

# 若尔盖盆地 RM 孔孢粉记录及其年代序列

沈才明<sup>①②</sup> 唐领余<sup>①\*</sup> 王苏民<sup>③</sup> 李春海<sup>①③</sup> 廖淦标<sup>②</sup>

(① 中国科学院南京地质古生物研究所, 南京 210008; ② Department of Geography and Anthropology, Louisiana State University, Baton Rouge, LA 70803, USA; ③ 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008. \* 通讯作者, E-mail: lytang@nigpas.ac.cn)

**摘要** 青藏高原东北部若尔盖盆地连续的花粉记录提供了最后两个冰期-间冰期植被和气候变化证据, 同时为建立 RM 孔上部 60 m 的年代序列提供依据. 在间冰期和间冰阶亚高山云杉-冷杉林广泛分布于若尔盖盆地, 说明在这些时期盛行温暖湿润的气候. 在倒数第 2 次冰期和末次冰盛期冷干的气候条件下分别存在着流石滩和干旱荒漠植被, 且前者更冷. 在 MIS4, 主要是高山草甸; 在 MIS3, 亚高山云杉-冷杉多次扩张和收缩表明存在一系列的冰阶和间冰阶事件, 这与古里雅以及 GISP2 的冰芯记录吻合. 从 RM 孔孢粉记录得到的气候史和从阿拉伯海提取的季风记录与古里雅和格陵兰冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  记录之间显著的相似性支持以下观点: 青藏高原对于北大西洋盆地的气候事件和亚洲西南季风强度变化之间起着重要的联系作用.

**关键词** 季风 花粉 年代序列 青藏高原

若尔盖盆地 RM 孔(33°57'N, 102°21'E, 海拔 3400 m)孔深 310.47 m, 位于青藏高原东北部处于亚洲东南夏季季风影响区域的西部界限, 也是西南季风影响区域的北界<sup>[1]</sup>. 因此这个地区可能是反映季风气候变化的敏感区域. RM 孔上部 60 m 岩芯的孢粉及沉积环境的研究可以提供一些晚更新世以来古气候的替代性记录, 为探讨青藏高原对于亚洲季风的发展和强度起重要的作用. 关于 RM 孔相关研究已经陆续发表了一些文章<sup>[2~4]</sup>, 然而对于沉积环境的详细解释和年代序列标定, 尚需进一步的研究. 本文提供上部 60 m 的孢粉记录, 并依据该孔孢粉记录取得的古气候资料对比冰芯记录建立 RM 孔深度-年代模式.

## 1 地理环境

若尔盖盆地位于青藏高原东部边缘, 总面积 19600 km<sup>2</sup>, 它是一个受控于 WNW, NE 和 NW 方向断裂的断陷盆地. 盆地北、东、南是 4000~5000 m 的高山, 西部与黄河谷地连接. 在更新世的大部分时间内盆地中有一个巨大的湖泊, 直到三四万年前黄河袭夺若尔盖古湖<sup>[3,5]</sup>.

盆地冬季冷干夏季冷湿, 根据玛曲、若尔盖和红军 3 个气象站的观测记录, 它的年均温、最冷月(1 月)和最热月(7 月)温度分别是 0.6~1.2, -10.9 和 11℃. 年均降水量为 622~827 mm, 主要受到东南和西南季风的控制, 年均降水量的 90%集中在 5~10 月<sup>[6]</sup>.

若尔盖现在大部分地区是以木里苔草(*Carex muliensis*)和矮嵩草(*Kobresia humilis*)占优势的莎草

沼泽草甸. 亚高山草甸分布在盆地内部的丘陵、阶地和靠盆地边缘海拔 3400~3800 m 的高山缓坡上. 莎草草甸群落主要的种类是嵩草, 禾草草甸的优势种有: 垂穗披碱草(*Clinelymus nutans*)、垂穗鹅观草(*Roegneria nutans*)、六月禾(*Poa partensis*)和中华羊茅(*Festuca sinensis*). 此外还有菊科(Compositae)、毛茛科(Ranunculaceae)和豆科(Leguminosae). 零星的森林分布在海拔 3400m 以下山地的阴坡, 主要有: 云杉(*Picea asperata*)、青扦(*P. Wisonii*)、紫果云杉(*P. Purpurea*)和岷江冷杉(*Abies faxoniana*). 山地海拔 3800 m 以上是高山灌丛草甸, 主要有: 杜鹃(*Rhododendron* spp.)、硬叶柳(*Salix sclerophylla*)、金露梅(*Potentilla fruticosa*)、锦鸡儿(*Caragana* spp.)、沙棘(*Hippophae* spp.)、高山嵩草(*K. pygmaea*)、四川嵩草(*K. setchwanensis*)、针茅(*Stipa calpillata*)、异针茅(*S. aliena*)、紫花针茅(*S. Purpurea*)、羊茅(*Festuca ovina*)、珠芽蓼(*Polygonum viviparum*)、圆穗蓼(*P. sphaerostachyum*)和唐松草(*Thalictrum* spp.).

若尔盖盆地周围的山地有典型的山地植被带. 在若尔盖南边的山区, 海拔 3000m 以下生长着针叶硬叶混交林, 有南方铁杉(*Tsuga chinensis*)、高山松(*Pinus densata*)、华山松(*P. armandii*)、白桦(*Betula platyphylla*)、山杨(*Populus davidiana*)和辽东栎(*Quercus liaotungensis*)占优势. 此外还有油松(*Pinus tabulaeformis*)、槲子树(*Quercus baronii*)、西蜀椴树(*Tilia intonsa*)、白蜡树(*Fraxinus chinensis*)、青榨槭

(*Acer davidii*)和沙棘(*Hippophae rhamnoides*). 从海拔 300~4000 m, 岷江冷杉(*Abies faxoniana*)、紫果冷杉(*A. recurvata*)、鳞皮冷杉(*A. squamata*)、黄果冷杉(*A. ernestii*)、紫果云杉(*Picea purpurea*)、丽江云杉(*P. likiangensis*)和云杉(*P. asperata*)占优势, 还有栎和桦. 常绿硬叶阔叶林主要生长在这个带的下部(海拔 3800 m 以下)的南坡. 4000~4400 m 是高山灌丛草甸. 从海拔 4400~4600 m 是流石滩植被, 植物种类有: 水母雪莲花(*Saussurea medusa*)、绵头雪兔子(*S. lanicens*)、橐叶雪莲花(*S. gnaphalodes*)、大苞风毛菊(*S. obovata*)、垫状点地梅(*Androsace tapete*)、绵参(*Eriophyton wallichii*)、扭连钱(*Phyllophyton comlanatum*)、小果红景天(*Rhodiola dumulosa*)、四裂红景天(*Rh. quadrifida*)、糙果紫堇(*Corydalis trachycarpa*)、暗绿紫堇(*C. melanochlora*)、梭砂贝母(*Fritillaria delavayi*)和圆穗兔耳草(*Lagotis ramalana*), 海拔 4600 m 以上顶部被冰雪覆盖着. 同样的植被带在盆地的东北山地也有, 只是其分布的高度低 300 m<sup>[2]</sup>.

## 2 材料和方法

RM 孔上部 4.25 m, 因为沉积物松散在钻取过程中受到扰动而没有保留. 对于 RM 孔上部 4.25~46.1 m 以 5 cm 间距取样, 46.1~60 m 以 10 cm 间距取样; 然后在这些样品中以不规则的 15~40 cm 间距选出 217 个样品, 每个样品取 20~50 g 干重, 用于孢粉的处理和统计. 沉积物经过 HCl, NaOH 和 HF 处理后用重液浮选法. 运用重量法或等份样法<sup>[8,9]</sup>计算孢粉的浓度, 使用 Grimm<sup>[10]</sup>程序来调整某些样品的过高的花粉浓度. 除了少数孢粉含量过低的样品外, 一般每一个样品的孢粉统计数量为 100~500 粒, 平均统计超过 200 粒. 所有的花粉和孢子都用于百分比计算.

花粉浓度和木本植物百分比含量对于恢复古气候具有特别重要的指示意义. 古湖泊的面积据估计有 6300 km<sup>2</sup><sup>[11]</sup>, 流域面积约 16200 km<sup>2</sup>. 因此湖泊中超过 90% 的孢粉应该来自水的搬运<sup>[12,13]</sup>, 属于区域植被<sup>[14]</sup>. 在 RM 孔, 如果不伴随岩性或沉积速率相应的变化, 花粉总浓度的变化应该主要反映植被密度或花粉产量的变化. 植被密度和花粉产量这样与降水量有关. 高降水量应该增加植被的覆盖度, 在一个地区, 湿度是花粉的产量的一个限制因素. 更重要的是, 高降水量使得地表径流和河水增加从而导致更多的孢粉流入湖泊. 根据观察如果沉积速率的变化

幅度远远小于花粉浓度的变化, 那么使用总的花粉浓度作为地方降水量的替代指标是合理的. 在另一方面, 像环绕若尔盖盆地的高山, 植被带是典型的垂直分布, 森林线和密度主要受温度控制. 温度升高或较温暖的气候可能引起森林数量的扩展, 相应高山草甸退缩. 因此, RM 孔木本植物花粉含量的百分比可以反映不同时期当地气温的变化序列.

## 3 年代和地层

RM 孔沉积物主要是粉砂、粉砂质泥和细砂. 60~43 m 是一层深褐色的泥质粉砂, 含有 60% 的粉砂(粒径 0.05~0.005 mm)、30% 粉泥(<0.005 mm)和 10% 砂(>0.05 mm). 有机质含量低(约 0.4%), 这一段中有一层细砂(48~46 m). 43~20.2 m 绝大多数是深灰色细砂, 有多层泥质粉砂和粉砂, 有泥炭层, 但是厚度较薄. 20~8.5 m, 主要是灰色粉砂(约 60%)、细砂(约 25%)和粉泥, 有机质含量高于前几段. 孔的最上部, 8.5~4.25 m 主要是细砂, 占 60%~100%, 属于河流沉积.

RM 孔有 3 个传统的 <sup>14</sup>C 测年数据, 分别是 (21600±1500)(6.3 m), 33140±2350(8.24 m)和>40000 (12.45 m)aBP. 尽管这 3 个数据的误差范围比较大, 但是在地层上与邻近的 RH 孔和这个地区的其他地层 <sup>14</sup>C 数据一致<sup>[5]</sup>. 整个孔有较完整的古地磁测定资料<sup>[3]</sup>, 布容-松山极性世界限为 285.72 m, 年代为 780 kaBP. 在上部的 60 m 观察到一系列的磁性偏转. 然而在没有一些确定的年代数据证实的情况下, 这些偏转是否是布容期的磁性漂移还存在许多疑问. 由于无法得到布容期漂移的准确深度, RM 孔上部 60 m 单独用古地磁学是无法得到合理的年代的. 在这种情况下, 依靠 RM 孔上部 60m 的孢粉记录取得的古气候资料, 对比已经被广泛接受的古里雅冰芯<sup>[15]</sup>和 GISP2 年代<sup>[16]</sup>, 我们建立了一个深度-年代模式.

如上所说, 总的孢粉浓度可以作为若尔盖盆地的降水替代性指标. 同样也可以作为西南(印度)季风一个替代指标. RM 孔孢粉浓度可以和古里雅冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  记录进行对比研究. 本文的孢粉浓度的分辨率低于古里雅冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  记录, 但是总的孢粉浓度的曲线的高峰和低谷可以和古里雅冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  记录的相比较. 因此两个记录中的主要气候事件是能够确定下来的. 由此我们把 RM 孔孢粉浓度和古里雅  $\delta^{18}\text{O}$  记录进行对比得到了 7 个结点年代(图 1: ③~⑨).

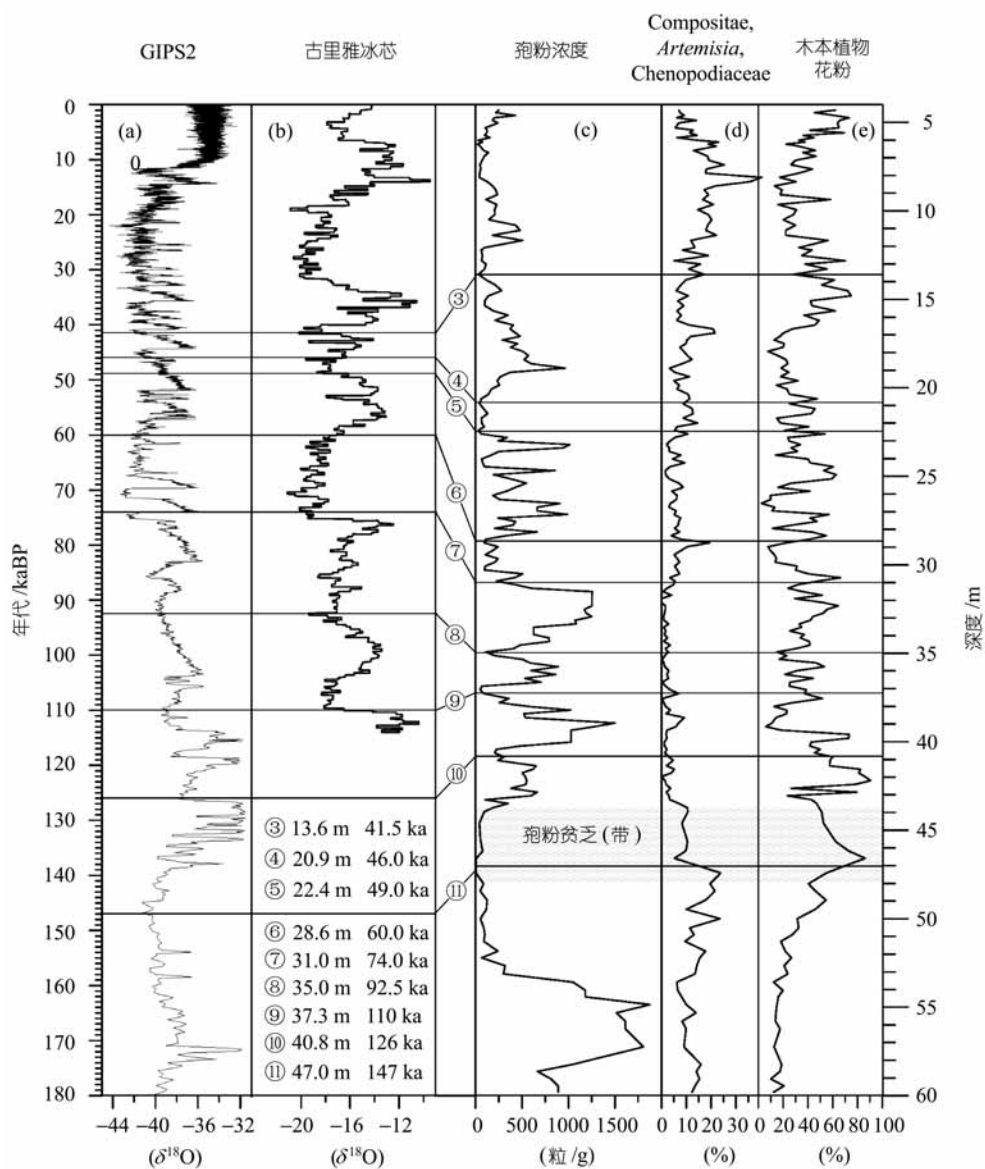


图 1 RM 孔上部 60 m 孢粉记录与冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  记录对比

(a) 180 ka 以来 GISP2  $\delta^{18}\text{O}$  记录; (b) 110 ka 以来古里雅冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  记录<sup>[15]</sup>; (c) RM 孔孢粉浓度曲线; (d) Compositae, *Artemisia* 和 *Chenopodiaceae* 百分比曲线; (e) RM 孔木本植物花粉百分比曲线(表示温度变化); ③~⑪的年代值是通过对比冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  和 RM 孔孢粉图式建立的结点年代

根据现代若尔盖盆地周围山地植被带分布, 森林带的海拔低于草甸和流石滩植被海拔, 因此木本植物花粉百分比可以表示温度的变化. 木本植物花粉含量高指示较高的温度, 唯一的例外是那些孢粉浓度非常低的样品, 在这些样品中荒漠的主要成分蒿属, 藜科(*Chenopodiaceae*)和菊科的比例相对高, 木本植物花粉可能由远距离搬运而来<sup>[17]</sup>. 在整个孔, 木本植物花粉比例和花粉浓度都高的层段在 43.1~39.2 m.

更引人注目的是, 这一段喜温性硬叶植物桦和榛 (*Corylus*) 达到高峰, 这些植物现代主要生长在高山较低的南坡. 在 RM 孔孢粉图式中这些种类的花粉限制在花粉带 RM15 和 RM1, 后者是目前的间冰期. 因此我们将孢粉带 RM15 解释为一个温暖的间冰期, 对应于末次间冰期的一部分(MIS5e). 相应地, 53.5~43.1 m 孢粉浓度非常的低, 属冷干阶段, 应该对应于倒数第 2 次盛冰期. 因为古里雅冰芯可靠的年代不超过

112 ka, 我们把 GISP2  $\delta^{18}\text{O}$  记录和 RM 孔 60~43 m 联系起来对比, 得到两个结点年代(图 1 中的  $\square$  和  $\square$ ).

使用这 9 个年代控制点和两个  $^{14}\text{C}$  年代, 我们建立了 RM 孔上部 60 m 年代尺度(图 2). 根据这个年代尺度, 负异常的磁倾角<sup>[3]</sup>可以合理地确定为布容期的磁性漂移(图 3). 这些漂移事件的年代和深度-年代模式的年代非常接近, 这个年代序列和以前的年代序列<sup>[2,3]</sup>的不同是, 布莱克事件置于 46 m, MIS5e 落在 43~39 m. 虽然这种时间尺度是通过冰芯氧同位素对比的方法得到的, 不保证我们的年代完全可靠, 但是, 通过孢粉记录得到的气候变化是可靠的.

深度-年代曲线显示沉积速率变化不大, 尤其在 60~30 m. 从 30~8.3 m 沉积速率相对较高, 这可能反映由于黄河穿过盆地引起的水文变化<sup>[18]</sup>. 3.3 kaBP 以后沉积速率显著下降, 是因为古湖泊逐渐消失沉积物由湖相转向河相.

#### 4 孢粉记录 and 解释

图 4 是 RM 孔上部 60 m 的孢粉分析结果. 根据孢粉百分比和浓度将孢粉图式划分为 18 个孢粉带.

RM18 带(60.0~53.5m; 约 190~169kaBP). 本带莎草科(Cyperaceae, 40%~60%)一直非常高, 禾本科(Gramineae)也相对较高(8~18%), 孢粉浓度也高. 其

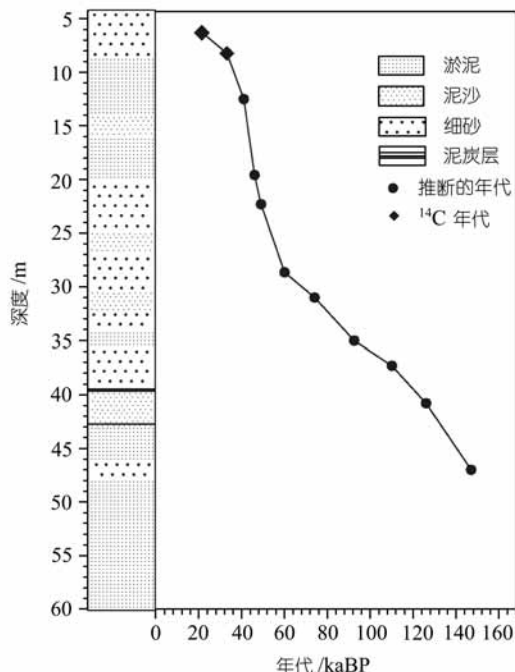


图 2 运用  $^{14}\text{C}$  年代和结点年代建立的深度-时间模式

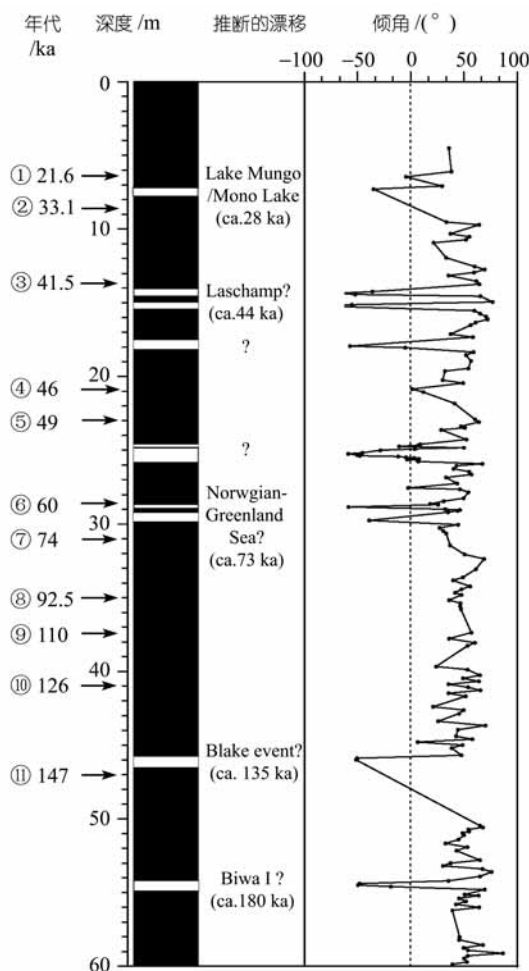


图 3 RM 孔上部 60 m 磁倾角与深度对比

他常见的草本植物有: 蒿属、藜科、菊科、毛茛科、石竹科(Caryophyllaceae)和唐松草. 木本植物如松, 云杉, 冷杉, 桦和栎, 不超过 20%. 这一带植被属于亚高山莎草草甸, 现在广泛分布于盆地内部的阶地和周围高山海拔 3400~3800 m 的缓坡上, 反映当时的气候比现在的冷湿.

RM17 带(53.5~50 m; 约 169~157kaBP). 孢粉浓度显著降低, 莎草科比例下降, 藜科和木本植物花粉逐渐增高. 此带和 RM 18 带相比, 植被稀疏, 反映气候冷干, 植被向高山草甸发展.

RM16(50.0~43.1 m; 约 157~134 kaBP). 孢粉浓度非常低(60 粒/g), 甚至有两层完全没有花粉, 表明植被非常稀疏. 此带主要是木本植物花粉, 尤其是松 >20%, 可能远距离搬运而来. 草本植物, 尤其是藜科, 莎草科, 禾本科, 菊科和蒿比较常见. 在这个时期, 在冰缘环境下可能发育着荒漠-流石滩植被.

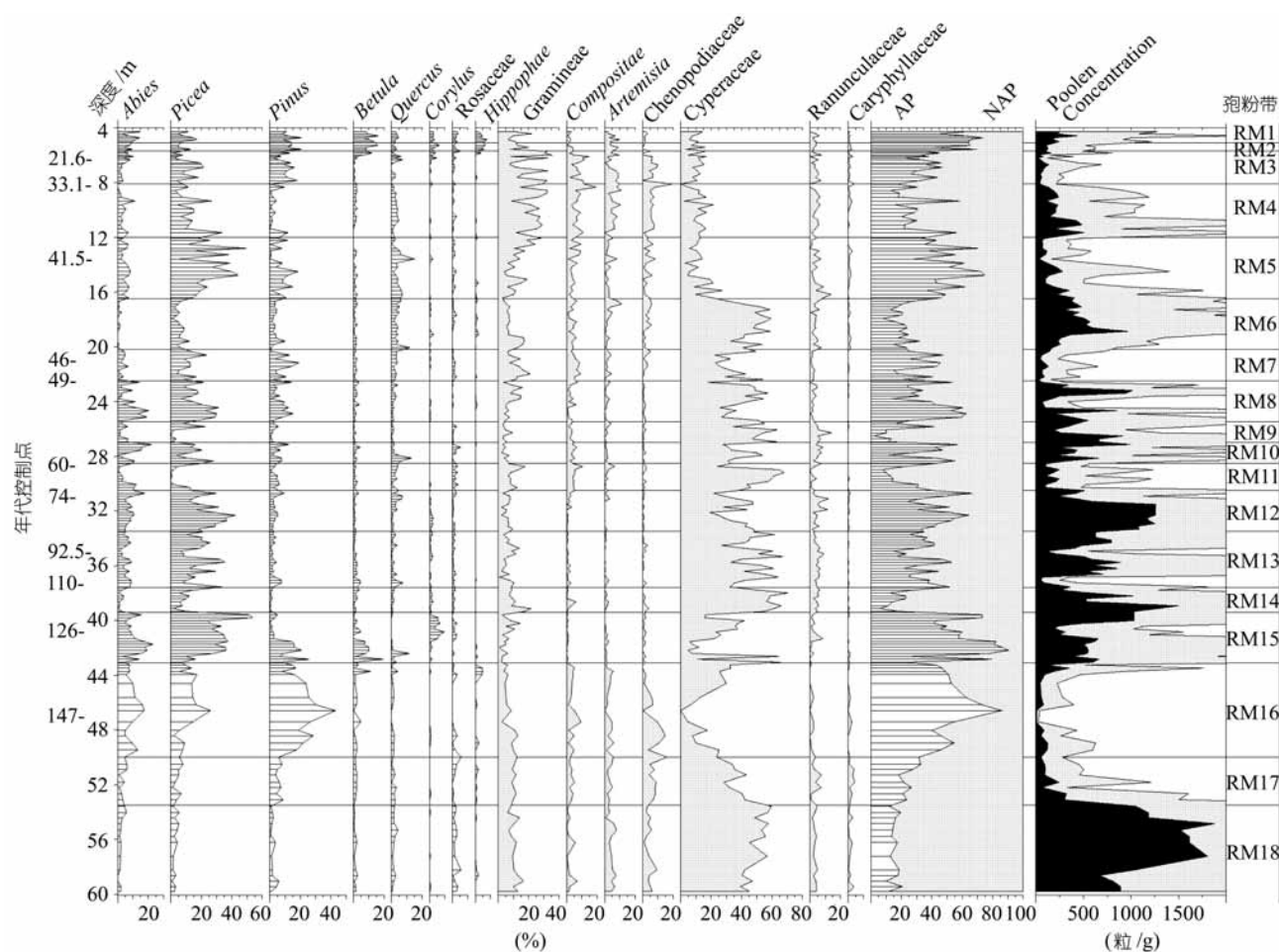


图 4 RM 孔上部 60 m 孢粉百分比图式

RM15 带(43.1~39.4 m; 约 134~120 kaBP). 本带对应于末次间冰期, 在整个孔中, 木本植物百分比最大(40~90%), 孢粉浓度也高. 云杉和松高值主要出现在本带. 松、桦和栎在下部含量相对丰富, 榛子在本带的上部最为丰富. 草本植物主要是莎草科和禾本科. 明显反映亚高山云杉-冷杉林扩展, 同时也有丰富的喜温性硬叶植物如: 桦、栎和榛, 气候比现在暖湿.

RM14 带(39.4~37.6 m, 约 120~111 kaBP). 本带木本植物花粉下降, 莎草科显著增高. 下部花粉浓度高但是向上非线性降低. 在这一时期, 研究区主要是亚高山莎草草甸, 降水量比现在高而气温低.

RM13 带(37.6~33.5 m, 约 111~86kaBP). 木本植物如云杉、冷杉、松、桦和栎远少于 RM15, 虽然在某些层位云杉超过 20%. 但莎草科是主要的, 占 32.7%~67.9%. 禾本科和藜科稍微增高. 孢粉浓度在

不同的层位变化大, 平均 580 粒/g. 在这一时期, 亚高山莎草草甸和云杉-冷杉林是主要的植被类型, 随着气候波动扩展或收缩.

RM12(33.5~30.5 m, 约 86~71 kaBP). 云杉含量达到另外一个极大值(36.7%). 冷杉比 RM13 更丰富. 孢粉浓度高, 平均达到 860 粒/g. 表明在暖湿的气候条件下云杉-冷杉林再一次扩展.

RM11(30.5~28.5 m, 约 71~60 kaBP). 首先, 本带花粉浓度明显迅速降低. 云杉和冷杉减少并最终消失与此同时莎草科占优势. 菊科和禾本科也显著增长. 森林逐渐消失并且被高山草甸取代, 和上个带相比, 温度和降水量严重下降.

RM10(28.5~27.0 m, 约 60~57 kaBP). 孢粉浓度和木本植物花粉频率增高, 草本植物如莎草科、禾本科和菊科下降. 气候改善, 亚高山云杉-冷杉林和莎草草甸镶嵌状分布.

RM9(27.0~25.2 m, 约 57~54 kaBP). 孢粉组合与 RM11 相同, 云杉 和冷杉频率非常低, 然而孢粉浓度(600 粒/g)比带 11 高. 莎草草甸扩展占据了以前云杉-冷杉林覆盖的大部分区域. 虽然在某种程度降水量可能比带 11 高, 但是气候基本接近带 11.

RM8(25.2~22.5 m, 约 54~49 kaBP). 冷杉, 云杉和松出现小的峰值, 孢粉浓度相对较高(370 粒/g), 莎草科仍旧高. 气候类似现在, 云杉-冷杉林扩展, 亚高山莎草草甸退缩.

RM7(22.5~20.2 m, 约 49~46 kaBP). 冷杉, 云杉和松低于带 RM8, 但是禾本科、菊科和莎草科增多. 孢粉浓度低, 大多数样品少于 100 粒/g. 森林和莎草-禾草草甸镶嵌状分布, 与上一个带相比较, 气候可能冷干.

RM6(20.2~16.5 m, 约 46~43 kaBP). 本带最明显的特征是莎草科占优势, 木本植物花粉减少, 孢粉浓度升高. 禾本科、菊科和毛茛科是常见的草本植物. 孢粉组合表明高山莎草草甸扩展.

RM5(16.5~12.0 m 约 43~39 kaBP). 莎草科迅速下降, 不超过 10%. 云杉占优势, 同时还有松、冷杉、栎、禾本科和毛茛科. 禾本科稳步增长到 28.2%, 代替莎草科成为草本中的优势种类. 孢粉浓度下降到平均 150 粒/g, 上部不超过 100 粒/g. 孢粉组合反映在古湖泊周围开阔地和高山上生长着高山云杉-冷杉林和莎草-禾草草甸, 温度和降水量都超过现在. 孢粉浓度下降可能归于高沉积速率, 如图 2 表示. 然而在这个时期的后期降水量可能下降.

RM4(12.0~8.1 m, 39~32 kaBP). 孢粉浓度显著升高, 禾本科(9%~33%)和莎草科(2.4%~21.5%)占优势. 云杉含量下降, 但是蒿、毛茛科和菊科的花粉略微增长. 花粉组合显示禾草草甸取代莎草草甸, 同时云杉-冷杉林退缩. 说明温度下降的同时降水量增高.

RM3 带(8.1~5.6 m, 约 32~18 kaBP). 草本植物中占优势的是禾本科(7.6%~35.6%)、莎草科(4.8%~16.8%)、菊科(2.0%~11.5%)、蒿属(0%~9.6%)和毛茛科(0~19.2%). 非常低的孢粉浓度和松和云杉高比值说明地区植被非常稀疏, 木本植物花粉可能来自远方. 毛茛科、蒿属和菊科高百分比反映高山流石滩植被, 显示末次冰盛期气候寒冷干燥.

RM2 带(5.6~5.1 m, 约 18~15 kaBP). 松和桦增长, 同时禾本科、菊科和藜科下降. 孢粉浓度上升. 亚高山云杉-冷杉林再一次出现, 桦树林也许已经在南坡

存在, 禾草-莎草草甸生长在开阔地. 这反映温度和降水量急剧增长.

RM1(5.1~4.25 m 约 15~7 kaBP). 与带 2 显著不同的是孢粉浓度和木本植物花粉百分比(45.4%~73.5%)比较高. 松和冷杉稍稍增长. 桦、栎、榛、沙棘和蔷薇科(Rosaceae)等阔叶硬叶树木花粉含量在本带达到最高. 反映森林有一次较大的扩张, 高山草甸退缩, 说明温度和降水量等于或者超过今天.

## 5 讨论

### 5.1 倒数第 2 次和末次冰盛期

在倒数第 2 次和末次冰盛期(PGM 和 LGM)期间, 若尔盖地区主要被荒漠或流石滩植被占据. 在 PGM(孢粉带 RM17)的早期气候和 LGM(孢粉带 RM3)相似, 但是 PGM 晚期比 LGM 更干冷. 3 个带(RM17, 16, 3)的特征都是孢粉浓度低而荒漠成分高. 然而, 在 RM16 高木本花粉值(超过 50%)尤其是松属花粉和非常低的孢粉浓度, 说明木本植物花粉来自长距离搬运, 暗示在这个阶段植被比其他两个阶段更稀疏. 这个结论和冰川地质数据是相符的. 如在倒数第 2 次冰期, 若尔盖西部 150 km 的果洛山冰川覆盖的面积比末次冰期大 45%<sup>[19]</sup>.

关于青藏高原冰川的时间、扩大和特征对于全球气候重建和模型的建立至关重要<sup>[20~22]</sup>. Kuhle<sup>[23]</sup>提出在末次冰盛期(威斯康星-武木)期间青藏高原被一个大的大陆冰川覆盖的假说. 他的假说中青藏高原存在大范围冰盖受到地貌学的、地质学的和冰川学的证据的批评和反驳<sup>[24~26]</sup>. RM 孔的孢粉证据显示与末次冰期相比, 倒数第 2 次冰期气候更干冷, 植被更稀疏. 我们的数据支持几位中国科学家的论点<sup>[25,27]</sup>: 在青藏高原在倒数第 2 次冰期比在末次冰期期间冰川规模可能更大.

### 5.2 间冰期-冰期过渡期

在 RM15(134~120 kaBP)段, 若尔盖盆地的气候最温暖, 在古湖泊的岸边和周围的高山上生长云杉-冷杉林. 在这一时期的早晚时段, 针叶-硬叶混交林甚至阔叶硬叶林包括桦、栎和榛已经存在. 温度和降水量可能都比现代高. 孢粉数据也显示在末次间冰期气候相对稳定, 和黄土记录相似<sup>[5]</sup>.

在 RM14-13(20~86 kaBP), 云杉-冷杉林和莎草草甸交替扩展和收缩, 说明气候时常波动. 在这一时期, 温度比末次间冰期低, 尤其在 120~111 kaBP(RM14)

时段, 气候非常冷. 然而在这时段降水量比其他时段高. 在 108 和 92 kaBP 有两个孢粉浓度低谷可能表明在这个期间存在两个夏季季风微弱时段. 在 RM12(约 86~71 kaBP)高木本植物花粉值和高孢粉浓度说明这一时期气候几乎和末次间冰期一样的温暖和湿润. 在这一时期, 主要生长着云杉-冷杉林. 在 120~71 kaBP 期间孢粉反映的气候变化模式与高原中部错鄂孔上部<sup>[27]</sup>、古里雅冰芯<sup>[15]</sup>、中国黄土<sup>[5]</sup>和格陵兰冰芯<sup>[1]</sup>的替代性指标记录气候稳定性是一致的, 说明我们的湖泊孢粉数据可能包含可用于全球气候对比的记录.

在 71~60 kaBP(孢粉带 RM11)期间, 温度和降水量都低. 在这个时期高山莎草草甸占据优势. 60~32 kaBP(孢粉带 RM10-4)这个时期有一系列的冰段和间冰段事件. 从 60 kaBP 开始, 孢粉浓度降低以及藜科、蒿属和菊科花粉(图 1)逐步增加显示降水量非线性下降.

同时值得注意的是, 我们的孢粉记录在最后的 80 ka 有几个木本植物花粉低值反映气候变冷事件. 这些事件的时间似乎和 Heinrich 事件的时间接近. 这些事件也记录在黄土高原粒度时间系列中<sup>[28]</sup>, 说明不仅中国黄土中有 Heinrich 事件记录, 在青藏高原的孢粉记录中也有.

在深度上, 我们的 RM 孔孢粉指标和以前的 RM 孔替代性指标得出的变化趋势大致相符, 但是由于年代序列的差异和孢粉记录的分辨率较高, 因此和以前的 RM 孔的研究结果有很大的不同. 希望有进一步的工作对这些问题进行探讨.

### 5.3 和冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录以及海洋中季风替代记录联系对比

最近通过对阿拉伯海和临近区域海洋和陆地的替代指标记录的研究结果表明青藏高原在热动力、北大西洋冰缘条件和南亚季风之间有着重要的联系<sup>[29~31]</sup>. Overpeck 等人<sup>[31]</sup>猜测, 在冰消期, 北大西洋的迅速增温可能导致青藏高原的增暖, 结果减少了春季和夏季的冰雪覆盖面积. 反照率的降低反过来导致青藏高原上空低气压系统的加强, 海陆热力差异加大, 从而季风加强. 若尔盖冰期-间冰期孢粉记录为验证这种假说提供重要的数据.

我们将若尔盖 RM 孔关键的孢粉曲线和古里雅冰芯和 GISP2 冰芯氧同位素曲线和阿拉伯海的夏季季风变化曲线<sup>[32]</sup>标绘在一起(图 5). RM 孔孢粉浓度曲

线主要反映若尔盖盆地降水量的变化, 古里雅 $\delta^{18}\text{O}$ 记录主要记录南亚夏季季风的历史, 两者相比, 在第 1 个序列显示令人惊奇的相似性, 尤其在 110~60 ka 段. 值得注意的是, MIS5e, 5c 和 5a 显著的高峰和在结束时的急剧的下降在 RM 孔孢粉和古里雅冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线中都得到了反映. MIS5d, 5b 和 MIS4 的最小值以及 MIS3 的频繁波动在两个曲线都非常明显. 因为我们的时间模式是用孢粉记录对照古里雅 $\delta^{18}\text{O}$ 记录建立, 两个曲线大的变化趋势相同是不难预测的. 然而, 两个曲线在具体细节上, 举例来说, 在大洋同位素 5b 和 4(MIS5b 和 MIS4)的阶段上有相同的变化, 这进一步支持我们的时间模式. 两个记录在约 60 ka 之后相似性不再显著主要因为 RM 孔孢粉浓度有一个长时间的下降, 变化的振幅变得更低. 孢粉曲线敏感性的降低原因是由于黄河冲积影响的增加, 导致若尔盖盆地沉积速率大大提高. 然而, 即使在 RM 孔最上部 8.5 m, 此段的沉积物是冲积细砂, 在 MIS2 孢粉属于最低值随后在 MIS1 上升, 其主要变化趋势和古里雅的仍旧大体相似. 两者的相似暗示, 若尔盖地区气候的变化主要反映西南夏季季风的影响. 更重要的是, RM 孔孢粉浓度和阿拉伯海季风存在着一致性(图 5), 似乎进一步支持这一结论. 虽然两者在时间和空间上存在差异, 如 5a 峰值似乎比阿拉伯海的早, 然而无论如何, 这些差异似乎不能掩盖主要变化的趋势. 另外, 在 RM 孔木本植物百分比曲线和阿拉伯海季风曲线基本上有较好的吻合, 说明在青藏高原和夏季季风强度之间有联系. 夏季温度高和青藏高原随后低气压系统增强是阿拉伯海保持强夏季风的一个主要因素, 已经得到现代气象资料的证实<sup>[33]</sup>.

RM 孔木本植物花粉曲线和 GISP2 冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线之间也存在很大的相似. 在 5e 之前, 两个记录不能直接的对比, 因为 RM 孔木本植物花粉由于区域孢粉产量非常低遭到外来花粉的干扰. 然而, 在 130 kaBP 之后, 两者都显示 5e 期间的显著的峰值, 随后从 5d 到 5a 振荡下降, 在 MIS4 和 MIS3 有千年尺度的起伏, MIS2 低谷之后在 MIS1 阶段重新升高(图 5). 引人注目的是, 在 RM 孔孢粉变化曲线中也记录了 GISP2 的 Heinrich 事件以及在 Oscheiger/Dansgaard 旋回中冰期气候的不稳定性. RM 孔木本植物花粉百分比和 GISP $\delta^{18}\text{O}$ 记录的基本相似表明青藏高原东部和北大西洋地区的气候变化存在着联系, 支持



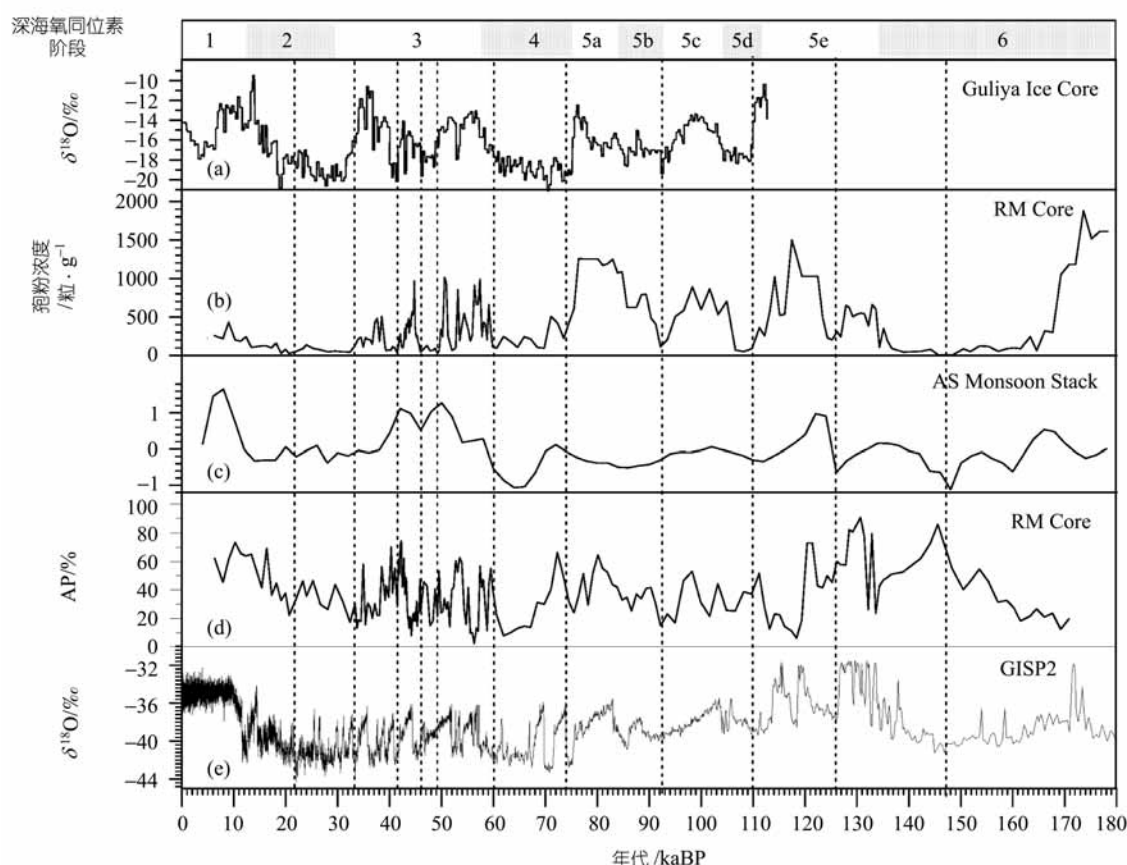


图 5 古气候替代指标的比较

(a) 112 ka 以来古里雅冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  记录<sup>[15]</sup>; (b) RM 孔孢粉浓度曲线; (c) 阿拉伯海季风替代指标<sup>[32]</sup>; (d) RM 孔木本植物花粉百分比曲线; (e) 180 ka 以来 GISP2 冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  记录<sup>[16]</sup>. 虚线表示 11 个年代结点

Overpeck 等人<sup>[31]</sup>推测.

## 6 结论

(i) RM 孔上部 60 m 孢粉资料, 是目前青藏高原东北部用于古环境研究较长的连续的孢粉记录, 它提供了在最后两个冰期-间冰期期间气候和植被变化的证据. 间冰期和间冰段若尔盖盆地亚高山云杉-冷杉林存在说明相对温暖和湿润的气候条件. 在冰盛期, 气候干冷, 存在高山流石滩和(或)干旱荒漠植被. 与末次冰盛期相比在倒数第 2 次冰盛期植被更稀疏, 说明在后者, 气候更干冷.

(ii) 本文孢粉记录推断出的在末次间冰期和末次冰期期间气候转变的主要趋势与中国黄土高原、格陵兰和古里雅冰芯、阿拉伯海和北大西洋的海相沉积物的记录是一致的, 说明青藏高原在北大西洋地区气候变化和亚洲西南季风强度的变化之间起着重要的联系.

(iii) RM 孔上部 60 m 孢粉记录, 与已被广泛接受的古里雅冰芯和 GISP2 记录对比得出 9 个结点年代, 建立了深度-年代模式. 根据这些年代尺度可以合理地确定布容期磁性漂移, 标定布莱克事件于 RM 孔 46 m.

**致谢** 在建立深度-年代模式过程中, Clemens 教授提供了具有建设性的意见; 在写作过程中吕厚远博士提供有益的意见, 在此深表感谢. 本工作受中国国家基础研究发展规划项目(G1998040810)、中国科学院知识创新重大项目(KZCX1-10-01)和美国自然科学基金资助.

## 参 考 文 献

- 1 叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学. 北京: 气象出版社, 1979. 9~37
- 2 王苏民, 薛滨. 中更新世以来若尔盖盆地环境演化与黄土高原比较研究. 中国科学, D 辑, 1996, 26(4): 723~725
- 3 王云飞, 王苏民, 夏威夷. 若尔盖盆地 RM 孔沉积物的矿物学特



- 性及其15万年来古气候变化. 见: 青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究. 北京: 科学出版社, 1996. 118~122
- 4 Hu S, Appel E, Wang S, et al. A preliminary magnetic study on lacustrine sediments from Zoige basin, eastern Tibetan Plateau, China: magnetostratigraphy and environmental implications. *Physics and Chemistry of the Earth (A)*, 1999, 24: 811~816
- 5 Chen F H, Bloemendal J, Zhang P Z, et al. An 800ky BP proxy record of climate from lake sediments of the Zoige Basin, eastern Tibetan. *Paleogeography Paleoclimatology, Paleoecology* 1999, 151: 307~320[DOI]
- 6 四川植被协作组. 四川植被. 成都: 四川人民出版社, 1980. 64~267
- 7 林业部勘探规划设计院. 山地森林. 北京: 中国林业出版社, 1979
- 8 Jørgensen S. A method of absolute pollen counting. *New Phytologist*, 1967, 66: 489~493
- 9 Moore P H, Webb J A, Collinson M E. *Pollen Analysis* (2<sup>nd</sup> edition). London: Blackwell Scientific Publications, 1991
- 10 Grimm E C. Chronology and dynamics of vegetation change in woodland region of southern Minnesota, USA. *New Phytologist*, 1983, 93: 311~350
- 11 四川地质矿产局. 四川省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1991
- 12 Peck R M. Pollen budget studies in a small Yorkshire catchment. In "Quaternary Plant Ecology" 14<sup>th</sup> Symposium British Ecological Society. Blackwell, Oxford, 1973. 43~61
- 13 Bonny A P. Recruitment of pollen to the seston and sediment of some English Lake district lakes. *Journal of Ecology*, 1976, 64: 859~887
- 14 Prentice I C. Pollen representation, source area, and basin size: toward a unified theory of pollen analysis. *Quaternary Research*, 1985, 23: 76~86[DOI]
- 15 Thompson L G., Yao T, Davis M E, et al. Tropical climate instability: the last glacial cycle from a Qinghai-Tibetan ice core. *Science*, 1998, 276: 1821~1825[DOI]
- 16 Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, et al. Evidence for general instability of past climate from a 250 kyr ice-core record. *Nature*, 1993, 364: 218~220[DOI]
- 17 孙相君, 杜乃秋, 陈因硕, 等. 西藏色林错湖相沉积物的孢粉分析. *植物学报*, 1993, 35(12): 943~950
- 18 Lehmkuhl F, Haselein F. Quaternary paleoenvironmental change on the Tibetan Plateau and adjacent areas (Western China and Mongolia). *Quaternary international*, 2000, 65/66: 121~145[DOI]
- 19 Shi Y, Li J, Li B. Uplift and Environmental Changes of Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau in the late Cenozoic. Guangzhou, China: Guangzhou Science and Technology Press, 1998
- 20 Manabe S, Broccoli A J. The influence of continental ice sheets on the climate of an ice age. *Journal of Geophysical Research*, 1985, 90: 2167~2190
- 21 COHMAP members. Climatic changes of last 18,000 years: observations and model simulations. *Science*, 1988, 241: 1043~1052
- 22 Bush A B G. A positive climatic feedback mechanism for Himalayan glaciation. *Quaternary International*, 2000, 65/66: 3~13[DOI]
- 23 Kuhle M. Geomorphological findings on the build-up of Pleistocene Glaciation in Southern Tibet and the problem of Inland Ice. *Geo Jour*, 1988, 17(4): 457~512
- 24 Derbyshire E, Shi. Li, Zhang B. Quaternary glaciation of Tibet: the geological evidence. *Quaternary Science Reviews*, 1991, 10: 485~510[DOI]
- 25 Shi Y, Zheng B, Li S. Last glaciation and maximum glaciation in Qinghai-Xizang Plateau. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1990, 12: 1~15.
- 26 Lehmkuhl F. Extent and spatial distribution of Pleistocene glaciations in Eastern Tibet. *Quaternary International*, 1998, 45/46: 123~134[DOI]
- 27 吕厚远, 王苏民, 吴乃琴, 等. 青藏高原错鄂湖2.8 Ma来的孢粉记录. *中国科学, D辑*, 2001, 31(增刊): 234~240[摘要] [PDF]
- 28 Porter S C, An Z. Correlation between climate events in the north Atlantic and China during the last glaciation. *Nature*, 1995, 375: 305~308[DOI]
- 29 Clemens S C, Prell W, Murray D, et al. Forcing mechanisms of the Indian Ocean monsoon. *Nature*, 353: 720~725
- 30 Siroko F, Sarinthein M, Erlenkeuser, et al. Century-scale events in monsoonal climate over the past 24 000 years. *Nature*, 1993, 364: 322~324[DOI]
- 31 Overpeck J, Anderson D, Trumbore S. The southwest Indian Monsoon over the last 18 000 years. *Climate Dynamics*, 1996, 12: 213~225[DOI]
- 32 Clemens S C. A 350 ka summer-monsoon multi-proxy stack from the Owen Ridge, Northern Arabian Sea. *Marine Geology*, 2003, 201 (1-3): 35~51
- 33 Webster P J, Magana V O, Palmer T N. Monsoons: Processes, Predictability, and the prospects for prediction. *Journal of Geophysical Research*, 1998, 103: 14451~14510[DOI]

(2004-08-04 收稿, 2004-11-18 收修改稿)