holocene buried timbers in Guangdong. *Tropical Geography*, 2001, 21(3): 195~197
- 10 Zong Yongqiang. Mid-Holocene sea-level highstand along the southeast coast of China. *Quaternary International*, 2004, 117(1): 55~67
- 11 丁平,沈承德,易维熙等.广东四会古森林地下生态系统¹⁴C地层年代学研究.第四纪研究,2007,27(4):492~498
Ding Ping, Shen Chengde, Yi Weixi *et al.* ¹⁴C chronological research of ancient forest ecosystem in Sihui, Guangdong Province. *Quaternary Science*, 2007, 27(4): 492~498
- 12 Shen C D, Ding P, Wang N *et al.* Buried ancient forest and implications for palaeoclimate since mid-Holocene in South China. *Radiocarbon*, 2010, 52(2~3): 1411~1421
- 13 Ding Ping, Shen Chengde, Wang Ning *et al.* Carbon isotopic composition and its implications on paleoclimate of the underground ancient forest ecosystem in Sihui, Guangdong. *Science in China (Series D)*, 2009, 52(5): 638~646

- 14 Deng Wenfeng, Wei Gangjian, Li Xianhua *et al.* Paleoprecipitation recorded from coral Sr/Ca and $\delta^{18}\text{O}$ during the mid Holocene in the northern South China Sea. *The Holocene*, 2009, **19**(6): 811 ~ 821
- 15 Stuiver Minze, Reimer Paula J. Extended C^{14} data based and revised Calib 3.0 C^{14} age calibration program. *Radiocarbon*, 1993, **35**(1): 215 ~ 230
- 16 沈承德, 易维熙, 孙彦敏等. 鼎湖山森林土壤 ^{14}C 表观年龄及 $\delta^{13}\text{C}$ 分布特征. 第四纪研究, 2000, **20**(4): 335 ~ 343
Shen Chengde, Yi Weixi, Sun Yanmin *et al.* ^{14}C apparent ages and $\delta^{13}\text{C}$ distribution of forest soils in Dinghushan natural reserve. *Quaternary Science*, 2000, **20**(4): 335 ~ 343
- 17 Ding Ping, Shen Chengde, Wang Ning *et al.* Carbon isotopic composition, turnover and origins of soil CO_2 in a monsoon evergreen broad leaf forest in Dinghushan Biosphere Reservoir, South China. *Chinese Science Bulletin*, 2010, **55**(23): 2548 ~ 2556
- 18 Deines P. The isotopic composition of reduced organic carbon. In: Fritz P, Fontes J Ch eds. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry (Vol. 1). New York: Elsevier, 1980. 329 ~ 406
- 19 Chen Qingqiang, Shen Chengde, Sun Yanmin *et al.* Spatial and temporal distribution of carbon isotopes in soil organic matter at the Dinghushan Biosphere Reserve, South China. *Plant and Soil*, 2005, **273**(1 ~ 2): 115 ~ 128
- 20 陈伟光, 魏柏林, 赵红梅等. 珠江三角洲地区新构造运动. 华南地震, 2002, **22**(1): 8 ~ 18
Chen Weiguang, Wei Bolin, Zhao Hongmei *et al.* The neotectonic movement in Pearl River Delta area. *South China Journal of Seismology*, 2002, **22**(1): 8 ~ 18
- 21 Bond Gerard, Kromer Bernd, Beer Juerg *et al.* Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, 2001, **294**: 2130 ~ 2136
- 22 Dykoski Carolyn A, Edwards R Lawrence, Cheng Hai *et al.* A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, **233**(1 ~ 2): 71 ~ 86
- 23 Gergana Yancheva, Norbert R, Mingram Jens *et al.* Influence of the intertropical convergence zone on the East Asian monsoon. *Nature*, 2007, **445**: 74 ~ 77
- 24 Holmgren Karin, Lee-Thorp Julia A, Cooper Gordon R J *et al.* Persistent millennial-scale climatic variability over the past 25,000 years in Southern Africa. *Quaternary Science Reviews*, 2003, **22**(21 ~ 22): 2311 ~ 2326
- 25 Morrill Carrie, Overpeck Jonathan T, Cole Julia E. A synthesis of abrupt changes in the Asian summer monsoon since the last deglaciation. *The Holocene*, 2003, **13**(4): 465 ~ 476
- 26 Wu Wenxiang, Liu Tungsheng. Possible role of the "Holocene Event 3" on the collapse of Neolithic cultures around the central plain of China. *Quaternary International*, 2004, **117**(1): 153 ~ 166
- 27 吴文祥, 刘东生. 4000aB. P. 前后东亚季风变迁与中原周围地区新时期文化的衰落. 第四纪研究, 2004, **24**(3): 278 ~ 284
Wu Wenxiang, Liu Tungsheng. Variations in the East Asia monsoon around 4000aB. P. and the collapse of Neolithic around Central Plain. *Quaternary Sciences*, 2004, **24**(3): 278 ~ 284
- 28 Ksu Kenneth J. Sun, climate, hunger, and mass migration. *Science in China* (Series D), 1998, **41**(5): 449 ~ 472
- 29 Stuiver Minze, Grootes Pieter M, Braziunas Thomas F. The GISP2 ^{18}O climate record of the past 16,500 years and the role of the Sun, Ocean and volcanoes. *Quaternary Research*, 1995, **44**(3): 341 ~ 354
- 30 Haug Gerald H, Hughen Konrad A, Sigman Daniel M *et al.* Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science*, 2001, **293**: 1731 ~ 1753
- 31 DeMenocal Peter, Ortiz Joseph, Guilderson Tom *et al.* Abrupt onset and termination of the African Humid Period: Rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Reviews*, 2000, **19**(1 ~ 5): 347 ~ 361
- 32 Wang Yongjin, Cheng Hai, Edwards R Lawrence *et al.* The Holocene Asian monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, 2005, **308**: 854 ~ 857
- 33 Zhang Jiawu, Chen Fahu, Holmes Jonathan A *et al.* Holocene monsoon climate documented by oxygen and carbon isotopes from lake sediments and peat bogs in China: A review and synthesis. *Quaternary Science Reviews*, 2011, **30**(15 ~ 16): 1973 ~ 1987
- 34 吴江滢, 汪永进, 董进国. 全新世东亚夏季风演化的辽宁暖洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录. 第四纪研究, 2011, **31**(6): 990 ~ 998
Wu Jiangying, Wang Yongjin, Dong Jinguo. Changes in East Asian summer monsoon during the Holocene recorded by stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ records from Liaoning Province. *Quaternary Sciences*, 2011, **31**(6): 990 ~ 998
- 35 Cai Yanjun, Tan Liangcheng, Chen Hai *et al.* The variation of summer monsoon precipitation in Central China since the last deglaciation. *Earth and Planetary Science Letters*, 2010, **291**(1 ~ 4): 21 ~ 31
- 36 何璐瑶, 胡超涌, 黄俊华等. 石笋氧同位素指示东亚季风大尺度环流特征. 第四纪研究, 2009, **29**(5): 950 ~ 956
He Luyao, Hu Chaoyong, Huang Junhua *et al.* Large scale East Asia monsoon circulation character indicated by stalagmite oxygen isotope. *Quaternary Sciences*, 2009, **29**(5): 950 ~ 956

STRATIGRAPHIC CHRONOLOGY AND SEDIMENTARY CHARACTERISTICS FOR BURIED ANCIENT FORESTS IN THE PEARL RIVER DELTA

Ding Ping^① Shen Chengde^{①②} Wang Ning^③ Yi Weixi^① Ding Xingfang^② Fu Dongpo^② Liu Kexin^②

(^①State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences,

Guangzhou 510640; ^②State Key Laboratory of Nuclear physics and Technology, Peking University, Beijing 100871;

^③Department of Earth Science, Hongkong University, Hongkong)

Abstract

Sihui and Gaoyao are both located in the Pearl River Delta. The buried ancient forests with an area about 0.02 km² in Sihui is situated at Longfu (23°22'359"N, 112°42'497"E), the center of Sihui. The buried ancient forest profile in Sihui is 4.8 m high, consisting of four layers: the yellow brown coarse aleuritic clay layer (layer A, 0 ~ 1.5 m), the grey fine aleuritic clay layer (layer B, 1.5 ~ 2.0 m), the brown humic layer (layer C, 2.00 ~ 4.41 m) with the altitude of about 0 m on the surface and the grey aleuritic clay layer (layer D, 4.41 ~ 4.80 m). The buried ancient forest with an area of about 0.03 km² in Gaoyao is situated at Baizhu (22°53'19"N, 112°19'66"E), a foreland basin at the southwest of Gaoyao. The sedimentary profile in Gaoyao is 5.6 m in depth and the altitude is about -5 m on the surface of the first humic layer. The surface layer is the grey fine aleuritic clay layer (A) about 75 cm thick, where charcoal and plant detritus are found. Lots of stumps of about 40 cm in height are found standing on the first humic layer. Three humic layers (B, D, and F) are found in the Gaoyao profile, separated by two white grey clay layers (C and E) with a depth of about 27 cm and 36 cm from up to down, respectively. 27 samples, including 23 sediment samples and four samples from the bark and core of two ancient trees from Sihui profile, as well as 27 samples consisting of 25 sediment samples and one charcoal and one plant detritus sample from Gaoyao profile, are collected. The AMS-¹⁴C dating method, organic carbon (OC) $\delta^{13}\text{C}$ analysis with a precision of 0.02‰ and OC content of sediments analysis are applied in all these samples.

Results show that the humic layer of ancient forests in Sihui began to develop at about 4218±91 cal. aB. P. and ended at around 3291±24 cal. aB. P. In other locations from Gaoyao, the humic layer started earlier than 4910±64 cal. aB. P. and terminated at around 1966±42 cal. aB. P., however, the humic layer was interrupted twice during 4347±63 cal. aB. P. to 4017±35 cal. aB. P., and 3658±45 cal. aB. P. to 3539±19 cal. aB. P. when two white-grey clay layers were formed. Each humic layer formed either in Gaoyao or Sihui continued about 1000±500 a. Except for the site at 201 cm the boundary to clay layer, OC contents varied between 33.4% and 48.9%, and the $\delta^{13}\text{C}$ values fluctuated between -29.9‰ and -29.0‰ in the humic layer of buried ancient forests in Sihui. While, in the humic layers of buried ancient forests in Gaoyao, OC contents varied between 20.3% and 64.0%, and the $\delta^{13}\text{C}$ values fluctuated between -30.9‰ and -29.0‰, however, less than 1‰ shift of $\delta^{13}\text{C}$ value was observed in each humic layer. The above evidences all suggest that the humic layers should be formed in a wetland environment which continued approximately 1000±500 a each time. The appearance of the clay layers represented the transition of the sedimentary environment. As showed in the upper clay layers in Sihui profile, the OC contents were shifted from 0.8% to 7.8% with OC $\delta^{13}\text{C}$ values fluctuating between -29.0‰ and -26.0‰, especially, at 201 cm the boundary site to clay layer, a positive shift of $\delta^{13}\text{C}$ about 4.1‰ is observed. As the same, the OC contents at the central sites of the clay layers C, E are 1.0% and 8.8%, and the OC $\delta^{13}\text{C}$ values are -28.2‰ and -27.8‰ correspondingly, showing positive shifts about 2.0‰ and 2.5‰ from the mean OC $\delta^{13}\text{C}$ values in the close humic layers in Gaoyao profile. Combined with the field observation, the significant differences in OC contents and OC $\delta^{13}\text{C}$ values between clay layers and humic layers reflected a sedimentary environment transition from a wetland one to a dry land one during the time when the clay layers were formed. The transition of sedimentary environment was likely related with the climate fluctuation in millennium and centennial scale since Mid-Holocene. Locations and geography played an important role on the initial time and termination time of the wetland environment in Sihui and Gaoyao.

Key words Pearl River Delta, ancient forests, wetland, ¹⁴C stratigraphic chronology, climate change