

<http://www.geojournals.cn/georev/ch/index.aspx>

中国东北全新世干湿状况的演变

任国玉

(中国气象局国家气候中心,北京,100081)

内容提要 通过综合分析植物花粉、沙地埋藏土壤、泥炭形成与发展、沙丘活动历史、黄土状土堆积和黑土发育等多种资料表明,我国东北地区的湿润程度或土壤水分含量在5 ka B P以前的早中全新世较低,中晚全新世不断增加。早中全新世最干燥时段出现在¹⁴C年代9~8 ka B P,中晚全新世最湿润时期可能是最近的2 ka,近现代气候比过去10 ka平均状况湿润。湿润程度的变化可能与夏季温度和潜在蒸散能力由早全新世至今逐渐降低有关,但花粉资料表明,降水量在中晚全新世也增加了。引起降水量变化的一个可能原因是水汽输入量的差别。到6 ka B P,我国黄海、渤海面积比全新世初显著扩大,同时东部平原大量湖泊和沼泽也开始出现。下垫面的湿润化可能明显地增加了夏季进入东北的西南气流的水汽含量。

关键词 全新世 古气候 花粉 泥炭 沙地埋藏土 黑土 东北

长期以来,对华北和东北地区的全新世干湿气候变化大体有两种意见。① 三段论:认为早全新世(10~8或7.5 ka B P)冷干,中全新世(8或7.5~3或2.5 ka B P)暖湿,晚全新世(3或2.5~0 ka B P)又转冷干^[1~3];② 二段论:认为早中全新世(10~5 ka B P)暖湿,中晚全新世(5~0 ka B P)变冷变干^[4,5]。二者均可找到资料作为证据,但又都无法驳倒对方。

三段论和二段论有明显的差别,但也有共同之处。共同点:① 二者都认为,华北和东北全新世气候变化具有暖湿与冷干的组合特点;② 两种意见均认为,早中全新世(8或7.5~5 ka B P)暖湿,而晚全新世(3或2.5~0 ka B P)冷干。东北地区早中全新世气候温暖湿润、晚全新世趋向寒冷干燥是我国古气候学者的共同认识。

本文综合研究了多项资料表明,东北地区过去10 ka的干湿气候演化史与三段论和二段论均有不同。本区气候实际上是从早中期的暖干不断转向冷湿。这里也讨论了引起东北全新世干湿气候变化的可能原因。

1 花粉资料

1.1 现代花粉与气候

确定现代花粉与气候之间的关系是重建过去气候的基础。笔者收集了东北中北部地区36个花粉剖面的顶部数据资料。样品沉积物以泥炭为主,个别有湖相沉积、黄土或表层土壤。数据经过与花粉图一样的标准化处理^[6],即百分比计算基数统一为不包括Cyperaceae(莎草科)在内的全部陆生植物花粉总和,因而具有区域可比性。

注:本文为国家攀登计划第27-1专题资助。部分数据和方法见:任国玉. 东北地区近1万年来环境演变. 北京师范大学博士学位论文. 1994.

本文1998年3月收到,11月改回,萧品芳编辑。

表层花粉百分比与年降水量的相关比较显著(图1)。各主要种类乔木花粉百分比都和降水量呈正相关。其中,乔木和 *Abies/Picea* (云冷杉属) 花粉百分比与降水量呈显著正相关,相关系数分别为 0.53 和 0.52,置信度均高于 99%; *Pinus* (松属) 与降水量的相关系数为 0.20,置信度略低; *Quercus* (栎属) 和 *Ulmus* (榆属) 与降水量也呈正相关,但显著性水平很低; *Betula* (桦属) 和降水量呈现显著正相关,相关系数为 0.50,置信度高于 99%。此外, *Artemisia* (蒿属) 和 *Chenopodiaceae* (藜科) 花粉百分比均与降水量呈显著负相关,相关系数分别是 -0.53 和 -0.57。

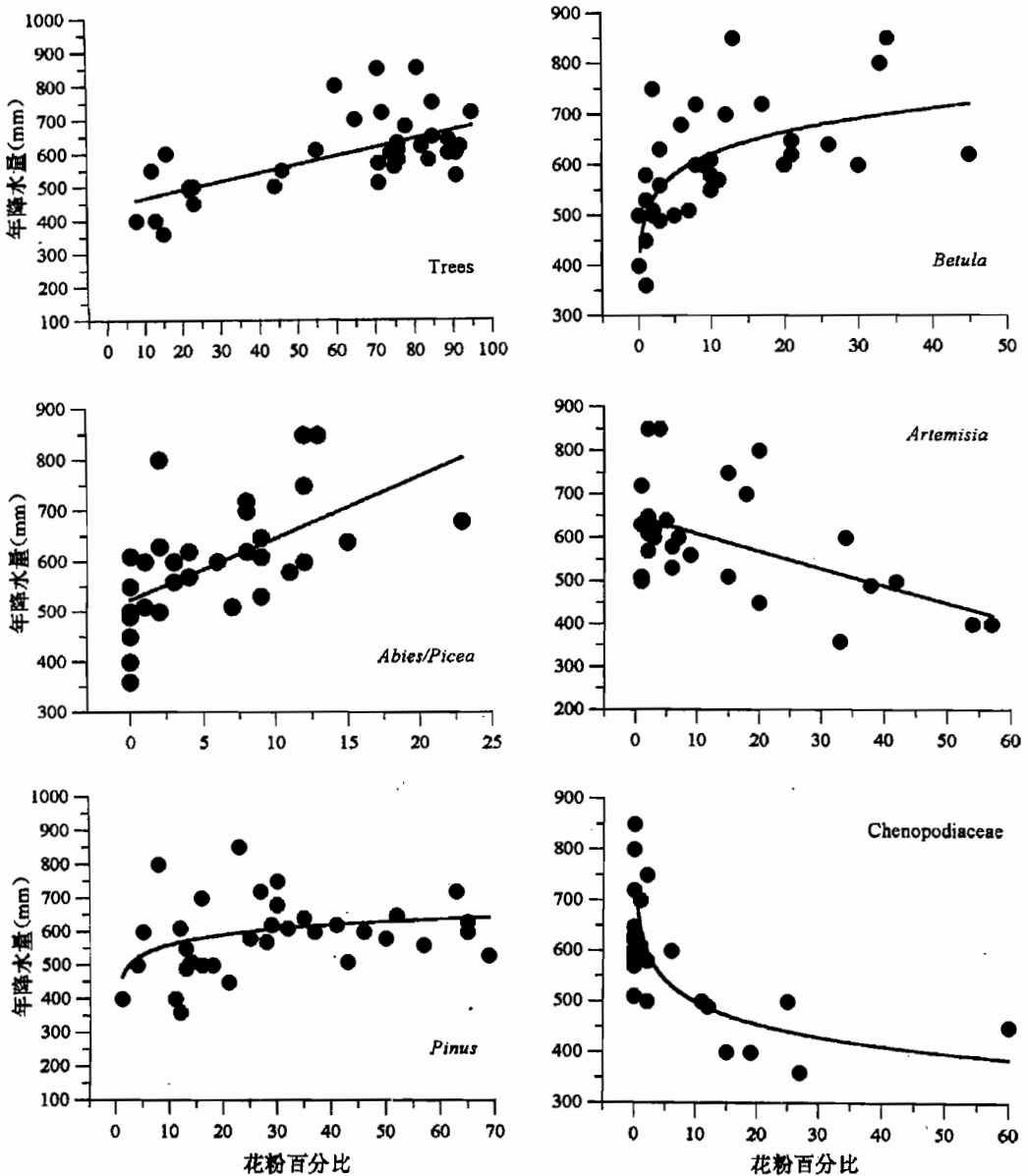


图1 东北地区表层花粉主要种类百分比与年降水量之间的关系

Fig. 1 Relationships between the pollen percentages of main taxa and annual precipitation

1.2 全新世花粉

在 6 ka B P 以后, 长白山、松辽平原及其以北地区乔木花粉增加, 草本植物花粉则相对减少。在乔木花粉等时线图上面可以见到这一特征^[6]。在东北平原的中北部, 40% 乔木花粉等值线在 6 ka B P 以后(除现在可能受人类活动影响外)均较原来偏西, 说明乔木花粉是缓慢增加的, 森林略向西扩张。

为进一步了解主要乔木花粉和森林变化规律, 按每 1 ka 间隔, 对长白山 3 条完整全新世花粉序列进行合并, 得到区域平均花粉序列。这 3 个花粉剖面分别为孤山屯、大甸子和三道庙^[7~9]。数据提取和百分比统计方法均和花粉图相同。图 2 为长白山区域平均花粉图式。

可见, *Quercus* 花粉在 8~5 ka B P 期间较高, 在 20% 以上, 最高在 6 ka B P 为 24%; *Ulmus* 花粉高值时间是 6~5 ka B P, 也是在 6 ka B P 最高, 为 22%; *Pinus* 花粉从 5 ka B P 开始迅速增加, 在 2~1 ka B P 达到最高, 为 40%~45%; *Abies/Picea* 花粉的低值出现在 9~5 ka B P, 4 ka B P 以后增多, 10 ka B P 时也较高; *Betula* 花粉最高值出现在 10 ka B P。

在东北北部其他地区, 花粉资料一般都表明, 中晚全新世

乔木花粉百分比明显升高。这种上升主要是由 *Pinus* 和 *Abies/Picea* 花粉增加引起的。

1.3 花粉与全新世降水

乔木花粉的变化表明, 东北地区的年降水量在 6 ka B P 以后增多, 气候变得更湿润了。从全新世初至 6 ka B P, 本区降水量较低, 最低时期可能在 10~8 ka B P 阶段。在东北中北部, *Pinus* 和 *Abies/Picea* 花粉在 5 ka B P 以后不断上升。在自然状态下, 目前的 *Pinus* 花粉是全新世最高的, 说明近现代的气候可能是过去 10 ka 中最湿润的, 降水量也最多; *Abies/Picea* 花粉在中晚全新世也缓慢增多, 和 *Pinus* 花粉变化相似。*Abies/Picea* 喜生于夏季凉湿环境, 其增加支持中晚全新世降水量上升的推论。此外, 在东北东部和北部的花粉剖面中, 中晚全新世 *Cyperaceae* 花粉一般呈现显著增多趋势, 反映了降水量和湿度逐渐增加。

根据图 1 拟合直线的斜率, 乔木花粉每上升 10%, 约对应于年降水量增加 40 mm, 则长

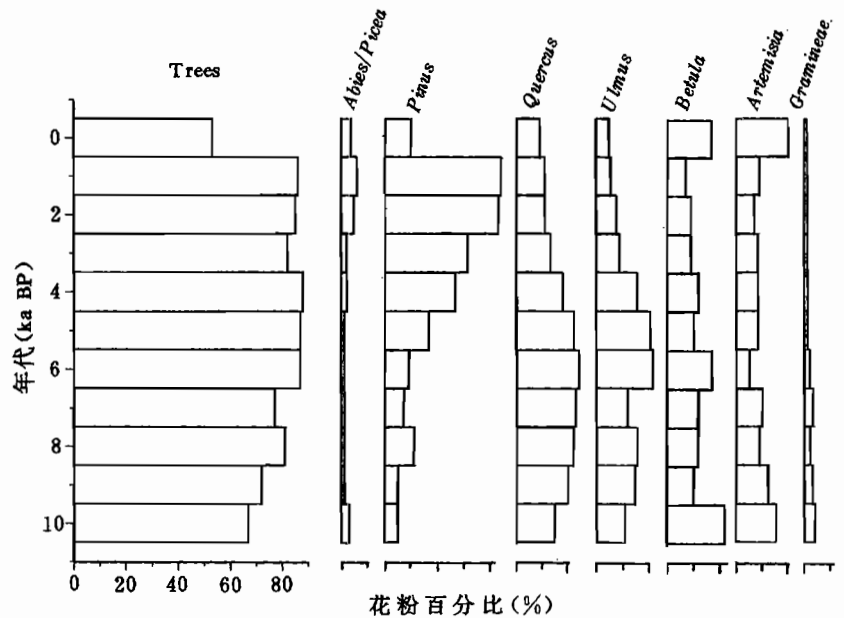


图 2 长白山地区 3 个代表性剖面的平均花粉百分比变化(孤山屯据刘金陵^[7]; 大甸子据孙湘君、袁绍敏^[8]; 三道庙据袁绍敏、孙湘君^[9])

Fig. 2 Regional average pollen percentages for main taxa for three representative profiles of the Changbai Mountains, eastern NE China (Profiles are located at Dadianzi, Gushantun and Sandaomiao respectively^[7~9])

白山地区 6 ka BP 以后比以前平均年降水量约增加 50 mm 左右。从 40% 乔木花粉等值线的迁移来看, 6 ka BP 以后比以前平均约向西北移动 80 km^[10]。按现代松辽分水岭地区东南—西北方向每 100 km 年降水量变化 80 mm 计, 则前后相差约为 64 mm。因此, 乔木花粉的变化表明, 6 ka BP 以后较以前年降水量约增加 50~65 mm。

2 沙丘埋藏土壤

2.1 埋藏土壤与¹⁴C 年代统计

一般认为, 沙丘内埋藏土壤层代表了相对湿润环境, 而其间的风成沙层则反映气候比较干燥。如果沙丘埋藏土壤的形成与人类活动无关, 同时假设, 研究人员对埋藏土壤层¹⁴C 年代样品的采集是随机的, 则足够数量的¹⁴C 年代数据的频率变化能够反映气候长期演变。

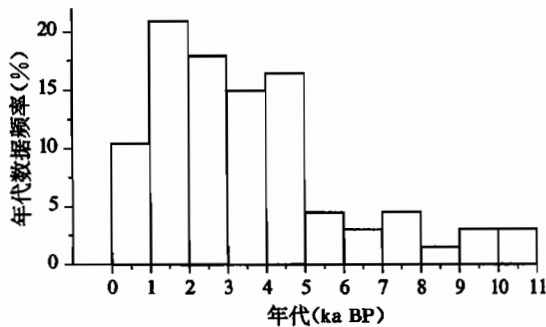


图 3 东北 4 块沙地埋藏土壤¹⁴C 年代数据频率

Fig. 3 Frequency distribution of the radiocarbon dates obtained from the buried soil layers on sand lands of NE China

笔者对东北主要沙地(浑善达克沙地、科尔沁沙地、松嫩沙地和呼伦贝尔沙地)埋藏土壤的¹⁴C 年代数据进行了统计。共获得 67 个¹⁴C 年代数据^[11]。时间组距采用 1 ka。图 3 给出了年代数据频率分布。

¹⁴C 年代数据集中分布于 5 ka BP 以后, 早、中全新世则很少。5 ka BP 以后占 79%, 10~5 ka BP 仅占 17%, 其余 4% 出现在 11~10 ka BP。年代数据频率在 6.5~1.5 ka BP 间呈逐渐增高趋势, 但 1.5 ka BP 以后又急剧减低。年代数据频率迅速的增

高出现在 6.5~4.5 ka BP, 特别是 5.5~4.5 ka BP 之间。在 5 ka BP 以前, 10.5~8.5 ka BP 年代数据频率呈缓慢下降趋势, 9~8 ka BP 阶段是近 11 ka 以来最低的。

2.2 古气候变化

在解释上述年代统计结果时需要谨慎。因为没有人类活动干扰的假设对晚全新世是不真实的。人类活动的影响是使沙丘剖面上的埋藏土层越向上越薄, 发育时间越来越短^[11]。而研究者在采集年代样品时, 一般并不区分其层的厚薄和发育时间的长短。因此, 在按等时间距去统计埋藏土壤的年代数据频率时, 必然会出现随着时间变新频率愈来愈高。此外, 在最近一个时间组距内, 年代数据频率又不是最高的, 因为沙丘表层土一般都被视为现代土壤, 极少还有人采样并测年。可见, 晚全新世¹⁴C 年代数据频率的分布, 在很大程度上反映的是人类活动破坏植被所产生的扰动或沙丘“活化”事件的频率变化。

5 ka BP 以前没有人类活动干扰, 年代数据频率变化指示自然干湿波动。因此, 从晚冰期末到 8 ka BP, 土壤水分含量似存在缓慢减少趋势, 9~8 ka BP 可能最干燥, 这可能主要与夏季气温的迅速升高有关。8 ka BP 以后年代数据频率略有上升, 但总的来看, 早中全新世一直保持在较低水平上, 反映气候比较干燥, 不利于沙丘的固定和土壤的发育。

5 ka BP 以后年代数据频率迅速上升, 这主要反映了人类活动导致沙丘“活化”事件频率随时间变新而增高和采样偏差的共同影响^[11], 但可能仍与气候趋于湿润有关。因为在趋向湿

润阶段,沙丘系统对扰动具有更强的抵抗能力和恢复能力,而不象在干燥时期那样,扰动造成的沙丘流动具有持久性。人为干扰确有使土壤发育中断事件增多趋势,但人为造成的土壤发育中断与恢复在相对湿润时期更易出现。因此, ^{14}C 年代数据频率增加可能仍在某种程度上指示了气候变湿。

总之, ^{14}C 年代数据统计表明,东北埋藏土壤层多形成于中晚全新世。尽管晚全新世人类活动有助于形成较多埋藏土壤层,但它们的出现也同时要求较湿润的环境。埋藏土壤层显著增多暗示,5 ka B P以后比原来变湿了。另外,早全新世埋藏土壤的发育不受人类活动影响,而年代数据频率在9~8 ka B P阶段最低,说明当时可能是全新世最干燥时期。

3 泥炭发育

泥炭发育和气候有密切关系。在降水多和潜在蒸散量小的地区,有利于泥炭的形成和积累^[12~16]。泥炭的频繁出现反映气候的湿润特征或相对湿润时期。

东北地区的泥炭主要是在7.5 ka B P以来堆积的^[13,16]。李汉鼎、冷雪天^[17]对北方温带和寒温带的泥炭 ^{14}C 年代数据进行了统计。结果表明,在5 ka B P以后泥炭 ^{14}C 年代数据才急剧增多,5 ka B P以前则很少。马学慧^[14]等对同一地带泥炭 ^{14}C 年代数据的统计表明,3 ka B P以后年代样品频数显著高于以前。由于温带和寒温带的泥炭绝大部分集中于东北地区,这两项研究大体上指示,5 ka B P以来东北的气候有趋向湿润的变化。

当然,泥炭 ^{14}C 年代样品采集偏差和数据统计方法对结果也有影响。 ^{14}C 年代样品采集具有非随机性。如果不加区分地利用所有年代数据作统计,可能会使某些时段的泥炭发育过程得到夸大,而其他时段又未充分反映出来。通过规定在1 ka中,采用的年代数据不超过1个,可以把样品分布的人为倾向性减小,也可以避免不同研究者在同一地点测年造成的重复。例如,科尔沁沙地麦里泥炭形成于近3.4 ka,共测试了7个 ^{14}C 年代样品^[18],但仅用3个数据参加统计,即每1 ka各1个,其余不予采用。

根据上述考虑,按1 ka时间组距,对东北地区泥炭 ^{14}C 年代数据作了统计。区域包括东北三省、内蒙古东部和河北东部。1984年以前的资料据王瑞山(1984)编辑的《中国泥炭 ^{14}C 年代数据集(1965~1984)》,以后的取自作者的博士论文。按上述方法剔除后,共有134个年代数据参加统计,结果见图4。

总体上看,东北泥炭 ^{14}C 年代数据频率分布和沙地埋藏土相似。5 ka B P以后普遍升高,9~6 ka B P阶段较低,其中最低值出现在9~7 ka B P。这和9~8 ka B P间沙地古土壤发育最弱的事实基本一致。9~8 ka B P可能是东北早中全新世干燥时期内的最干燥阶段。在北部的吉林和黑龙江省,当时形成的泥炭颇为罕见。

从7.5 ka B P到5.5 ka B P,东北泥炭发育缓慢增加。急剧的增加发生在5.5~3.5 ka B P,反映气候迅速变湿。3~2 ka B P频率达到最高,以后开始下降。下降原因:①在2.5 ka B P以后,东北南部和河北地区的泥炭逐渐为冲洪积物埋藏,停止了发育。这可能和人类活动扰动地表植被有关;②在北部裸露泥炭区,人为采样策略造成了近表层数据偏于匮乏,因为一般把表层正发育的泥炭视为现代沉积物,不再做测年。因此,3 ka B P以来数据的减少并不指示气候趋向干燥。

在较少受人类干扰的北部地区,晚全新世沼泽发育不仅仍在进行,而且出现扩大趋势。这在花粉剖面中Cyperaceae花粉的增多、泥炭藓的出现、泥炭面积的扩展和泥炭累积速率的加

快等诸方面均得到反映。在小兴安岭, 6 ka BP 左右形成的低位沼泽, 到 3 ka BP 前后逐渐演化为中位沼泽, 以后有一些更发展成为高位沼泽, 泥炭藓大量繁殖, 泥炭向贫营养化方向发展^[12,17,19,20]。这说明, 小兴安岭地区气候的湿润化过程在晚全新世仍在继续。

李取生等^[21]收集了东北地区 32 个中、贫营养泥炭层底板年代数据。它们全部形成于 4 ka BP 以后。由于已对¹⁴C 年龄进行过年轮校正, 中、贫营养泥炭开始出现的¹⁴C 年代应在 3.5 ka BP 附近。此后, 贫营养泥炭底板年代数据有不断增多趋势^[21]。和富营养泥炭不同, 中、贫营养泥炭只能发育在充分湿润的环境中, 对气候有更好的指示意义。说明东北地区在 3.5 ka BP 以来气候变得更加湿润了。

4 其他证据

4.1 古沙丘活动

东北 4 块沙地埋藏土壤层主要形成于 5 ka BP 以后, 早中全新世很少(图 3)。沙丘土壤层指示沙丘处于固定状态, 而沙层与沙丘的流动或半流动状态相联系。因此, 5 ka BP 以前是风沙相对活跃时期, 其中 9~7 ka BP 时期风沙活动更为强烈。

利用热释光方法, 裘善文^[22]对现处于固定状态的沙垅内沙层进行了独立测年。在松嫩沙地, 前郭县深井子固定沙垅剖面沙层的下部年龄为 9030±450 a, 上部为 6810±340 a; 新庙沙垅剖面沙层上部年龄 6590±300 a。因此, 全新世早、中期这些沙丘还在活动^[22]。深井子位于沙地大型近东西向线状沙垄的东端, 现为典型草原带。9.0~6.8 ka BP 沙垄向东延伸至此, 说明那时气候是更干燥的。到 6.5 ka BP 以后, 即相当于¹⁴C 年代 5.7 ka BP 以后, 这些沙丘才固定下来, 表层发育了土壤, 指示气候比原来变湿了。

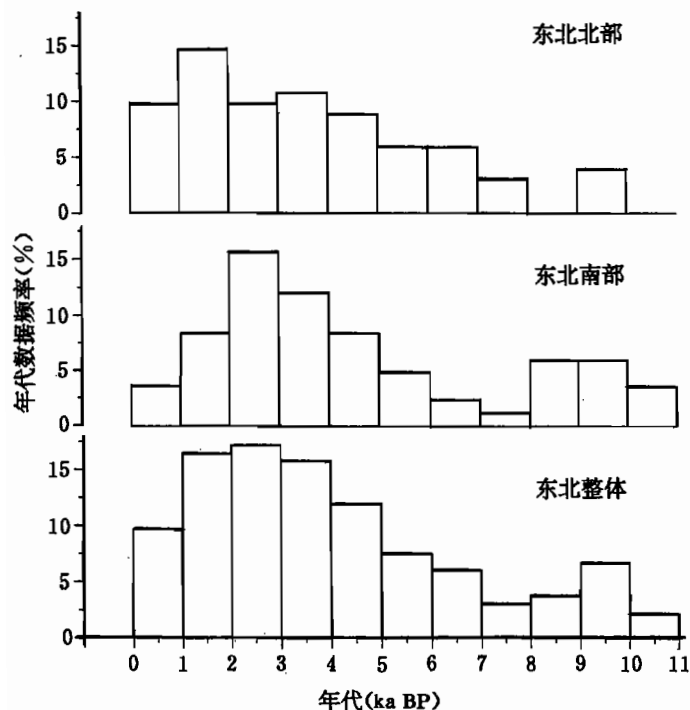


图 4 东北地区泥炭¹⁴C 年代数据频率

Fig. 4 Frequency distribution of the radiocarbon dates obtained from the peat cores in NE China

明那时气候是更干燥的。到 6.5 ka BP 以后, 即相当于¹⁴C 年代 5.7 ka BP 以后, 这些沙丘才固定下来, 表层发育了土壤, 指示气候比原来变湿了。

4.2 黄土状土与黑土

在松辽平原东侧的山麓台地上, 广泛分布着全新世早期的黄土状土^[23~27]。黄土状土可能属风尘堆积物^[26], 其堆积始自晚更新世, 并一直持续到全新世早中期^[24,25,28]。孙建中认为这种黄土状土一直堆积到 7.5 ka BP^[24]。实际上它终止或减慢堆积的时间可能还要更迟。

在全新世黄土状土之上, 发育了典型的森林草原地带性土壤——黑土。黑土层的厚度不大, 多不足 1 m^[29,30]。在黄土状土母质上发育的黑土, 显然要求更湿润的气候。黑土形成期间, 风尘堆积可能显著地削弱了。这可能对应于西部

的沙丘固定阶段。倘如此,则其形成年代当不早于 6 ka B P,发展盛期应在 5 ka B P 以后。

现有的黑土下限测年数据极少。哈尔滨黄山黑土底部 ^{14}C 年龄为 $2750 \pm 130 \text{ a B P}^{[24]}$,大布苏泡子第六地点黑土 ^{14}C 年代为 $1168 \pm 80 \text{ a B P}^{[31]}$,均处于推测的黑土开始形成年代以内。内蒙古扎赉诺尔亚粘土之上的黑钙土年龄为 $3080 \pm 80 \text{ a B P}^{[32]}$ 。但内蒙古布特哈旗中和甸子深 1.23 m 处 ^{14}C 测年为 $7540 \pm 170 \text{ a B P}^{[23]}$,已不属发育于黄土状土之上的典型黑土,为隐域性草甸黑土或表潜黑土。显然,黑土发育年龄问题的最后解决还需要大量 ^{14}C 测年数据。但是,黄土状土堆积过程进入了全新世前期似不成问题。黑土发育不在全新世早期开始也较少有疑问。这说明,全新世前期仍然较干,在松辽平原东部堆积了风成黄土状土。后来,可能在 6~5 ka B P 以后,气候转湿润,风尘堆积减缓,黑土开始形成。

在三江平原巨厚的沙砾层之上,堆积了一层厚 10 余米的亚粘土层 $^{[33\sim 35]}$ 。中晚全新世的泥炭即发育其上。这层亚粘土可能也是风尘堆积物,并可能堆积于干燥阶段,中晚全新世的泥炭则代表了湿润气候期。在小兴安岭中晚全新世的泥炭层之下,同样存在类似的亚粘土层。

在渤海海峡的庙岛群岛也见到早全新世的黄土,6.8~2.6 ka B P 则发育了黑垆土 $^{[36]}$ 。黑垆土底部呈暗褐色,向上变为褐黑色和黑褐色,因而中上部发育最好。黑垆土为后期黄土状土和沙砾层所埋藏。新石器时代文化遗存及汉墓的出现说明,人类对地表植被的扰动可能是造成这种埋藏的原因。因此,渤海地区在早全新世可能也较干燥,中晚全新世转湿。2.6 ka B P 以后的黄土状土堆积不指示气候变干。

5 降水变化的可能原因

在 10~6 ka B P,由于欧亚大陆夏季温度相对海洋水温升高,引起季风区夏季风增强,降水也增多 $^{[4,37]}$ 。模拟结果表明,季风区夏季雨量的增加在南亚和北非最显著,这也得到古气候资料的证实 $^{[48\sim 40]}$;但模拟也显示,东亚季风区夏季降雨的增加却不多 $^{[41]}$ 。

近年的研究表明,东亚夏季风和南亚的热带西南季风存在重要差别。热带西南季风仅对我国青藏高原、云贵高原至黄土高原等地产生影响。在中部和东部的其余地区,低空均在西太平洋副热带高压西侧气流和经由南海的越赤道气流控制之下 $^{[42]}$ 。这两股气流呈西南风形式穿越东部地区。因此,我国 30°N 以南上空的水汽主要来源于南海,其次才是孟加拉湾,小部分源自西太平洋。研究还表明,大陆蒸发的水汽也是重要的水汽源 $^{[43]}$ 。

东北地区夏季水汽主要来自 40°N 以南的南海、华南、华中、华东以及黄海、渤海地区。黄海、渤海夏季水温较高,8月平均水温为 $24\sim 28^\circ\text{C}$,和南海的差别很小 $^{[44,45]}$ 。海面蒸发对进入东北的西南气流的水汽补充作用不应忽视。这股气流携带的水汽是东北地区夏季降水的主要来源。

另一方面,全新世初海平面还没有上升到目前的高度。10 ka B P 全球海平面约比现在低 40 m,8 ka B P 时约低 20 m,6~5 ka B P 才上升到接近现代的高度,以后大体上呈稳定状态 $^{[46,47]}$ 。中国的黄海、渤海也遵循这一规律 $^{[46\sim 48]}$ 。全新世初,黄海西部、北部和渤海的大部尚为陆地,以后海岸线持续向陆地推进 $^{[49]}$ 。但直到 8 ka B P 黄海、渤海的一部分仍未被海水淹没。6~5 ka B P 是黄海、渤海海平面变化的一个转折点。从此现代海陆轮廓开始形成并相对稳定下来。与此同时,长江中下游和华北平原自 6 ka B P 以来出现大面积内陆湖泊和湿地。

因此,在 6 ka B P 以前,由于黄海、渤海还未完全形成,也由于东部平原湖泊湿地面积不大,输入大气的水汽量较低,夏季进入东北的低空西南气流携带的水汽较少;6 ka B P 以后,

黄海、渤海面积达到最大并相对稳定下来,东部平原地区湖沼密布,河流纵横,增加了下垫面蒸发和大气中的水汽,夏季进入东北的西南气流因而能够携带更多的水汽。

空气水汽含量是产生云和降雨的基本条件之一。在早中全新世,尽管包括东北在内的东亚夏季风可能加强了,但低空西南气流水汽含量不多,仍不能产生充分的降水;而在6 ka B P以后,东亚夏季风强度可能有所减弱,但由于西南气流水汽含量增多,产生了丰富的雨量。

但是,华北地区的水汽来源主要是南海、孟加拉湾和大陆的蒸发。南海与孟加拉湾大陆架狭窄,海平面升降引起的海面面积变化不大,大气的水汽可以得到相对稳定的供应。随着季风环流增强,华北地区夏季雨量开始增加时间比东北来得早。古气候资料表明了华北地区这一增湿提前现象^[37,50~52]。

张兰生等^[53]根据不同时间尺度降水变化区域差异分析提出,北方季风尾闾区是东南季风、西南季风和西风环流交互作用地带,集宁一二连浩特一线是季风尾闾区东西差异的重要分界线。陈隆勋等^[54]计算了中国与印度中部夏季降水量距平的相关系数,表明华北平原、黄土高原和内蒙古中南部地区呈显著正相关。这些研究说明,我国华北地区夏季降水的水汽来源与东北地区的不同。后者可能不受南亚季风系统影响。

6 结束语

东北地区全新世气候变化独具特色。如果认为东北地区夏季温度变化与北半球平均情况一致,则本区全新世气候变化不存在暖湿与冷干的组合特点,而具有从暖干向冷湿的变化规律。东北地区过去10 ka的干湿气候变化史不同于前人的重建结果。

造成这种不一致的原因可能在于,我国的经典花粉研究工作是在辽南和华北地区开展的。这些地区自5~3 ka B P以来主要乔木花粉出现明显下降,草本植物花粉相应上升。这一变化被解释为气候向干燥和寒冷方向演化。后来的花粉和其他资料分析多套用该模式,一般认为中晚全新世气候趋向冷干。笔者近年的研究表明,辽南、河北和北京地区5~3 ka B P以来乔木花粉下降可能主要是由人类活动影响造成的,不宜用做气候变化的指示。在人类活动影响微弱的黑龙江北部、东北部以及长白山部分地区,花粉含量的变化才真正反映过去气候变化。正是在这些地区,中晚全新世花粉资料指示了完全不同的气候演化图景,即早中全新世气候相对干燥,而晚全新世则趋向湿润。

参 考 文 献

- 1 陈承惠,卢演涛,沈承德. 辽宁省南部一万年来自然环境的演变. 中国科学,1977,6: 603~614.
- 2 周昆叔,陈硕民,陈承惠,叶水英,梁秀龙. 中国北方全新统花粉分析与古环境. 见:中国孢粉学会,第四纪孢粉分析与古环境. 北京:科学出版社,1984. 25~52.
- 3 施雅风,孔昭宸,王苏民,唐领余,王富葆,姚檀栋,赵希涛,张丕远,施少华. 中国全新世大暖期气候波动与重要事件. 中国科学(B),1992,12: 1300~1307.
- 4 安芷生,吴锡浩,卢演涛等. 最近2万年中国古环境变迁的初步研究. 见:刘东生主编,黄土. 第四纪. 全球变化,第二集. 北京:科学出版社,1990. 1~26.
- 5 王苏民,冯敏. 内蒙古岱海湖泊环境变化与东南季风强弱的关系. 中国科学(B),1991,7: 757~768.
- 6 Ren G, Zhang L. A preliminary mapped summary of Holocene pollen data for Northeast China. Quaternary Science Review, 1998, 17: 669~688.
- 7 刘金陵. 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,1989,28(4): 495~509.
- 8 孙湘君,袁绍敏. 据花粉资料推断吉林金川地区最近1万年的植被演化. 见:刘东生主编. 黄土、第四纪、全球变化,第

- 二集.北京:科学出版社,1990.46~57.
- 9 袁绍敏,孙湘君. 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,1990,32(7):558~567.
- 10 任国玉. 全新世东北平原森林—草原生态过渡带的迁移. 生态学报,1998,18(1):33~37.
- 11 任国玉. 我国东北沙地沙丘埋藏土的形成及其环境指示意义. 干旱区地理,1997,20(2):73~79.
- 12 柴岫. 泥炭地学. 北京:地质出版社,1990.
- 13 沼泽研究室泥炭组. 吉林省泥炭资源. 地理科学,1983,3(3):241~252.
- 14 马学慧,夏玉梅,王瑞山. 我国泥炭形成时期的探讨. 地理研究,1987,6(1):31~41.
- 15 高凤岐,李汉鼎. 第四纪泥炭成炭期的划分与气候波动. 海洋地质与第四纪地质,1986,6(2):95~103.
- 16 周昆叔. 中国北方全新世泥炭形成的初步研究. 海洋地质与第四纪地质,1985,5(4):118~125.
- 17 李汉鼎,冷雪天. C-14测定年代方法与泥炭沼泽发育的研究. 见:仇士华主编. 中国¹⁴C年代学研究. 北京:科学出版社,1990.195~212.
- 18 任国玉,张兰生. 科尔沁沙地麦里地区晚全新世植被演化. 植物学报,1997,39(4):353~362.
- 19 尹怀宁. 关于小兴安岭东段沼泽形成问题. 植物生态与植物学丛刊,1984,8(2):101~111.
- 20 夏玉梅. 大小兴安岭高位泥炭孢粉记录及泥炭发育和演替过程研究. 地理科学,1996,16(4):337~344.
- 21 李取生,李崇玲. 东北泥炭与中全新世降温事件的初步研究. 见:张兰生主编. 中国生存环境历史演变规律研究(一). 北京:海洋出版社,1993.204~210.
- 22 裘善文. 试论科尔沁沙地的形成与演变. 地理科学,1989,9(4):317~327.
- 23 裘善文,姜鹏,李风华,夏玉梅,王曼华,汪佩芳. 中国东北晚冰期以来自然环境演变的初步探讨. 地理学报,1981,36(3):315~327.
- 24 孙建中,王淑英,王雨灼. 东北末次冰期的古环境. 中国第四纪研究,1985,6(1):82~89.
- 25 汪佩芳,夏玉梅. 松嫩平原晚更新世以来古植被演替的初步研究. 植物研究,1988,8(1):87~96.
- 26 何岩. 长春地区黄土状土沉积环境的初步研究. 见:裘善文等主编. 中国东北平原第四纪自然环境形成与演化. 哈尔滨地图出版社,1990.68~78.
- 27 张庆云,解磊. 长春黄土成因的探讨. 见:裘善文等主编. 中国东北平原第四纪自然环境形成与演化. 哈尔滨地图出版社,1990.109~116.
- 28 夏玉梅,汪佩芳,王曼华. 哈尔滨黄山剖面孢粉组合的初步研究. 地理科学,1983,3(2):183~187.
- 29 赵松乔,戴旭,申元村,杨柳林. 黑龙江省及其西部毗邻地区的自然地带与土地类型. 北京:科学出版社,1983.
- 30 熊毅,李庆远. 中国土壤. 北京:科学出版社,1987.
- 31 汪佩芳,夏玉梅. 松嫩平原晚更新世以来古植被演替的初步研究. 见:裘善文主编. 中国东北平原第四纪自然环境形成与演化. 哈尔滨地图出版社,1990.60~67.
- 32 黎兴国. 内蒙扎赉诺尔东露天矿冰缘现象及其地质时代的初步探讨. 冰川冻土,1982,4(3):65~71.
- 33 谢又予. 三江平原雁窝岛地区沼泽的成因问题. 地理研究,1982,1(3):75~80.
- 34 宋海远. 松辽平原中西部泥炭特征与古环境. 见:裘善文等主编. 中国东北平原第四纪自然环境形成与演化. 哈尔滨地图出版社,1990.141~145.
- 35 孙广友. 三江平原地貌形成演化的初步研究. 见:裘善文主编. 中国东北平原第四纪自然环境形成与演化. 哈尔滨地图出版社,1990.228~237.
- 36 曹家欣,刘更年,石宁. 山东庙岛群岛全新世黄土. 第四纪研究,1993,1:25~32.
- 37 安芷生. 最近250万年不同时间尺度的中国古气候变迁. 见:叶笃正,陈泮勤主编. 中国的全球变化预研究. 北京:地震出版社,1992.17~41.
- 38 Street-Perrott F A, Grove A T. Global maps of lake-level fluctuations since 30,000 yr B P, Quaternary Research, 1979, 12: 83~118.
- 39 Bryson R A, Swain A M. Holocene variations of monsoon rainfall in Rajasthan. Quaternary Research, 1981, 16: 135~145.
- 40 Street-Perrott F A, Harrison S P. Lake levels and climate reconstruction. In: Hecht A D. eds. Paleoclimate analysis and modeling, John Wiley and Sons, 1985. 291~332.
- 41 Kutzbach J E, Street-Perrott F A. Milankovitch forcing of fluctuations in the level of tropical lakes from 18 to 0 kyr B P. Nature, 1985, 317: 130~134.
- 42 陈隆勋,朱千根,罗会邦,何金海,董敏,冯志强. 东亚季风. 北京:气象出版社,1991.
- 43 丁一汇. 季风区的水汽收支. 见:丁一汇,村上腾人主编. 亚洲季风. 北京:气象出版社,1994.105~113.
- 44 中国科学院海洋研究所海洋气象组,中国科学院地理研究所海洋气象组. 渤、黄、东海海面热平衡图集. 北京:科学出版社,1977.

- 45 阎俊岳,陈千金,张秀芝,黄爱芬. 中国近海气候. 北京:科学出版社,1993. 248~295,519~543.
- 46 林观得,孙亨伦. 海平面. 北京:地质出版社, 1987.
- 47 赵希涛,杨达源. 全球海平面变化. 北京:科学出版社, 1992.
- 48 赵希涛. 中国海岸演变研究. 福建科学技术出版社,1984.
- 49 王靖泰,汪品先. 中国东部晚更新世以来海面升降与气候变化的关系. 地理学报,1980,35 (4): 300~310.
- 50 孔昭宸,杜乃秋,张子斌. 北京地区 10000 年以来的植物群发展和气候变化. 植物学报, 1982,24 (2): 172~180.
- 51 高尚玉,陈渭南,靳鹤龄. 全新世中国季风区西北缘沙漠演化初步研究. 中国科学(B), 1993, 23 (2): 202~208.
- 52 崔海亭,吴万里,宋长青,武弘麟. 内蒙古大青山地区全新世环境的重建. 见:张兰生主编. 中国生存环境历史演变规律研究(一). 北京:海洋出版社,1993. 285~295.
- 53 张兰生,史培军,方修琦等. 中国北方季风尾间区全新世不同时期降水变化及其区域分异规律的研究. 见:张兰生主编. 中国生存环境历史演变规律研究(一). 北京:海洋出版社,1993. 147~154.
- 54 陈隆勋,丁一汇. 亚洲季风的维持机制. 见:丁一汇,村上腾人主编. 亚洲季风. 北京:气象出版社,1994. 1~15.

Wetness Changes of the Holocene in Northeast China

Ren Guoyu

(National Climate Center, Beijing, 100081)

Abstract

It has long been held that, in Northeast China, just like in North China, the climatic change of the last ten thousands years is characterized by a warmer and wetter early-middle Holocene (8.5~5 ka B P) and a cooler and drier late Holocene (3~0 ka B P). Through re-analysis of the multi-proxy data from Northeast China, the author puts forward a different view of reconstruction of the Holocene climate for the area. It suggests that the climate of the early-middle Holocene was relatively dry and has gradually become wetter since 8 ka B P. The last 2 ka may be the wettest period of the Holocene, and the the recent climate is on the average wether than in the past 10 ka. The driest period of the last ten thousand years may have occurred between 9 ka B P and 8 ka B P. This reconstruction is mainly based fossil pollen data. It is also strongly supported by the other lines of evidence from the buried soil, bog formation, loess deposition and black soil development and lake evolution. The causes of the wetness change are preliminarily discussed. The change in summer temperature induced by the earth orbital change may have played a role in the increase of wetness from 8 ka B P to present. The increase in precipitation after 6 ka B P, however, may have been of importance as well, and it may have something to do with the rise of sea level. The rise of sea level eventually led to the formation of the Bohai Sea and north-western Yellow Sea, which, during the mid-summer period, provide significant amount of moisture for Northeast China at the present time.

Key words: Holocene; climate change; pollen; buried soil; peat; black soil; Northeast China

作者简介

任国玉,男,1958年生。1982年于辽宁师范大学地理系获学士学位,1985年于福建师范大学地理系获硕士学位,1994年于北京师范大学资源与环境科学系获博士学位。现在中国气象局国家气候中心工作,主要从事全新世古气候与古环境、近现代气候变化和全球变化研究。通讯地址:100081,北京白石桥路46号国家气候中心;电话:(010)68408648;电子信箱:gyren@homeway.com.cn。