中国科学: 地球科学 2019 年 第 49 卷 第 8 期: 1213 ~ 1230
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文 两万年来的中国气候与环境专题

末次盛冰期以来中国东北地区特征时期植被格局

李小强[1,2,3*], 赵超[4], 周新郢[1,2,3]

1. 中国科学院古脊椎动物与古人类研究所, 北京 100044;
2. 中国科学院大学, 北京 100039;
3. 中国科学院生物演化与环境卓越创新中心, 北京 100044;
4. 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101
* E-mail: lixiaoqiang@ivpp.ac.cn

收稿日期: 2018-09-17; 收修改稿日期: 2019-02-14; 接受日期: 2019-03-12; 网络版发表日期: 2019-04-24
中国科学院战略性先导科技专项项目(编号: XDA01020304)、国家自然科学基金项目(批准号: 41730319、41372175、41602361)和国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2015CB953803)资助

摘要 末次盛冰期以来气候环境经历了低温-升温-高温等诸多场景, 成为评估未来气候变化的理想相似型. 基于中国东北地区花粉记录, 重建末次盛冰期以来特征时期植被格局, 为预测未来气候环境变化影响下的生态环境格局提供依据. 末次盛冰期(~18000cal a BP), 东北地区草原植被急剧扩张, 松嫩平原形成大面积的寒旱草甸草原, 辽河平原和呼伦贝尔高原也被草原和荒漠占据, 中南部平原发育森林草原植被; 山地存在寒旱型针叶林和寒温性针阔叶混交林. 早全新世阶段(10000~9000cal a BP), 东北地区东部山地丘陵区和三江平原地区为针阔叶混交林植被, 中部地区仍以草原植被为主, 暖温性阔叶林向北有所发展. 全新世大暖期(~6000cal a BP), 温带针阔叶混交林和寒温带针叶林向北方扩张, 落叶松向南略有推进, 云冷杉林向北扩展, 在小兴安岭东部和三江平原出现高值. 落叶阔叶林分布中心向南迁移至长白山南部和辽东半岛. 松嫩平原草原区岛状林地增加, 辽河平原地区草甸草原植被扩张. 增温导致东北地区季风降水增加, 有利于暖温型森林植被发育. 东北地区全新世暖期是植被发育最好时期, 增温导致的夏季风降水增强, 可能是植被和生态环境良好的主要原因.

关键词 末次盛冰期以来, 特征时期, 东北地区, 植被格局

1 引言

以“全球变暖”为核心的全球气候变化对各国政府和社会经济产生了深刻影响, 未来气候有着怎样的变化? 可能引发怎样的生态环境后果? 已成为科学界和社会公众关注的热点(IPCC, 2007, 2013; Mann等, 2008; 丁仲礼等, 2009; 吕达人和丁仲礼, 2012). 全球不同地区对未来气候变化的响应方式如何? 一直是全球变化研究的重点和难点. 解决上述问题的一个理想途径就是, 从过去地球气候环境变化序列中, 选择涵盖未来气候变化类似特征的地质时段, 开展气候环境特征及其效应研究, 为评估未来气候变化的环境效应提供科学依据.

末次盛冰期以来, 气候环境经历从低温-升温到高

中文引用格式: 李小强, 赵超, 周新郢. 2019. 末次盛冰期以来中国东北地区特征时期植被格局. 中国科学: 地球科学, 49: 1213–1230, doi: 10.1360/N072018-00049
英文引用格式: Li X, Zhao C, Zhou X. 2019. Vegetation pattern of Northeast China during the special periods since the Last Glacial Maximum. Science China Earth Sciences, 62: 1224–1240, https://doi.org/10.1007/s11430-018-9347-3

© 2019 《中国科学》杂志社

温的转变, 涵盖了未来气候可能发生的各种场景, 成为评估未来气候变化的理想相似型. 植被是陆地生态系统的主体, 是大气圈、土壤圈和生物圈相互联系的枢纽. 气候要素是决定植被分布格局的最主要因素, 植被则是气候最鲜明的反映和标志(张新时, 1993). 因此, 选择关键区域重建末次盛冰期以来重要时段的植被格局及演替特征, 揭示植被对冰期和暖期的响应方式, 成为评估未来气候变化挑战的关键.

中国东北地区地处欧亚大陆东缘, 位于国际地圈-生物圈计划(IGBP)的国际陆地样带上, 是中国北方植物起源演化的重要地区(周以良, 1997), 植物种类较为丰富, 也是重要的木材和粮食产地, 未来全球气候环境变化不但影响东北植被群落和格局, 也将导致植被生产力的显著变化. 因此, 重建东北地区特征地质历史时期的植被格局, 揭示植被生态系统对全球变化的响应, 可为应对未来气候变化影响, 实现可持续发展提供科学依据.

末次盛冰期以来, 东北地区发育大量湖泊和泥炭沉积地层(熊尚发等, 1998; 王绍武, 2011), 保存了植被和气候环境的可靠记录(Ren和Beug, 2002; Ren, 2006; Zhang等, 2015). 近几十年来, 东北地区已有许多基于花粉记录重建全新世植被历史研究(Wen等, 2010a; Li等, 2011; Xu等, 2015), 侧重点多集中在利用古植被序列恢复古气候变化(Jiang等, 2006; 伍婧和刘强, 2012; Zhao和Yu, 2012), 仍缺少东北地区植被格局、演替及其对气候变化响应研究; 另外, 东北花粉记录多来自全新世泥炭沉积, 末次盛冰期和冰消期的研究成果较少, 阻碍了末次盛冰期和末次冰消期等特征时段植被格局的重建及其气候变化响应研究.

本研究在集成东北地区原有地质-生物数据的基础上, 拟以全新世大暖期为主、末次盛冰期为辅, 在东北地区数据空白和薄弱地区新增6个沉积记录点位, 通过花粉分析、高精度年代测定和植被群区化研究, 重建末次盛冰期以来特征时段的植被格局, 绘制末次盛冰期、早全新世(10000~9000a BP)和全新世大暖期3个特征时段的古植被图, 探讨植被演替、格局及其对气候环境变化的响应.

2 研究区域与研究材料

中国东北地区地域辽阔, 包括黑龙江、吉林、辽宁三省以及内蒙古东部的呼伦贝尔、兴安、哲里木三盟和赤峰市. 地理位置大体在38°41′N~53°30′N, 115°05′E~135°02′E. 南北相距近15°, 东西跨越近20°, 故水热条件很不一致. 从北到南, 随气温变化可分为寒温带、温带和暖温带; 东部降水量为600~1000mm, 中部平原为400~600mm, 大兴安岭西部和内蒙古高原为300~500mm. 从东到西, 随水分变化可分为湿润区、半湿润区和半干旱区.

东北地区的地势特征是东、北、西三面为低山、中山环绕, 中部为广阔的大平原(图1). 山地面积约27×10^4km, 山脉走向大多为北东、北北东向, 其次为西北或东西向, 海拔高度一般为500~1200m. 东北大平原包括三江平原、松嫩平原和辽河平原, 是中国最大的平原之一, 植被有纬度地带性分布的规律, 自北向南为寒温带兴安落叶松林(*Larix gmelinii*)、温带东部山地红松(*Pinus koraiensis*)阔叶混交林、暖温带丘陵山地油松(*Pinus tabulaeformis*)-柞木(*Quercus mongolica*)林, 分别对应寒温带针叶林、温带针叶阔叶混交林和暖温带落叶阔叶混交林, 其中, 寒温带针叶林区为国内特有. 从东到西呈现森林、草甸草原(森林草原)和典型草原景观, 显示了由湿润的森林气候向干燥的草原气候过渡, 温带草原为中国草原区的最东端, 暖温带落叶阔叶林为中国落叶阔叶林区的最北端(周以良, 1997).

在全面收集东北地区已有花粉和植被资料的基础上, 自西北向东南选择不同植被带的湖泊或泥炭沼泽, 挖掘自然剖面或钻探取芯, 共获得6个连续沉积序列(图1), 即黑龙江省额木尔河流域的霍拉剖面、黑龙江上游南岸的北红剖面、黑龙江省中东部五大连池钻孔岩芯、三江平原东南部兴凯湖岩芯、松嫩平原青肯泡钻孔岩芯和向海泡钻孔岩芯(图1), 弥补了东北地区末次盛冰期以来沉积记录的多处空白区.

2.1 剖面和钻孔岩芯

2.1.1 霍拉剖面

霍拉剖面(53°0′38.88″N, 121°57′48.24″E, 海拔535m)位于黑龙江省西北部额木尔河流域霍拉盆地的中心, 漠河县城西50km处(图1). 该区位于中国最北部, 属半湿润半干旱寒温带大陆性季风气候, 冬季寒冷干燥; 夏季温暖湿润, 年均温−4.9℃, 年均降水量为403.4mm(周以良, 1997), 属于多年冻土带(王丽丽等,

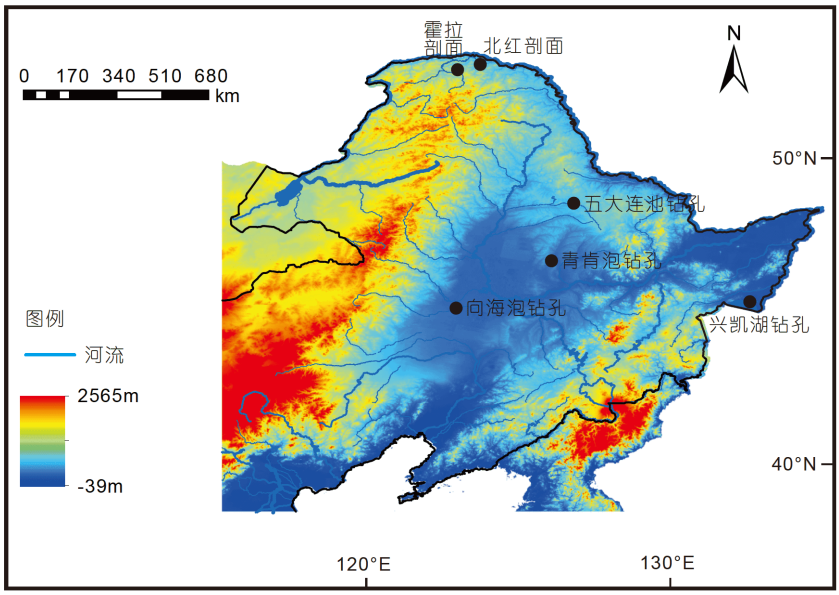

图 1　东北地区地形-地貌及样点分布图

2005). 植物以寒温带针叶林为主. 霍拉剖面厚210cm, 从下至上, 210~200cm为黄色湖相黏土, 200~185cm为青绿色湖相黏土, 185~115cm为黄绿色湖相黏土, 115~70cm为黄色湖相黏土, 70~0cm为褐色泥炭层.

2.1.2　北红剖面

北红剖面(53°29′48.12″N, 123°5′48.48″E, 海拔280m)位于黑龙江上游南岸的北红村北部(图1), 植被以兴安落叶松为主, 也发育白桦林(*Betula platyphylla*)、樟子松林(*Pinus sylvestnis* var. *mongolica*)和云杉林(*Picea*)以及杂类草和禾草(Poaceae)草甸(中国科学院中国植被图编辑委员会, 2007). 北红剖面厚260cm, 沉积物主要为泥炭和粉砂-细砂质泥, 从下至上, 260~220cm属灰色细砂质粉砂, 220~80cm为浅灰色粉砂质泥, 80~0cm为深褐色泥炭.

2.1.3　五大连池岩芯

五大连池钻孔(48°44′17.08″N, 126°0′5.21″E, 海拔549m)位于黑龙江省五大连池市南格拉球山的火山口湖中心, 该区属温带大陆性季风气候, 年均气温0~0.5℃, 年均降雨量476.3mm(沈海滨等, 2011), 植物较丰富, 属温性与寒温性植被带过渡区, 北部地带性植被是小兴安岭阔叶红松混交林, 南部属森林草原区. 五大连池岩芯长500cm, 均为黑色泥炭沉积, 基底为玄武岩.

2.1.4　兴凯湖岩芯

兴凯湖钻孔(132°40′0.12″E, 45°17′60.00″N, 海拔68m)位于黑龙江省密山县东南部兴凯湖北岸, 地貌以河漫滩、湖滩为主, 地势低平. 该区属半湿润-湿润的温带大陆性季风气候, 年均温3.1℃, 年均降水量750mm. 地带性植被为温带针叶阔叶混交林以及大面积沼生和湿生植物发育的隐域性草甸和沼泽. 兴凯湖岩芯长130cm, 岩性为黑色泥炭, 130cm以下为砂岩层.

2.1.5　青肯泡岩芯

青肯泡(46°22′22.98″N, 125°34′53.18″E, 海拔145m)位于黑龙江省安达市境内, 属松嫩平原草甸草原区. 青肯泡面积约80km^2, 平均水深0.8~1.5m, 地处温带大陆性季风气候区, 年均温3.3℃, 年均降水量439mm(姜作发和陈俊文, 2005). 青肯泡岩芯总长21.52m, 岩性变化从下至上为: 21.52~18.3m, 砂质泥; 18.3~5.36m, 灰色泥; 5.36~5.16m, 黑色砂; 5.16~3.92m, 青灰色砂; 3.92~2.94m, 青灰色砂; 2.94~0.96m, 青灰色泥; 0.96~0.74m, 青灰色细砂; 0.74~0m, 青灰色泥层.

2.1.6 向海泡岩芯

向海泡(45°4′47.10″N, 122°30′51.20″E, 海拔152m)位于吉林省通榆县西部, 地处内蒙古高原和东北平原的过渡地带, 属半干旱半湿润温带大陆性季风气候区, 年平均气温5.1℃; 年均降水量408.2mm(卞建民等, 2004). 向海泡岩芯长14.2m, 从下至上岩性变化为: 14.2~13.52m, 青灰色泥; 13.52~8.26m, 青灰色细砂; 8.26~7.26m, 浅灰色粉砂; 7.26~6.94m, 浅灰色泥; 6.94~6.04m, 青灰色细砂; 6.04~3.96m, 青灰色泥; 3.96~2.06m, 灰黑色泥; 2.06~0.7m, 青灰色泥质粉砂; 0.7~0m, 青灰色细砂.

采用常规酸碱处理和重液浮选法(Feagri和Iversen, 1989)进行剖面或岩芯样品中花粉提取. 样品主要以泥炭和湖沼相沉积为主, 其中, 以泥炭为主的层位花粉样品取样量为3~5g, 砂质含量较高的层位花粉样品的取样量约为100g.

2.2 年代序列的建立

为建立各剖面和钻孔岩芯的年代序列, 选择炭屑、植物残体、泥炭和贝壳等^{14}C测年材料, 进行系统的AMS^{14}C测年(表1). 采用贝叶斯年代统计方法-Bacon年代模型, 运用迭代算法, 排除异常数据影响, 能够拟合构建较合理的年龄-深度模型结果(Blaauw和Christen, 2011), 为后期的气候环境演变研究提供基础.

东北北部地区6条剖面/岩芯的年代序列模型(图2~7), 横坐标为钻孔深度, 纵坐标指示矫正后的年代. 其计算结果均显示, 对应年代的迭代次数大于4000(超过1000认为年代框架可靠), 沉积速率参数符合伽马分布, 某特定深度的沉积速率所包括的样品数符合Beta分布. 霍拉剖面(图2)底部年龄为10000cal a BP. 北红剖面年代序列基于3个AMS^{14}C样品, 为距今8600年以来一套沉积记录(图3).

五大连池岩芯基于11个泥炭样品的AMS^{14}C年龄(图4)获得年代序列, 为37900cal a BP至今的一套沉积, 涵盖了末次盛冰期和全新世. 兴凯湖岩芯^{14}C测年选用6个泥炭样品, 深度与年代呈现较好正相关, 兴凯湖岩芯底部年龄为10227cal a BP, 顶部为现代沉积, 属早全新世以来一套沉积(图5).

青肯泡岩芯共有6个贝壳或泥炭样品的AMS^{14}C测年数据, 在4.49m以上, 青肯泡岩芯深度与年代呈较好正相关, 依据4.49m之上4个年龄数据完成该岩芯年代序列, 为48950cal a BP以来的一套沉积(图6). 向海泡岩芯选择9个植物残体或泥炭样品完成AMS^{14}C测年, 除3个年龄明显偏老的数据不易采用, 向海泡岩芯深度与年代呈正相关, 为22580cal a BP至今的一套沉积, 涵盖末次盛冰期以来的沉积记录(图7). 沉积序列中年代明显偏老的数据去除, 主要是由于青肯泡和向海等平原区湖泊一般水面宽阔, 但水深较浅, 沉积地层会受到大洪水等注入的扰动, 导致老沉积物的混入所致.

3 研究结果

将6个沉积序列进行系统的花粉分析, 大多数样品花粉分析鉴定到属, 部分鉴定到科, 陆生花粉总数的统计均在300粒以上, 计算花粉组合中主要植物种类的花粉百分含量和花粉浓度, 经TILIA软件分析数据, 并绘制花粉谱. 基于花粉谱中花粉组合百分含量的变化, 指示研究区植被相对丰度的变化.

3.1 霍拉盆地

霍拉剖面以4cm间隔分析53个样品, 花粉分属58个科属, 以阔叶乔木花粉为主, 最高百分含量达87.3%, 其中, 桦属(*Betula*)花粉最为突出, 含量在35.4~78.3%(图8). 霍拉盆地10000cal a BP以来以森林植被为主, 主要经历了5个阶段: (1) 10000~8900cal a BP, 以落叶松-柏-桦-鹅耳枥为主的暖温型针阔叶混交林; (2) 约8900~7000cal a BP, 暖温型针阔叶混交林, 针叶林成分增加; (3) 7000~4500cal a BP, 桦属和落叶松属(*Larix*)占优的针阔叶混交林; (4) 4500~2800cal a BP, 暖温型针阔叶混交林; (5) 2800cal a BP以来, 以桦属为主的寒温型针阔叶混交林.

3.2 北红剖面

北红剖面以10cm间隔分析26个样品. 花粉分属53个科属, 以阔叶乔木花粉为主, 其中, 桦属花粉含量高, 在10.22~44.74%, 草本植物中禾本科(Poaceae)花粉含量较高, 在2.51~36.05%(图9). 8600cal a BP以来, 北红地区植被经历了针阔叶混交林、森林草原、疏林草原、草原、疏林-草甸等5个主要植被发育阶段, 总体向耐冷干的植被型演替, 后期形成耐冷湿的疏林-草甸植被.

表 1　东北地区6个剖面测年数据[a)]

剖面/岩芯名称	样品编号	深度(cm)	样品类型	^{14}C年龄(a BP)	校正年龄(cal a BP)
霍拉[1)]	GLS-10	19	炭屑	120±40	9~151
	GL-021	121	炭屑	3590±40	3823~3988
	GL-030	139	炭屑	3565±40	3813~3975
	GL-041	161	炭屑	5780±45	6453~6675
	GL-054	187	炭屑	7050±40	7819~7958
北红[2)]	BH-16	75	陆生植物残体	3970±30	4524~4401
	BH-32	155	泥炭	6200±30	7179~7000
	BH-48	238	陆生植物残体	6770±30	7669~7580
五大连池[3)]	GQP-8	37	泥炭	1360±20	1306~1271
	GQP-11	54.5	泥炭	3230±30	3511~3381
	GQP-48	239.5	泥炭	9190±40	10439~10245
	GQP-52	258.5	泥炭	10290±30	12172~11942
	GQP-57	281.5	泥炭	11520±30	13441~13286
	GQP-65	324.5	泥炭	11730±30	13599~13455
	GQP-72	358.5	泥炭	12610±40	15165~14743
	GQP-77	380.5	泥炭	21380±50	25867~25567
	GQP-82	406.5	泥炭	20630±50	25140~24535
	GQP-88	439.5	泥炭	25390±60	29722~29210
	GQP-99	491.5	泥炭	29360±80	33837~33385
兴凯湖[4)]	1	0	泥炭	59	54~46
	JH2	30	泥炭	1090±210	1374~669
	LWM 70-80	55	泥炭	1620±181	1949~1225
	LWM101	60	泥炭	1879±15	1777~1876
	LWM 27-32	100	泥炭	5562±247	6955~5880
	LWM3	122.5	泥炭	7719±30	8561~8424
青肯泡[2)]	QKP-20	39	泥炭	5800±30	6670~6503
	QKP-48	97	贝壳	17690±60	21671~21139
	QKP-95	191	贝壳	20320±80	24705~24114
	QKP-227	449	贝壳	38440±430	43121~41946
	1	611	泥炭	21980±90	26457~25963
	2	1590	泥炭	29390±180	33957~33181
向海泡[2)]	XHP-31	103	陆生植物残体	5380±30	6282~6173
	XHP-105	241	泥炭	9050±30	10245~10190
	1	319	泥炭	12090±50	14098~13776
	XHP-169	379	陆生植物残体	10720±50	12729~12580
	XHP-260	561	陆生植物残体	>43500	
	XHP-366	775	泥炭	20500±90	25044~24350
	XHP-439	917	泥炭	18690±70	22756~22383
	XHP-659	1361	陆生植物残体	3020±40	3346~3105
	2	1396	泥炭	11570±50	13490~13284

a) AMS^{14}C年代分别在: 1) 澳大利亚ANSTO加速器中心; 2) 美国BETA实验室; 3) 美国乔治亚大学应用同位素研究中心; 4) 北京大学考古系年代测定实验室测得.

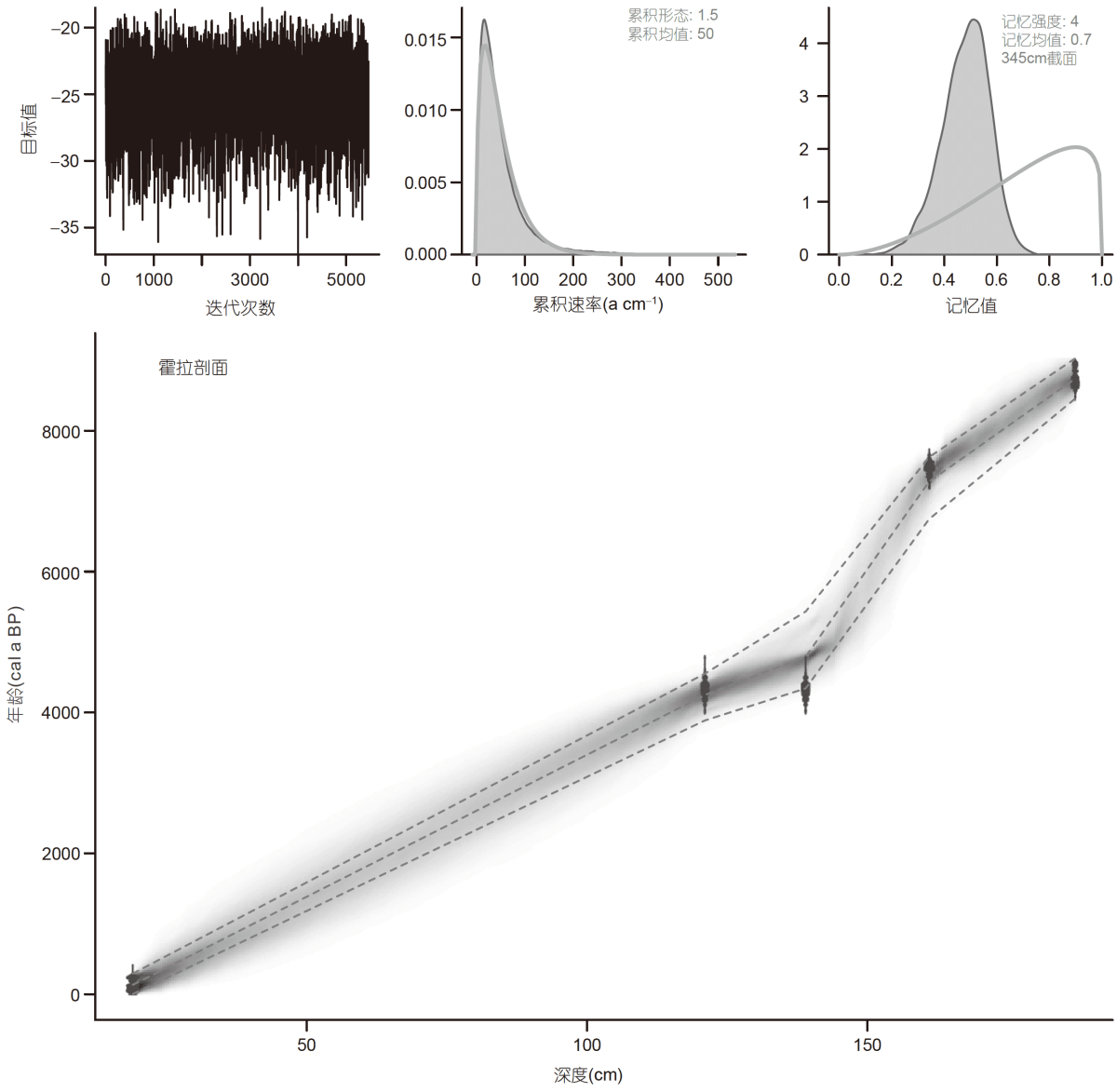

图 2　霍拉剖面基于Bacon程序的年龄-深度模型

3.3　五大连池

五大连池沉积岩芯以5cm间隔分析了98个样品, 花粉分属71个科属, 以阔叶乔木为主, 桦属、榛木属(*Alnus*)、栎属(*Quercus*)和蒿属(*Artemisia*)花粉百分含量高(图10). 37900cal a BP以来, 五大连池地区主要经历了12个植被演替阶段(图4). (1) 37900~37242cal a BP, 森林草原植被; (2) 37242~30000cal a BP, 发育榛木阔叶林植被; (3) 30000~22000cal a BP, 落叶松为主的针阔叶混交林; (4) 22000~18000cal a BP, 森林草原植被; (5) 18000~17500cal a BP, 桦占优势的落叶阔叶林; (6) 17500~15480cal a BP, 森林草原植被; (7) 15480~13950cal a BP, 以桦为主的落叶阔叶林; (8) 13950~8200cal a BP, 疏林草原植被; (9) 8200~6500cal a BP, 森林草原植被; (10) 6500~3650cal a BP, 落叶阔叶林植被, 栎和桦占优势; (11) 3650~1000cal a BP, 森林草原植被; (12) 1000cal a BP以来, 疏林草原植被.

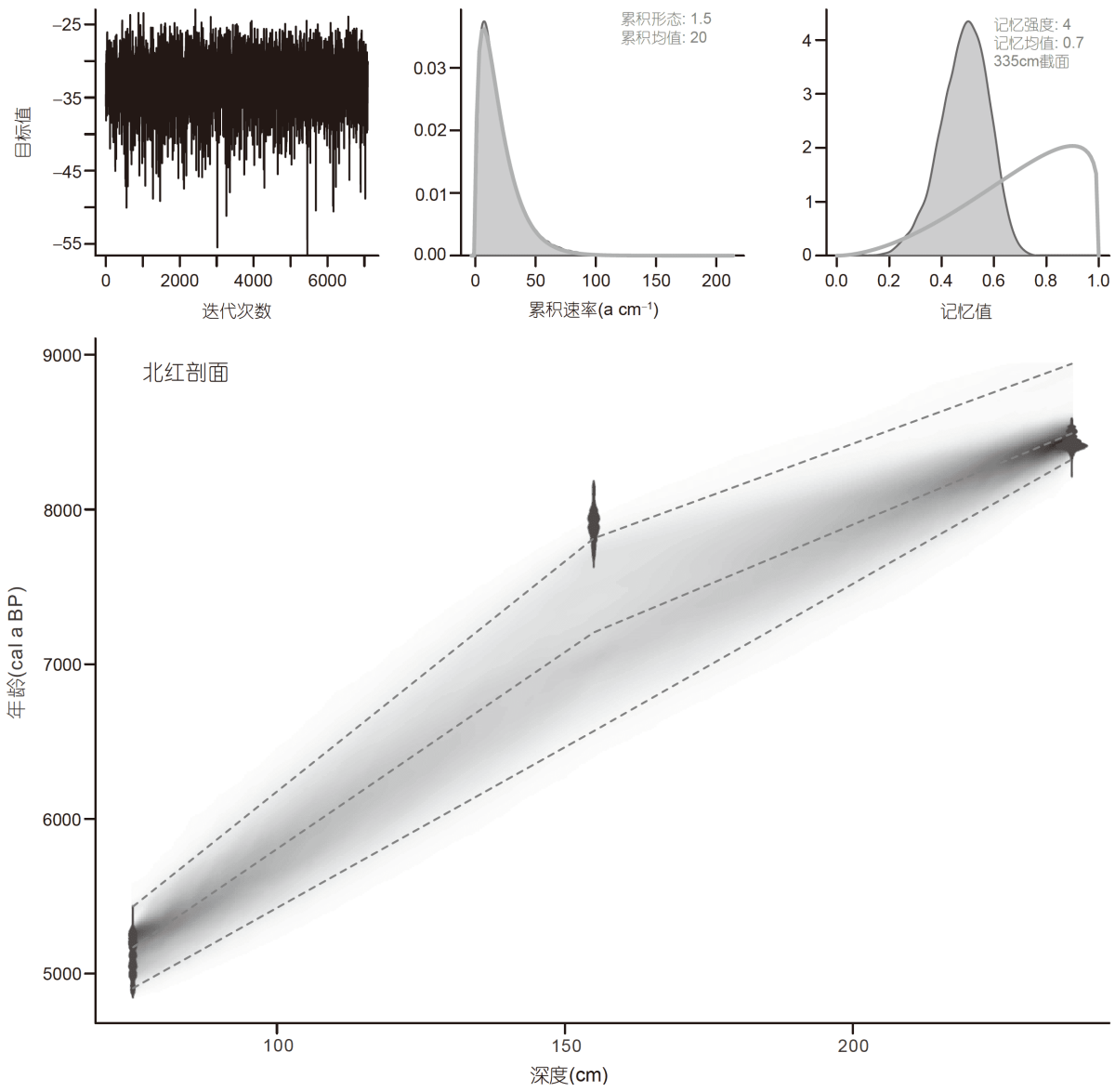

图 3　北红剖面基于Bacon程序的年龄-深度模型

3.4　兴凯湖岩芯

兴凯湖岩芯以4cm间隔分析33个样品，花粉分属70个科属，以草本花粉为主，最高含量达75.30%，其中，禾本科花粉占优势，含量7.25~42.55%(图11). 全新世以来，兴凯湖地区植被经历了5个主要阶段: (1) 10227~8500cal a BP, 疏林草原植被; (2) 8500~7200cal a BP, 落叶阔叶林; (3) 7200~1460cal a BP, 疏林-杂草草甸植被; (4) 1460~600cal a BP, 杂草草甸; (5) 600cal a BP以来, 杂草草甸及岛状针叶林植被.

3.5　青肯泡岩芯

青肯泡岩芯共分析25个样品，花粉分属75个科属，以草本花粉为主，最高含量达99.41%，其中，蒿属(16.81~58.50%)、藜科(Chenopodiaceae)(6.35~48.71%)和禾本科(3.55~46.15%)为优势种(图12). 青肯泡植被可以分为4个主要阶段: (1) 49000~33005cal a BP, 疏林草原植被; (2) 33005~15800cal a BP, 草甸草原植被; (3) 15800~8990cal a BP, 疏林草原植被; (4) 8990cal a BP以来, 草甸草原植被.

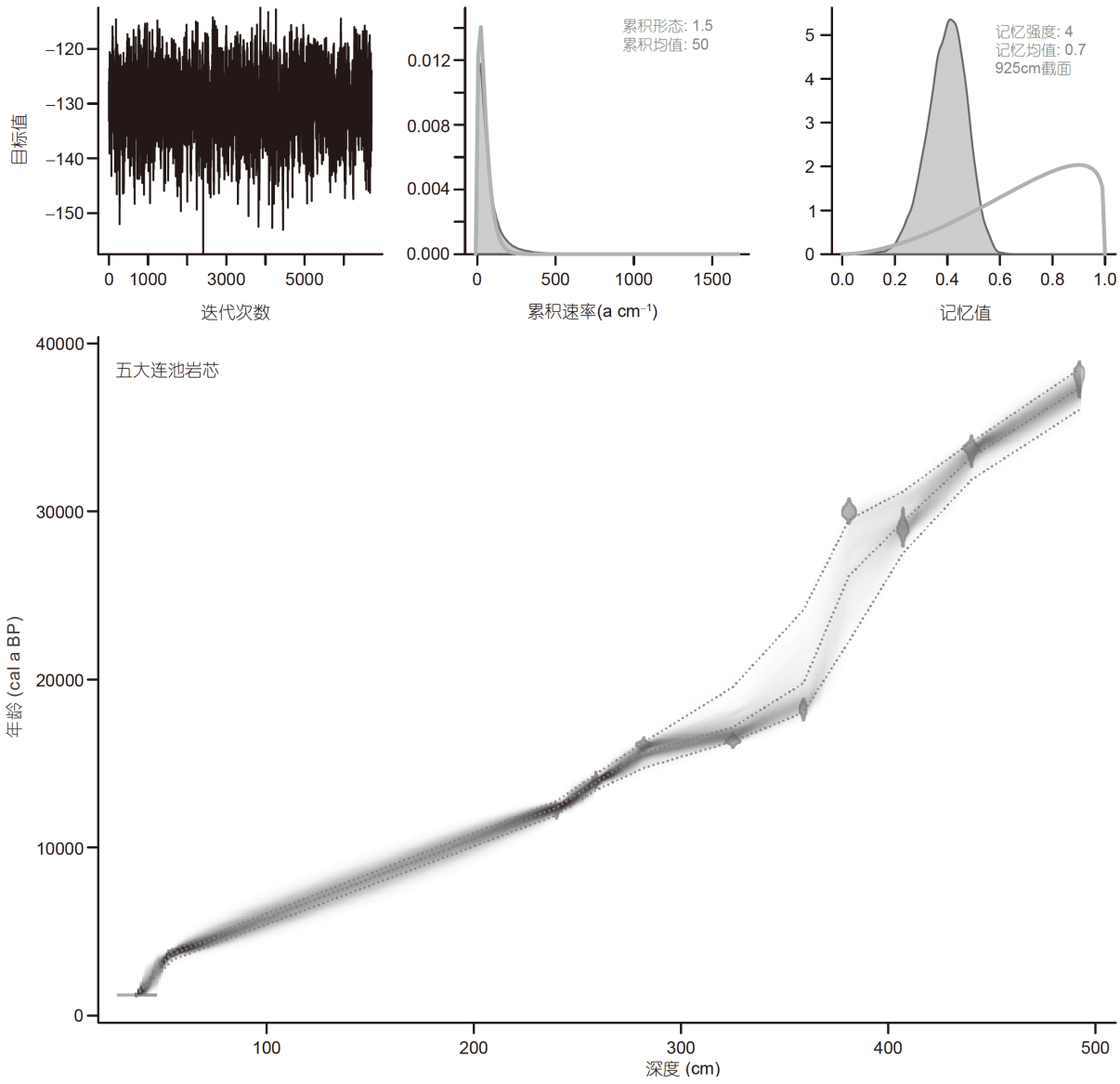

图 4　五大连池岩芯基于Bacon程序的年龄-深度模型

3.6　向海泡岩芯

向海泡岩芯以40cm间隔分析了21个样品，花粉分属45个科属，以草本(66.07~94.87%)和针叶乔木花粉(0.36~30.21%)为主，其中松属(*Pinus*)(0~25.44%)、云杉属(*Picea*)(0~24.77%)、蒿属(3.01~49.39%)和藜科(9.07~65.59%)为优势种(图13). 向海地区植被可分为5个主要阶段: (1) 22580~20000cal a BP, 草原植被; (2) 20000~14470cal a BP, 以云杉为主的针叶林; (3) 14470~11300cal a BP, 草原植被; (4) 11300~3500cal a BP, 疏林草原植被; (5) 3500cal a BP以来, 草甸草原植被.

4　讨论

4.1　末次盛冰期以来东北地区的植被演替

植被是陆地生态系统中重要一环，受多种因素影响，区域性植物类型的变化，植被带在空间上的迁移受气候变化的控制和影响并对气候有反馈作用(Hunt-

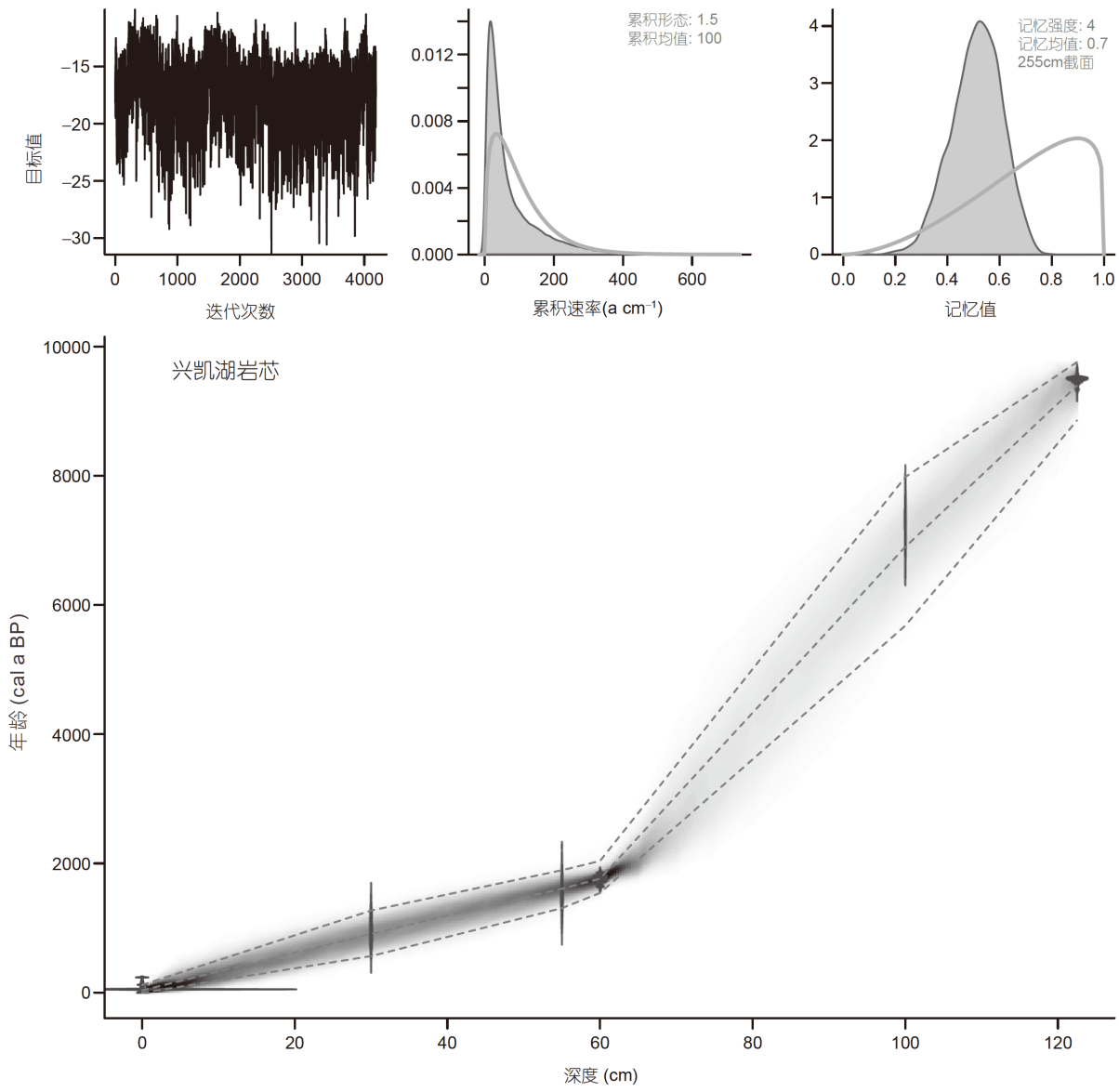

图 5　兴凯湖岩芯基于Bacon程序的年龄-深度模型

ley和Birks, 1983; Bartlein等, 1986; 方精云, 2000). 花粉是重建古植被的不可替代指标，基于花粉记录重建关键区域植被演替和格局，揭示植被格局对气候变化的响应, 成为评估未来气候变化环境效应的重要依据.

东北地区位于东亚季风区北部，气候环境变化对植被分布的影响主要体现在热量和水分两个方面，地带性植被从东向西为湿润森林、半湿润草甸草原(森林草原)和半干旱草原. 从南到北为暖温带落叶阔叶林、温带针阔叶混交林、森林植被和寒温带针叶林. 在植被区划上，东北是4个植被区域的汇合处，其中寒温带针叶林和温带针阔叶混交林仅分布于此(周以良, 1997)，因此，末次盛冰期以来不同气候带的植被类型、演替和格局重建具有重要意义.

寒温带针叶林区霍拉盆地的植被演替显示，10000cal a BP左右，低代表性的落叶松花粉一直保持较高比例(0.67~9.63%), 表明落叶松群落自早全新世以来已稳定地存在于北大兴安岭地区，同时松、云杉以及榛属(*Corylus*)和鹅耳枥属(*Carpinus*)等暖温性乔木发育良好, 形成针阔叶混交林植被(图8).

北红剖面位于黑龙江南岸沼泽化草甸区，全新世

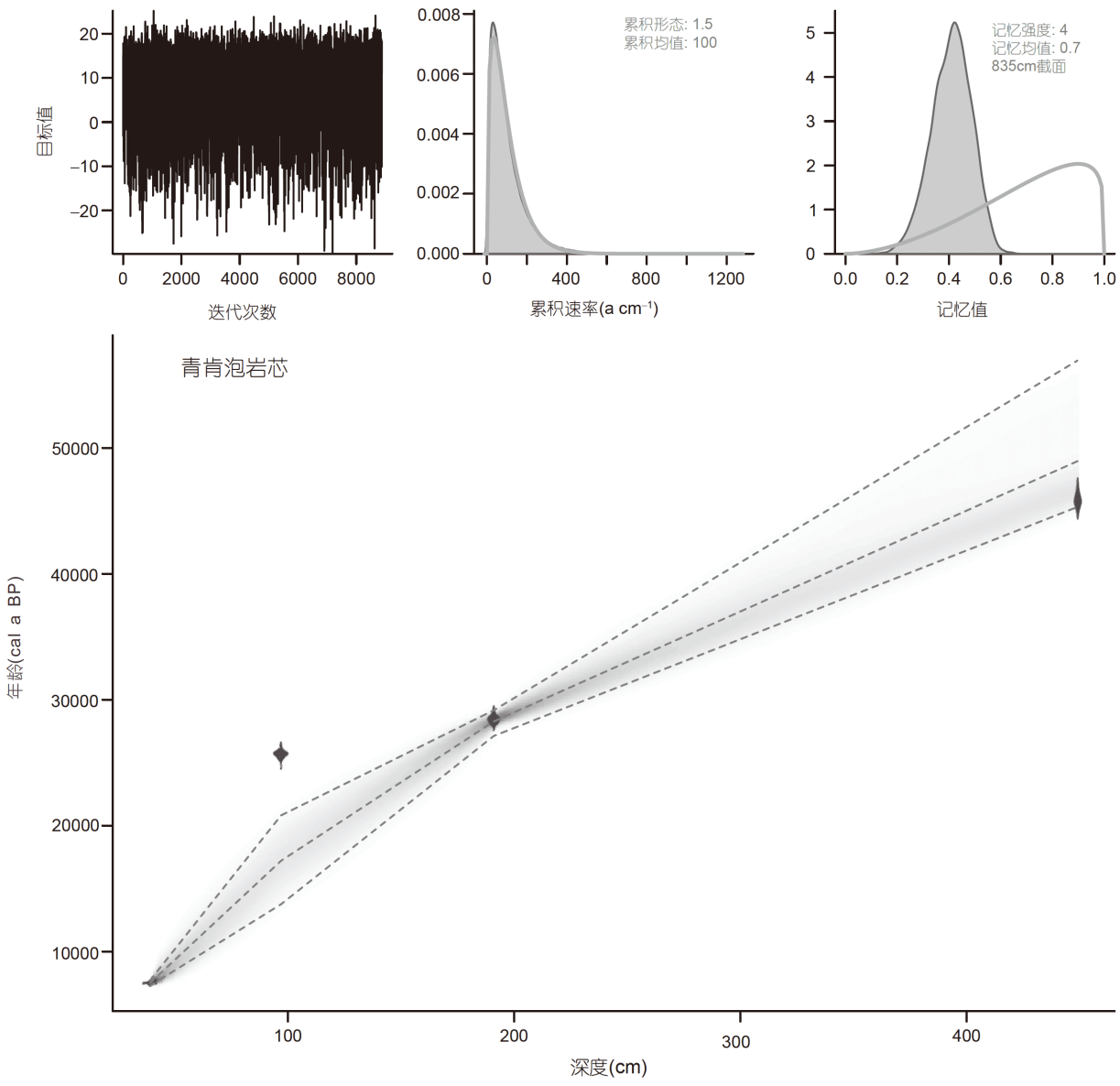

图 6　青肯泡岩芯基于Bacon程序的年龄-深度模型

早期桦属等阔叶乔木较发育, 而全新世晚期, 桦等阔叶乔木显著减少，禾本科为主的疏林草甸植被占主导地位(图9). 这一植被类型转换显示, 全新世降温阶段, 高纬地区的蒸发量减少，有效湿度增加，促使冻土层扩张, 降水和径流无法渗入地下, 造成地表积水, 导致沼泽扩张和泥炭发育(周梅等, 2003), 植被逐渐向草甸和沼泽化草甸转变, 并生长耐冷湿的岛状针叶林地(牟长城, 2003), 喜暖的阔叶乔木植被衰退.

五大连池位于温带针阔叶混交林区，末次盛冰期的植被类似于大兴安岭最北部的台地苔藓-赤杨-兴安落叶林植被，温度降低和降水量减少，可能是落叶松(*Larix*)和赤杨(*Alnus japonica*)林发育的原因. 末次冰消期气候回暖波动，五大连池植被类型变化频繁，显示了强烈的不稳定性. 全新世早期气候温暖，耐寒落叶松等乔木减退，喜暖干的桦树林与蒿属构成疏林草原景观. 全新世高温期，五大连池植被以榆属(*Ulmus*)的显著增加为特征，发育榆、柳(*Salix*)、蒿、禾本科和百合科(Liliaceae)植物为主的森林草原植被，低湿地为草甸草原植被. 全新世晚期, 五大连池地区栎属迅速增加，后期与桦一起构成森林草原植被的优势树种

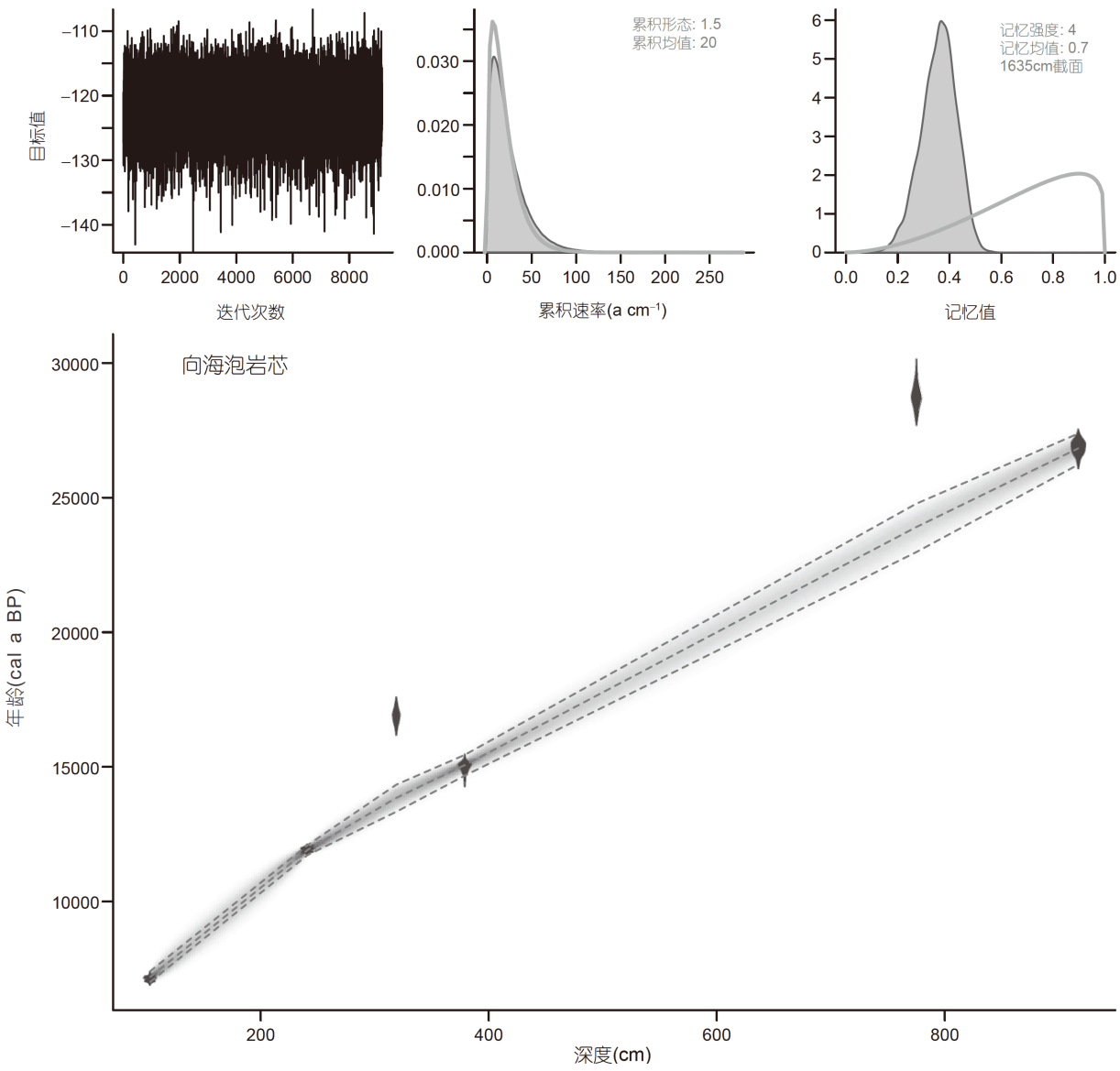

图 7　向海泡岩芯基于Bacon程序的年龄-深度模型

(图10).

东北地区温带针阔叶混交林分布范围内，有大面积的隐域性植被, 即分布在穆棱-三江平原的草甸沼泽植被, 是中国最大的沼泽分布区之一, 形成大面积的隐域性沼泽植被和沼泽化植被，以小叶樟(*Deyeuxia langsdorffii*)、芦苇(*Phragmites communis*)、苔草(*Carex* spp.)和柴桦(*Betula fruticosa*)、沼柳(*Salix rosmarinifolia* var. *brachypoda*)等为主(周以良, 1997). 在岗地或残丘上分布小面积岛状林, 以栎林为主, 伴生有山杨(*Populus davidiana*)、白桦等. 全新世大暖期温度和湿度增加, 有利于岛状森林向平原扩张. 全新世晚期温度降低, 蒸发减弱, 湿度增加, 阔叶乔木逐渐减少, 形成疏林草甸植被、杂草草甸植被景观(图11).

东北地区草原带位于半湿润-半干旱气候区. 青肯泡岩芯地处松嫩平原北部草甸草原区，末次盛冰期以来，蒿属、藜科和禾本科植物始终占据绝对优势，植被始终以草甸草原为主，末次盛冰期气候冷干，青肯泡呈现荒漠草原景观(图12)，岛状林完全退出这一地区，温度增加有利于草甸草原区植被生长，全新世暖期草甸草原植被发育好、盖度大.

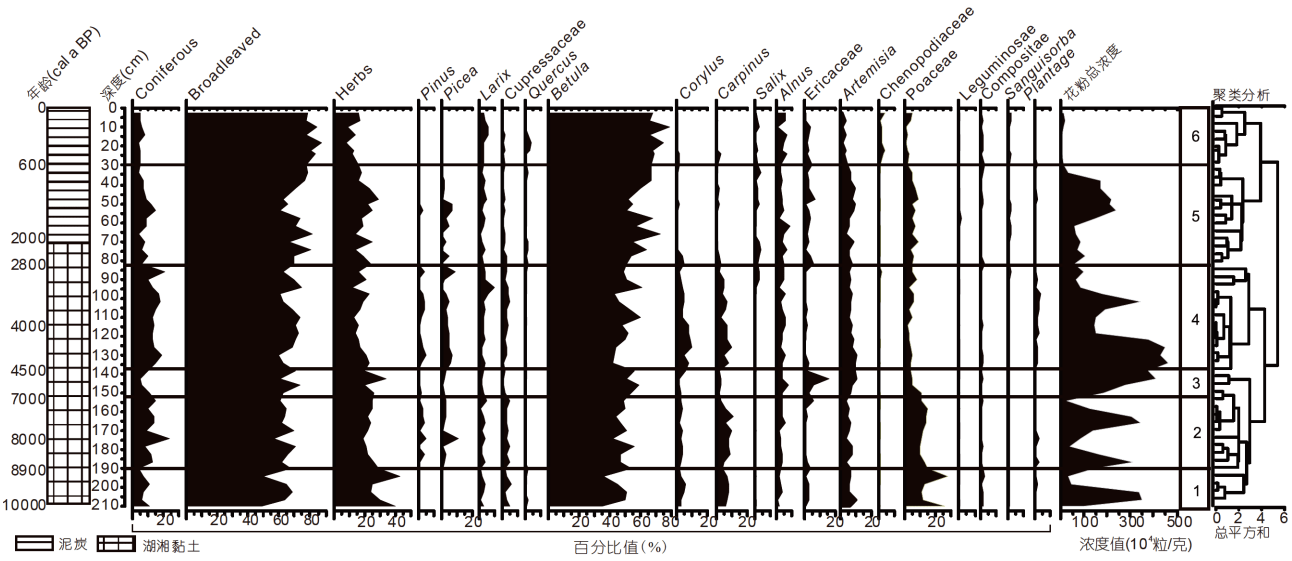

图 8　霍拉剖面主要花粉百分比和总浓度图谱

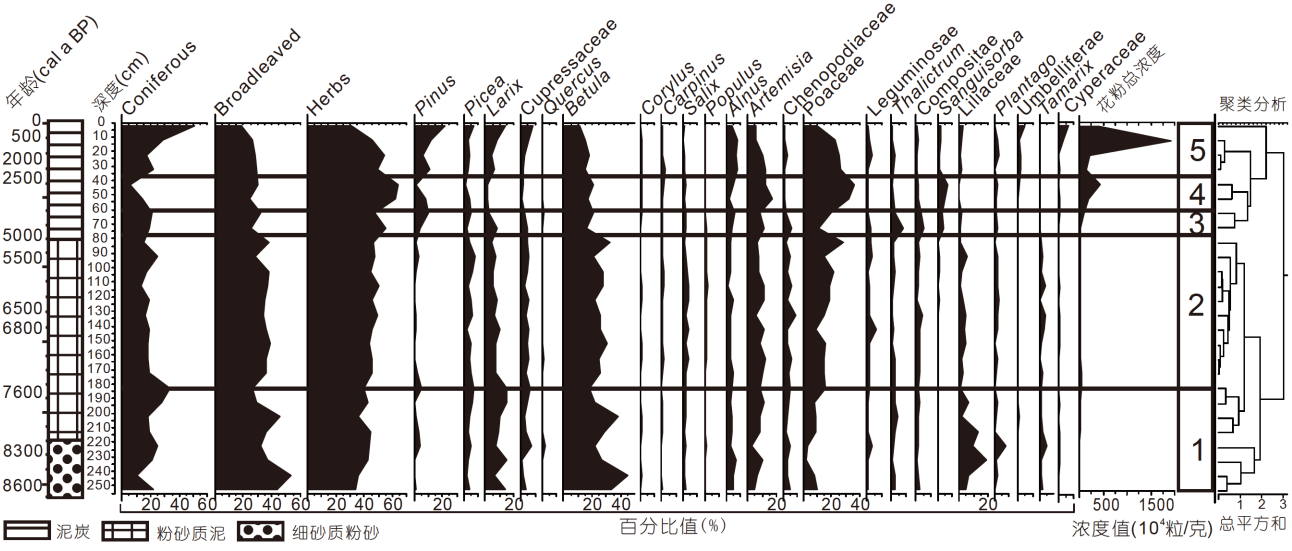

图 9　北红剖面花粉百分比和总浓度图谱

向海泡岩芯位于草原和森林的过渡地带，气候环境变化导致植被类型更替. 末次盛冰期冷干气候阶段，为荒漠植被(图13)，全新世早期气温回暖，以草原植被为主，也有岛状云杉林等出现，全新世高温期，温度和降水增加，植被以湿-中生草原为主，岛状松林扩张；全新世晚期岛状林地退缩，形成藜科、禾本科等为主的草甸植被.

4.2　末次盛冰期以来特征时段植被格局重建

花粉百分比等值线是重建过去植被群落和特定时段植被空间格局的重要方法(任国玉，1999a). 近十几年来，东北地区发表了一些较高分辨率的花粉分析成果，为重建末次盛冰期特征时段的植被格局提供了重要数据(图14). 本研究通过已发表成果中的花粉谱提取数据，以陆生花粉总数为基数进行各样点的数据标

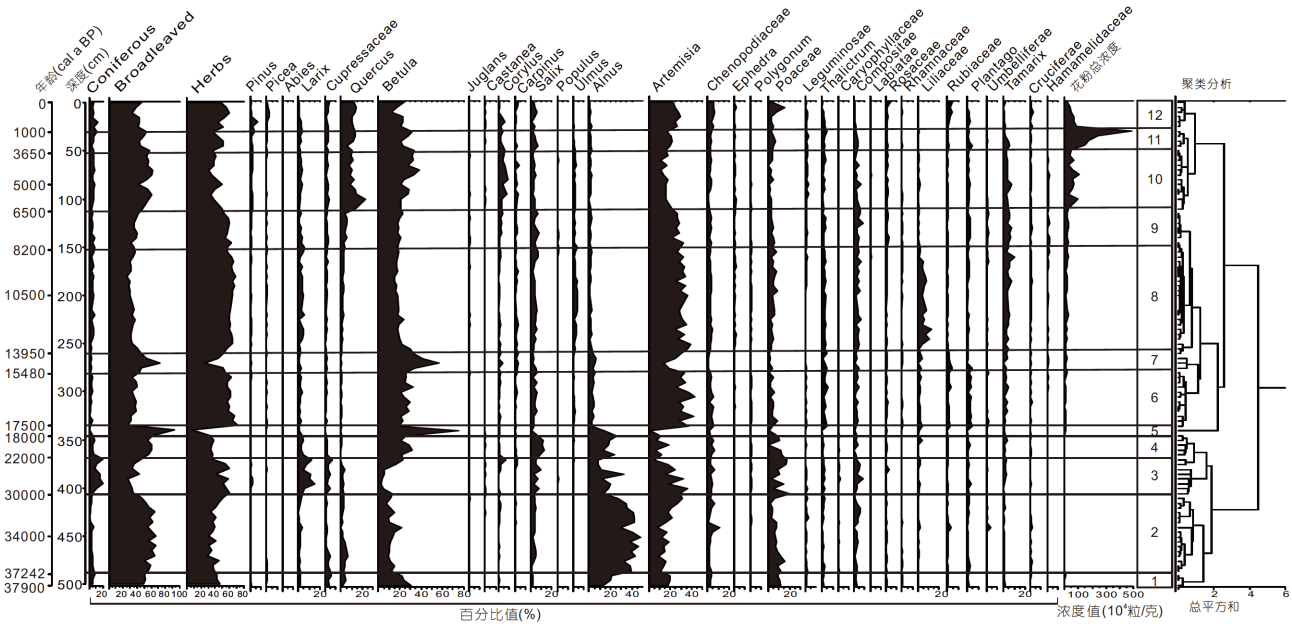

图 10　五大连池岩芯花粉百分比和总浓度图谱

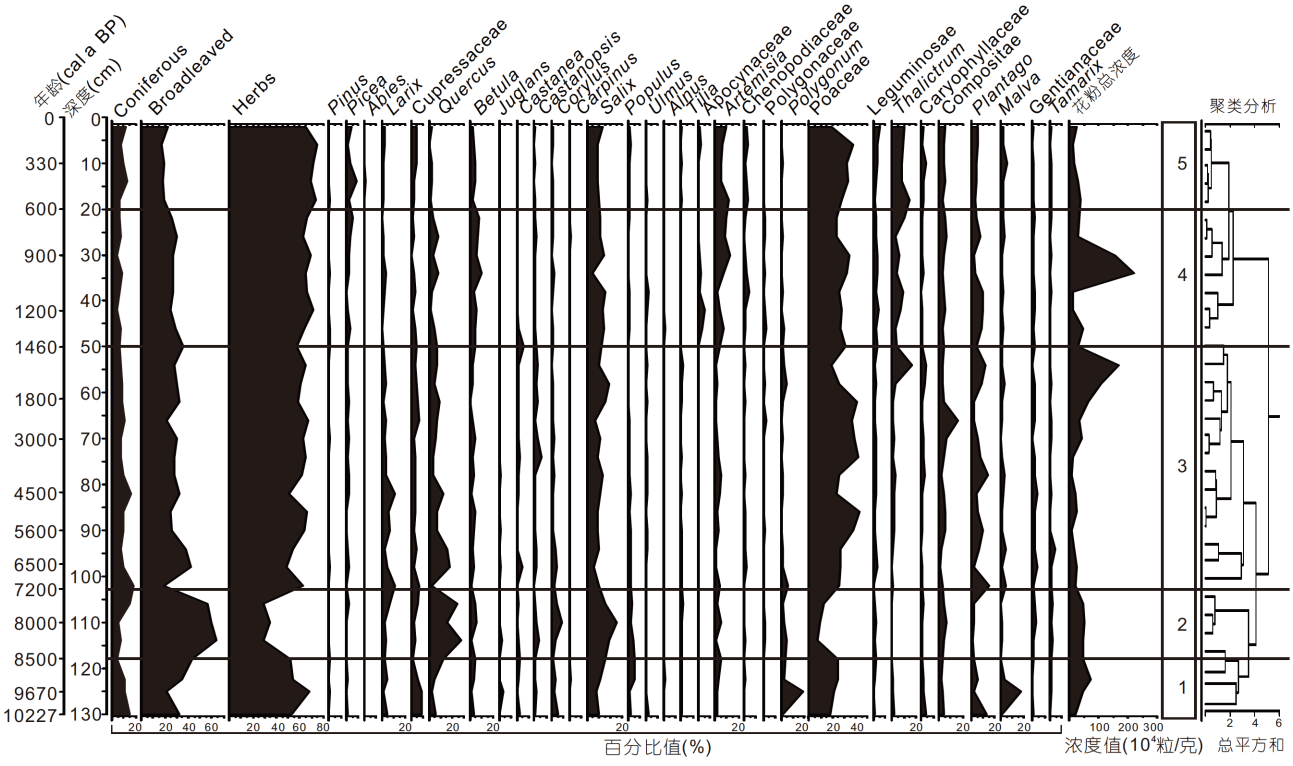

图 11　兴凯湖地区花粉百分比和总浓度图谱

准化处理. 考虑到采集样点、年代控制、取样间隔、分析方法等多方面差异, 优先选择泥炭或封闭湖沼沉积, 选取花粉样品分析间隔<600年、年代控制点间隔<3000年的研究. 同时, 对植被类型重建结果的解读,

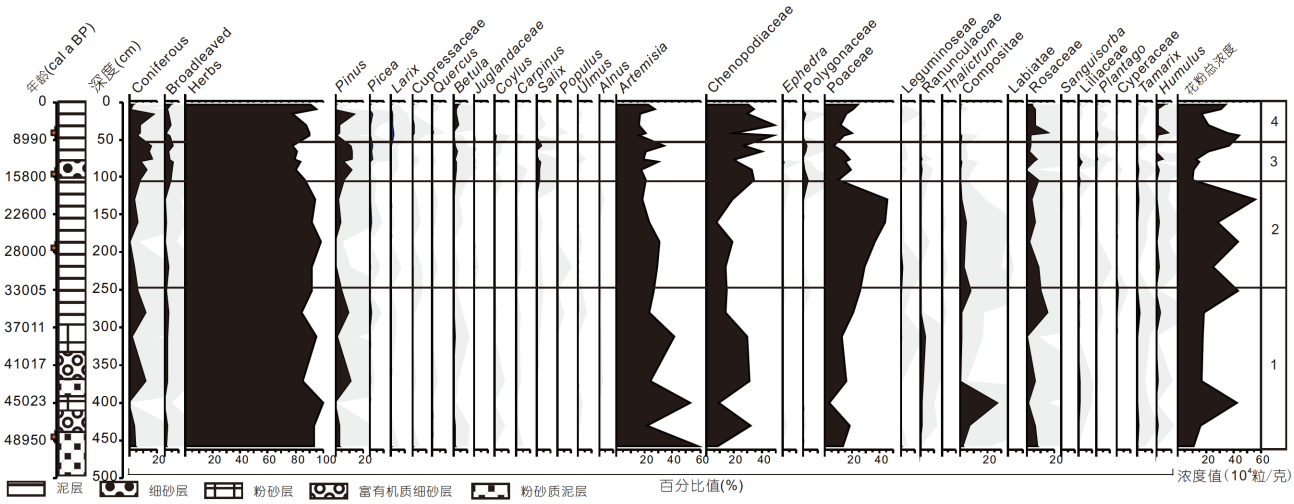

图 12　青肯泡岩芯主要花粉百分比和总浓度图谱

灰色部分表示放大10倍

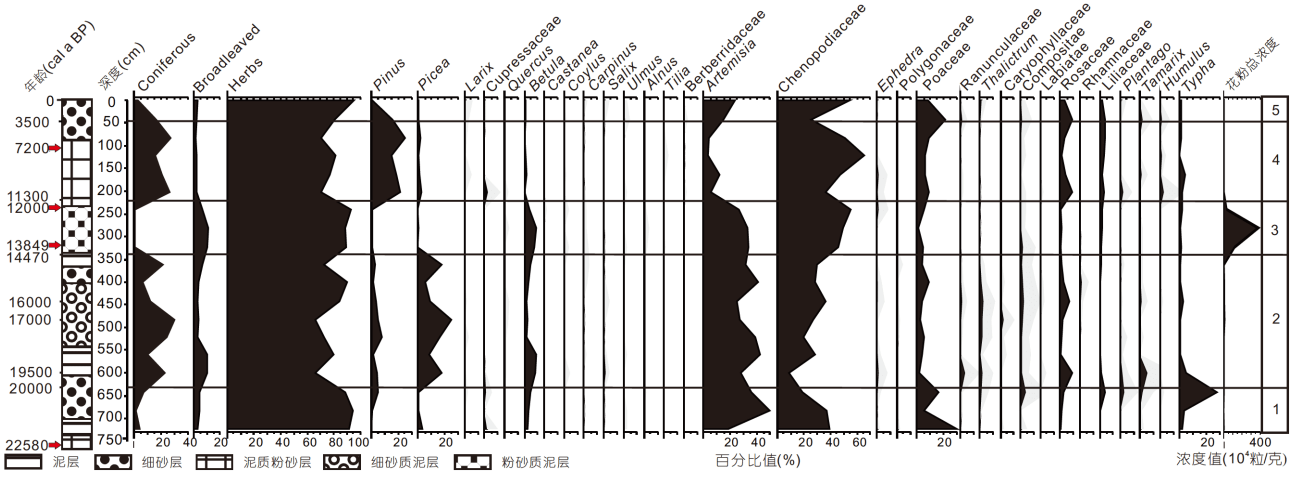

图 13　向海泡岩芯主要花粉百分比和总浓度图谱

灰色部分表示放大10倍

考虑了海拔高度对垂直植被带的影响.

因此, 基于本研究6个植被演替序列, 再选用32个已发表花粉资料点, 共38个样点采用Surfer8.0软件, 运用克里格方法进行数学插值, 获得末次盛冰期以来特征时段东北地区花粉百分含量等值线图(图14).

东北地区表土花粉研究表明, 花粉分布特征较好地表现了植被的地域分异规律, 花粉百分含量的水平梯度同植物的密度梯度基本吻合(Ren和Beug, 2002; 赵超等, 2016). 选择东北地区主要植物科属, 包括落叶松属、松属、云杉和冷杉属(*Abies*)、桦属、桤木属、栎属、榆属、胡桃属(*Juglans*)、鹅耳枥和榛属、禾本科、蒿属和藜科花粉作为绘制等值线图的功能性植物, 重建东北地区末次盛冰期(~18000a BP), 早全新世(10000~9000a BP), 全新世适宜期(~6000a BP)3个重要时段的植被格局, 从宏观上识别植被演替的过程及机制.

4.2.1　末次盛冰期阶段植被特征

末次盛冰期时期(~18000a BP), 桦属花粉百分含量高, 在小兴安岭、三江平原、长白山和辽东半岛在10~38%之间. 桤木属花粉含量较低, 高值(<10%)出现在小兴安岭北部. 松属含量低(1~5%), 主要分布在东部地区. 云杉和冷杉花粉百分比在20~45%, 高值区明显由长白山南部移至西北部的大兴安岭. 落叶松花粉含

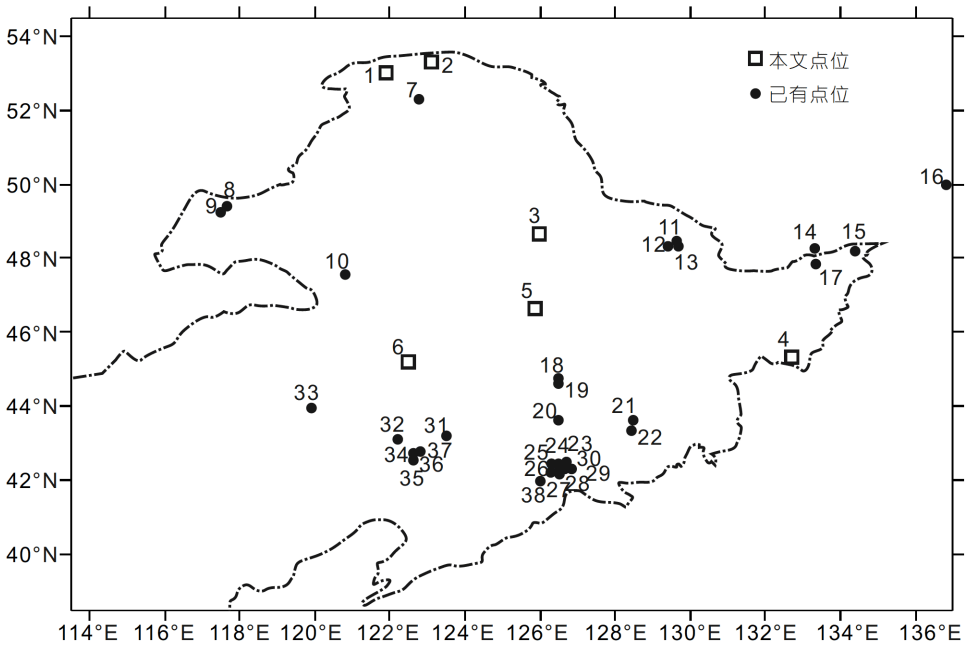

图 14　东北地区末次盛冰期以来花粉资料点分布

1~6, 本文; 7, 夏玉梅, 1996; 8, 羊向东等, 1995; 9, Wen等, 2010b; 10, 伍婧和刘强, 2012; 11, 杨永兴, 2003; 12, 夏玉梅, 1996; 13, 尹怀宁, 1984; 14, 夏玉梅, 1988; 15, 杨永兴和王世岩, 2003; 16, Klimin等, 2004; 17, 李小强等, 2005; 18~19, 汪佩芳和夏玉梅, 1988; 20, 杨永兴等, 2001; 21, Li等, 2011; 22, 赵红艳等, 2005; 23~30, 袁绍敏和孙湘君, 1990; 李小强, 2002; Jiang等, 2008; 刘玉英等, 2008, 2009; Makohonienko等, 2008; Stebich等, 2009; Xu等, 2015; 31, Makohonienko等, 2004; 32, 张小咏等, 2004; 33, 许清海等, 2002; 34, 杨永兴等, 2001; 35, Makohonienko等, 2004; 36, 任国玉, 1999b; 37, 杨永兴等, 2001; 38, 刘金陵, 1989

量在北部显著增加, 小兴安岭地区达10%以上. 阔叶乔木栎和胡桃在花粉记录中缺失. 榆含量很低(0.05~0.56%), 鹅耳枥和榛花粉含量低, 在小兴安岭和长白山约为1.5~6.5%.

草本植物花粉含量明显增加, 除长白山地区低于10%外, 整个松嫩平原、小兴安岭、大兴安岭中南部以及呼伦贝尔高原的含量在10~25%. 蒿属花粉含量显著增加, 除三江平原、长白山北部含量低于4%以外, 自小兴安岭南部、长白山西部, 至大兴安岭中部, 蒿属花粉百分比在10~54%, 30%等值线涵盖松嫩平原及其西部高原区, 藜科花粉百分含量显著升高, 约20多个百分点, 在松嫩平原及以东地区达18~34%.

末次盛冰期, 东北北部地区林相较为开阔, 小兴安岭北部为以落叶松为主, 含少量桤木、零星榆、榛属灌丛的森林. 大兴安岭中部, 呼伦贝尔高原生长云杉和冷杉林. 胡桃等暖温型落叶阔叶乔木在东北地区几乎消失, 东北长白山地以桦为主, 含稀疏松、桤木为主的针阔叶混交林. 草本植物急剧扩张, 以禾本科、蒿属和藜科为主, 形成大面积的寒旱草甸草原植被景观(图15).

4.2.2　早全新世植被格局

早全新世以10000~9000cal a BP时段的植被为代表, 桦属花粉含量变化不大, 除松嫩平原和长白山西部低于10%, 大兴安岭中部、长白山南部和三江平原北部桦属花粉含量均达到20~30%. 桤木花粉含量减少, 并向北部推进, 在三江平原地区高于5%. 落叶松含量普遍较低, 主要分布在小兴安岭地区, 达到3~4%. 云冷杉花粉含量稍有增加, 其花粉的5%等值线向西南部有所延伸. 松花粉百分比值较上一阶段增加约10个百分点, 在长白山、大兴安岭中段东部, 出现高值区, 约达10~20%.

阔叶乔木栎和胡桃增加最为显著, 栎在辽河平原东部、长白山、三江平原、科尔沁沙地东部、辽东半岛北部迅速扩张(8~30%), 胡桃以长白山为中心分布在东部区域. 鹅耳枥和榛花粉含量变化不大. 榆含量显著增加(5~16%), 在长白山和三江平原形成两个分布中心. 蒿属花粉百分含量的30%等值线明显向西移动, 三

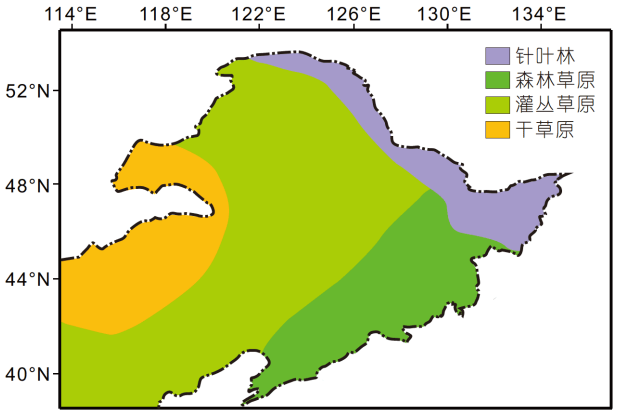

图 15　末次盛冰期东北地区植被格局

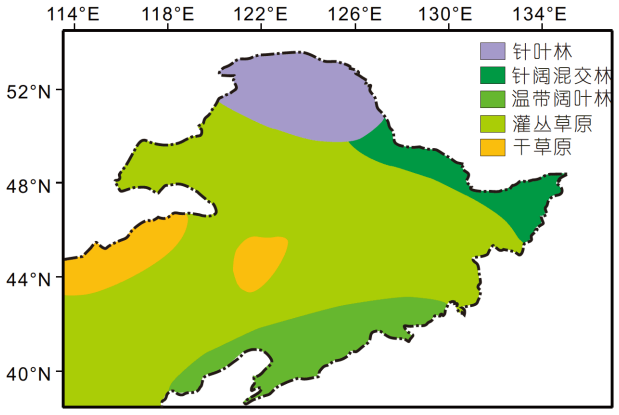

图 16　早全新世东北地区植被格局

江平原、长白山北部、吉林省西部蒿属花粉含量低于10%, 在呼伦贝尔高原和大兴安岭中段相对较高, 约为50%. 禾本科的最大分布中心是松嫩平原, 但含量不高(<9%), 藜科植物的分布中心在科尔沁沙地东部, 最高可达28~34%.

早全新世(10000~9000cal a BP)阶段, 东北地区东部山地丘陵区的植被主要以栎、松、榆和胡桃为主, 含少量云杉、冷杉、鹅耳枥和榛, 构成针阔叶混交林景观. 三江平原由桦、榆、椴木、云冷杉、松和栎等构成针阔叶混交林. 落叶松除长白山高海拔地区有少量存在外, 主要分布于小兴安岭及北部地区, 与桦、松、榆、鹅耳枥和榛等构成混交林. 松嫩平原是以藜、蒿和禾本类等为主的草原, 榆、栎、胡桃和松等在适宜地区形成疏林草原(草甸)(图16).

4.2.3　东北地区全新世大暖期植被格局

全新世大暖期是预测和评估未来气候增温的理想相似型. 东北地区全新世大暖期以6000cal a BP为时点, 取正负500年区间来重建不同区域植被(图17). 东北地区全新世大暖期的植被格局较早全新世发生重大转变, 主要体现在:

大兴安岭北部乔木以桦、落叶松和椴木为主, 小兴安岭东部森林主要由松、云杉和冷杉、桦等乔木构成针阔叶混交林, 森林郁闭度高. 三江平原的森林主要由桦、椴木、云冷杉、栎、落叶松以及榛等针阔叶林组成. 长白山南部和辽东半岛分布榆、胡桃和鹅耳枥等阔叶林, 也有少量松林出现.

落叶阔叶乔木出现萎缩, 栎、榆、胡桃、鹅耳枥等阔叶乔木均不同程度减少, 桦和椴木变化不明显.

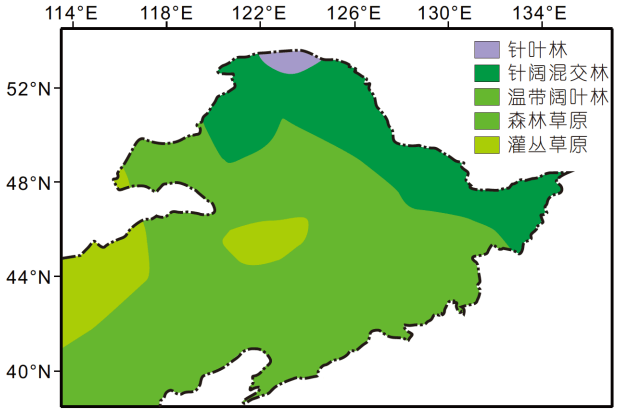

图 17　全新世大暖期东北地区植被格局

落叶阔叶林分布中心向辽东半岛迁移. 鹅耳枥和榛在北大兴安岭和小兴安岭存在次一级分布中心. 但落叶松自北向南有所推进, 云冷杉5%的等值线向北扩展, 在小兴安岭东部和三江平原西部达5~13%, 长白山南部云冷杉有所增多. 松花粉20%等值线较早全新世向南扩张, 在大兴安岭中部和小兴安岭东部有所减少.

松嫩平原地区禾本科含量有所增加, 蒿属花粉30%百分比等值线向东北、东南扩张. 藜科花粉含量较高, 5%等值线向松嫩平原中南部迁移, 在科尔沁沙地高达60%. 显示了东北地区中部以藜科、蒿属和禾本科为主的草甸草原植被再度扩张.

5　结论

基于末次盛冰期以来东北不同植被区的花粉记录分析, 结合已有研究成果, 重建末次盛冰期以来3个重

要时段的植被格局, 取得以下主要认识:

(1) 末次盛冰期阶段(~18000cal a BP), 东北地区草原植被急剧扩张, 松嫩平原形成大面积的寒旱草甸草原, 辽河平原和呼伦贝尔高原被草原和荒漠草原占据, 中南部平原发育森林草原植被景观; 大兴安岭等山地存在寒旱型针叶林地, 小兴安岭为以落叶松和桤木为主的寒温性针阔叶混交林.

(2) 早全新世阶段(10000~9000cal a BP), 东北地区东部山地丘陵区和三江平原地区为针阔叶混交林植被, 中部地区仍以草原植被为主, 松嫩平原为草甸草原区, 辽河平原是典型草原植被, 暖温性阔叶林向北有所发展.

(3) 全新世大暖期(~6000cal a BP), 温带针阔叶混交林和寒温带针叶林向北方扩张, 出现喜暖湿的乔木类型, 落叶松自北向南略有推进, 云冷杉林向北扩展, 在小兴安岭东部和三江平原出现高值. 落叶阔叶林分布中心迁移至长白山南部和辽东半岛. 松嫩平原草原区岛状林地增加, 辽河平原地区草甸草原植被扩张.

东北地区全新世暖期是植被发育最好时期, 增温导致的夏季风降水增强, 可能是植被和生态环境良好的主要原因.

致谢　高强和刘汉斌等参加了野外采样工作, 在此表示感谢.

参考文献

卞建民, 林年丰, 汤洁. 2004. 吉林西部向海湿地环境退化及驱动机制研究. 吉林大学学报: 地球科学版, 34: 441–444

丁仲礼, 段晓男, 葛全胜, 张志强. 2009. 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, 39: 1659

方精云. 2000. 全球生态学-气候变化与生态响应. 北京: 高等教育出版社. 211–212

姜作发, 陈俊文. 2005. 青肯泡浮游生物及鱼产潜力. 水产学杂志, 18: 24–28

李小强. 2002. 最近13000年中国东北地区植被演化与气候变迁. 博士学位论文. 北京: 中国科学院研究生院. 89–90

李小强, 赵宏丽, 闫敏华, 王升忠. 2005. 东北三江平原全新世火演化及其与植被和气候的关系. 地理科学, 25: 177–182

刘金陵. 1989. 长白山区孤山屯沼泽地13000年以来的植被和气候变化. 古生物学报, 28: 485–511

刘玉英, 刘嘉麒, 汉景泰. 2009. 吉林辉南二龙湾玛珥湖12.0ka BP以来孢粉记录与气候变化. 吉林大学学报: 地球科学版, 39: 93–98

刘玉英, 张淑芹, 刘嘉麒, 游海涛, 汉景泰. 2008. 东北二龙湾玛珥湖晚更新世晚期植被与环境变化的孢粉记录. 微体古生物学报, 25: 274–280

吕达人, 丁仲礼. 2012. 应对气候变化的碳收支认证及相关问题. 中国科学院院刊, 27: 395–402

牟长城. 2003. 长白山落叶松和白桦-沼泽生态交错带群落演替规律研究. 应用生态学报, 14: 1813–1819

任国玉. 1999a. 中国东北全新世花粉分布图及其分析. 古生物学报, 38: 365–385

任国玉. 1999b. 科尔沁沙地东南缘近3000年来植被演化与人类活动. 地理科学, 19: 42–48

沈海滨, 王小德, 董立军. 2011. 黑龙江五大连池风景区主要植被类型特征. 北方园艺, 1: 108–111

汪佩芳, 夏玉梅. 1988. 松嫩平原晚更新世以来古植被演替的初步研究. 植物研究, 8: 87–96

王丽丽, 邵雪梅, 黄磊, 梁尔源. 2005. 黑龙江漠河兴安落叶松与樟子松树轮生长特性及其对气候的响应. 植物生态学报, 29: 380–385

王绍武. 2011. 古气候研究进展. 气象科技进展, 1: 20–25

伍婧, 刘强. 2012. 晚冰期以来月亮湖孢粉记录反映的古植被与古气候演化. 地球科学——中国地质大学学报, 37: 947–954

夏玉梅. 1988. 三江平原12000年以来植物群发展和气候变化的初步研究. 地理科学, 8: 240–249

夏玉梅. 1996. 大小兴安岭高位泥炭抱粉纪录及泥炭发育和演替过程研究. 地理科学, 16: 337–344

熊尚发, 丁仲礼, 刘东生. 1998. 第四纪气候变化机制研究的进展与问题. 地球科学进展, 13: 265–272

许清海, 杨振京, 崔之久, 阳小兰, 梁文栋. 2002. 赤峰地区孢粉分析与先人生活环境初探. 地理科学, 22: 453–457

羊向东, 王苏民, 薛滨, 童国榜. 1995. 晚更新世以来呼伦湖地区孢粉植物群发展与环境变迁. 古生物学报, 34: 647–656

杨永兴. 2003. 小兴安岭东部全新世森林沼泽形成、发育与古环境演变. 海洋与湖沼, 34: 74–82

杨永兴, 黄锡畴, 王世岩, 孔昭宸. 2001. 西辽河平原东部沼泽发育与中全新世早期以来古环境演变. 地理科学, 21: 242–249

杨永兴, 王世岩. 2003. 8.0ka B.P.以来三江平原北部沼泽发育和古环境演变研究. 地理科学, 23: 32–38

尹怀宁. 1984. 关于小兴安岭东段沼泽形成问题. 植物生态学与地植物学丛刊, 8: 101–111

袁绍敏, 孙湘君. 1990. 据花粉分析推论东北长白山西麓一万年来植被与环境. 植物学报, 32: 558–567

张小咏, 李永化, 刘耕年, 尹怀宁. 2004. 辽西北地区全新世中期以来环境变迁. 海洋地质与第四纪地质, 24: 115–120

张新时. 1993. 研究全球变化的植被-气候分类系统. 第四纪研究, 13: 157–169

赵超, 李小强, 周新郢, 赵克良, 杨青. 2016. 北大兴安岭地区全新世植被演替及气候响应. 中国科学: 地球科学, 46: 870–880

赵红艳, 王升忠, 周道玮. 2005. 泥炭记录的近2200年吉林省敦化盆地的气候变化. 东北师大学报: 自然科学版, 37: 111–115

中国科学院中国植被图编辑委员会. 2007. 中华人民共和国植被图1:1000000. 北京: 地质出版社. 263

周梅, 余新晓, 冯林, 王林和, 那平山. 2003. 大兴安岭林区冻土及湿地对生态环境的作用. 北京林业大学学报, 25: 91–93

周以良. 1997. 中国东北植被地理. 北京: 科学出版社. 30–38

Bartlein P J, Prentice I C, Webb T. 1986. Climatic response surfaces from pollen data for some eastern North American taxa. J Biogeogr, 13: 35–57

Blaauw M, Christen J A. 2011. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. Bayesian Anal, 6: 457–474

Feagri K, Iversen J. 1989. Textbook of Pollen Analysis. 3rd ed. Oxford: Blackwell. 295

Huntley B, Birks H J. 1983. An Atlas of Past and Present Pollen Maps for Europe: 0–13,000 BP. Cambridge: Cambridge University Press

IPCC. 2007. Climate Change 2007. The Physical Sciences Basis. New York: Cambridge University Press. 996

IPCC. 2013. Climate Change 2013. The Physical Sciences Basis. New York: Cambridge University Press. 7–142

Jiang W Y, Guo Z T, Sun X J, Wu H B, Chu G Q, Yuan B Y, Hatté C, Guiot J. 2006. Reconstruction of climate and vegetation changes of Lake Bayanchagan (Inner Mongolia): Holocene variability of the East Asian Monsoon. Quat Res, 65: 411–420

Jiang W Y, Leroy S A G, Ogle N, Chu G Q, Wang L, Liu J Q. 2008. Natural and anthropogenic forest fires recorded in the Holocene pollen record from a Jinchuan peat bog, northeastern China. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 261: 47–57

Klimin M A, Kuzmin Y V, Bazarova V B, Mokhova L M, Jull A J T. 2004. Late Glacial-Holocene environmental changes and its age in the Lower Amur River basin, Russian Far East: The Gursky peatbog case study. Nucl Instr Meth Phys Res, 223-224: 676–680

Li C H, Wu Y H, Hou X H. 2011. Holocene vegetation and climate in Northeast China revealed from Jingbo Lake sediment. Quat Int, 229: 67–73

Makohonienko M, Kitagawa H, Fujiki T, Liu X, Yasuda Y, Yin H N. 2008. Late Holocene vegetation changes and human impact in the Changbai Mountains area, Northeast China. Quat Int, 184: 94–108

Makohonienko M, Kitagawa H, Naruse T, Nasu H, Momohara A, Okuno M, Fujiki T, Liu X, Yasuda Y, Yin H. 2004. Late-Holocene natural and anthropogenic vegetation changes in the Dongbei Pingyuan (Manchurian Plain), northeastern China. Quat Int, 123-125: 71–88

Mann M E, Zhang Z, Hughes M K, Bradley R S, Miller S K, Rutherford S, Ni F. 2008. Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia. Proc Natl Acad Sci USA, 105: 13252–13257

Ren G Y. 2006. Changes in forest cover in China during the Holocene. Veget Hist Archaeobot, 16: 119–126

Ren G Y, Beug H J. 2002. Mapping Holocene pollen data and vegetation of China. Quat Sci Rev, 21: 1395–1422

Stebich M, Mingram J, Han J T, Liu J. 2009. Late Pleistocene spread of (cool-)temperate forests in Northeast China and climate changes synchronous with the North Atlantic region. Glob Planet Change, 65: 56–70

Wen R L, Xiao J L, Chang Z G, Zhai D Y, Xu Q H, Li Y C, Itoh S, Lomtatidze Z. 2010a. Holocene climate changes in the mid-high-latitude-monsoon margin reflected by the pollen record from Hulun Lake, northeastern Inner Mongolia. Quat Res, 73: 293–303

Wen R L, Xiao J L, Chang Z G, Zhai D, Xu Q, Li Y, Itoh S. 2010b. Holocene precipitation and temperature variations in the East Asian monsoonal margin from pollen data from Hulun Lake in north-eastern Inner Mongolia, China. Boreas, 39: 262–272

Xu D K, Lu H Y, Chu G Q, Wu N Q, Shen C M, Wang C, Mao L M. 2015. 500-year climate cycles stacking of recent centennial warming documented in an East Asian pollen record. Sci Rep, 4: 3611

Zhang Z, Zhong J, Lv X, Tong S, Wang G. 2015. Climate, vegetation, and human influences on late-Holocene fire regimes in the Sanjiang plain, northeastern China. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 438: 1–8

Zhao Y, Yu Z C. 2012. Vegetation response to Holocene climate change in East Asian monsoon-margin region. Earth-Sci Rev, 113: 1–10

(责任编委: 赵艳)