

酒西盆地晚第三纪-第四纪早期植被与气候变化*

马玉贞^① 方小敏^{①②} 李吉均^① 吴福莉^① 张 军^①

(①兰州大学西部环境教育部重点实验室和资源环境学院, 兰州 730000; ②中国科学院地球环境研究所黄土与第四纪地质国家重点实验室, 西安 710054)

摘要 青藏高原正北缘河西走廊山前凹陷带玉门老君庙剖面 13.0~2.21 Ma 期间的孢粉记录研究揭示出: 早在 13.0~11.15 Ma, 该研究区生态环境已为草原植被和半湿润的气候; 11.16~8.60 Ma, 植被类型可能是以柏科为建群种的森林, 气候较温暖湿润; 从 8.60 Ma 干旱气候和草原植被开始发育, 虽然干旱化曾在 8.40~6.93 Ma (森林草原, 温暖半湿润)、6.64~5.67 Ma (疏林草原, 较温暖半湿润) 和 5.42~4.96 Ma (草原, 半干旱) 几度缓解, 但经过 6.93~6.64, 5.67~5.42 和 3.66~3.30 Ma 几次干旱事件的频繁发生使该区气候越来越干旱, 特别是在 3.66~3.30 和 2.56 Ma 两次显著增强后, 植被最终演化为干旱型的荒漠.

关键词 青藏高原 河西走廊 孢粉记录 生态环境 植被演化 干旱化

亚洲内陆荒漠化和干旱化是与我国西部人类生存环境和社会可持续发展有关的一个重大科学问题, 其起始时间和演变序列、发展历史和过程及其机制被看作是新生代北半球环境变化的研究热点, 并可能涉及到北半球冰川作用和青藏高原隆起等一系列重大科学问题. 黄土高原的研究推断出 7~8 Ma 开始有较大规模的风尘堆积, 反映亚洲内陆在晚中新世荒漠已经开始, 并认为与青藏高原在这一时期的隆升事件可能有密切关系^[1~5]; 反映亚洲和南美洲干旱发展的南、北太平洋粉尘沉积通量在 8~7.7 Ma 增高, 特别是在 3.6 Ma 突然陡增, 并被解释为与青藏高原大幅度快速隆升有关^[6]; 草原和 C₄ 草原植物在早-中

新世就已出现, 巴基斯坦, 南、北美洲和非洲的研究说明反映气候干旱的真正草原植物占优势的生态变化发生在 8~4 Ma 期间^[7,8], C₄ 草原植物的扩展是由于大气中 CO₂ 浓度的降低, 还是由于因构造运动引起降雨和温度分布的改变所导致的还有争论, 上述问题的准确解释需要进一步的证据^[9]. 最近的研究则进一步认为, 风尘和冬季风搬运体系在 22 Ma 就已经存在, 推测亚洲内陆干旱化在中新世早期即已开始^[5]. 青藏高原周边和内部盆地地层中植被和环境信息的提取是亚洲内陆荒漠化和干旱化历史最直接证据, 在青藏高原北部甘肃临夏盆地已获得了过去近 30 Ma 以来的孢粉植物群气候变化记录^[10], 但临夏不在内陆

2003-04-04 收稿, 2003-05-21 收修改稿

* 国家重点基础研究发展规划项目(编号: G1988040809)、国家自然科学基金项目(批准号: 40171094)和中国科学院引进国外杰出人才计划项目(人教字[2000]05 号)共同资助

中心,不能完全指示亚洲内陆中心干旱化过程,而河西走廊酒西盆地位于亚洲内陆盆地中,在探讨高原北部和亚洲内陆气候环境变化中具有重要的地位,本文就已进行精确测年的玉门老君庙剖面进行详细的孢粉研究,就上述重大科学问题提供证据。

1 剖面 and 地层年代概况

老君庙剖面位于玉门市(97°32'E, 39°47'N)(图 1),由疏勒河组骆驼沟段和牛骆驼段、玉门砾岩、酒泉砾石层及戈壁砾石层组成,整个剖面共厚 1960 m. 本文主要讨论疏勒河组和玉门砾岩下部,厚 1539 m.

实测剖面骆驼沟段厚 >608 m(0~608 m),以大型砂质砾岩-砂岩-粉砂岩-泥岩旋回互层为特征. 牛骆驼段厚 598 m(608~1206 m),其中下部地层(608~847 m),呈砂砾岩-粗砂岩-粉砂岩旋回,偶夹薄层泥岩;中部地层(847~1020 m),主要为巨厚层状砂质砾岩或砾质砂岩夹薄层泥质砂岩;上部地层(1020~1206 m),为巨厚层状砾岩夹砂岩条带,分选极差. 玉门砾岩下部(1206~1539 m),砾石分选很差,多次棱角状,夹有大小不一的砂透镜体.

古地磁样品采样以 2 m 间隔进行,主要采集泥岩

和粉砂岩,3 套样品分别在中国科学院地质与地球物理研究所古地磁实验室美国 2 G 超导磁力仪上和 美国密歇根大学地质系古地磁实验室零磁场条件下 2 G 超导磁力仪上进行测定.

古地磁学研究在老君庙剖面中共分离出 21 个清晰的正磁性和 21 个反磁极,它们多数可以直接与标准极性年表^[11]进行很好对比(图 2). 图 2 给出了所有观测到的磁极性和计算的主要地层界线的时间-深度关系. 它清楚地显示出除不整合面外各点基本呈良好的线性相关,古地磁年代于地层中化石年代及系列 ESR 年代^[12]均有很好的吻合,年代控制有较好的可靠性. 由此所确定的各地层界线年龄:骆驼沟段为 >13~8.3 Ma,牛骆驼段为 8.3~<4.9 Ma,玉门砾岩为 3.66~0.9 Ma,酒泉砾石层为 0.8~0.14 Ma,戈壁砾石层为 0.14~0 Ma¹⁾. 本文孢粉组合的地层年代约为 13~2.21 Ma.

2 孢粉记录

在老君庙剖面疏勒河组和玉门砾岩下部地层中共采集近 615 个样品,采样间距 1~2 m. 每个样品取 100~150 g,先用 35%~36% HCl 处理,再用 HF (73%)

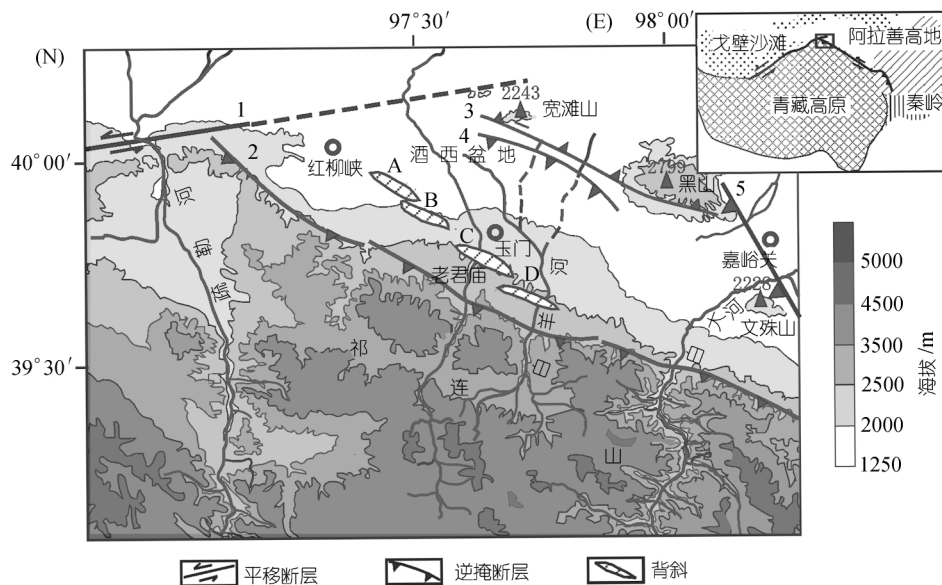


图 1 研究区构造背景与采样位置图¹⁾

1. 阿尔金断裂; 2. 北祁连断裂; 3. 嘉峪关-文殊山断裂; 4. 宽滩山断裂; 5. 新民堡断裂. A. 青草湾背斜; B. 鸭儿峡背斜; C. 老君庙背斜; D. 石油沟背斜

1) 方小敏, 赵志军, 李吉均, 等. 祁连山北缘老君庙背斜晚新生代地层与青藏高原北部隆升. 中国科学, D 辑(待发表)

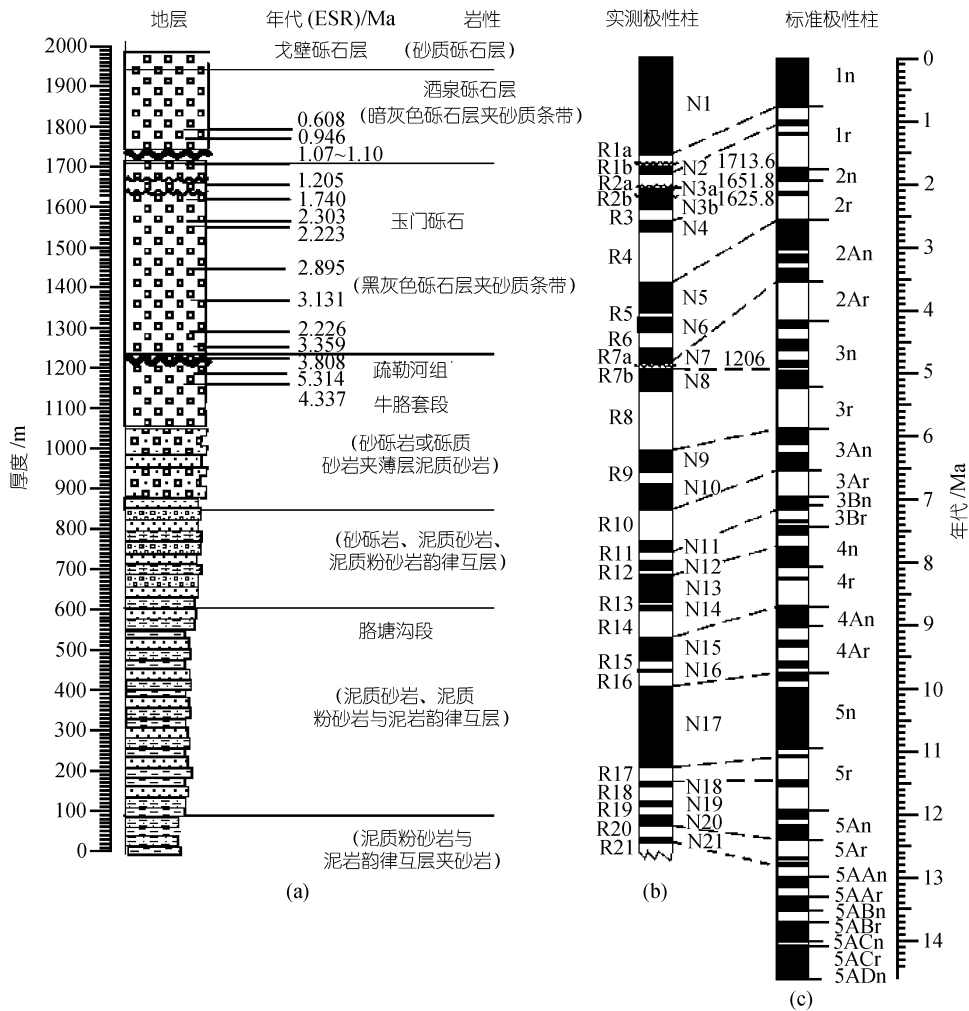


图 2 老君庙剖面地层、古地磁及年代综合图
(a), (b)岩性描述及古地磁柱引自文献[1]; (c)引自文献[11]; ESR 年龄引自文献[12]

除硅质成分后，用超声波清洗器过筛清洗，尔后用小管净化，最后用甘油保存制活动片鉴定统计。615 个样品均获孢粉化石，97% 以上的样品孢粉粒数达到 100 粒以上，85% 以上的样品孢粉粒数达到 200 粒以上，最高可达到 1000 多粒。在该剖面中共鉴定出 28 科 34 属孢粉植物。依据针叶树，温带、暖温带阔叶树和草本植物之间的比例关系，并结合孢粉浓度，A/C (蒿粉属/藜粉属) 比值和孢粉图谱，从下到上共划分出 9 个大带(图 3, 4)。

带 1 0~204 m, 13.0~11.15 Ma, 蒿粉属 (*Artemisiaepollenites*)-藜粉属 (*Chenopodipollis*) 组合

带。此带孢粉浓度低。A/C 比值在 1~2 之间。孢粉组合中，草本植物占优势(7.38%~99.08%)，主要由蒿粉属 (6.55%~77.65%) 和藜粉属(2.42%~50.09%) 组成，含一定量的刺三孔沟粉属 (*Echitricolporites*)、管花菊粉属 (*Tubulifloridites*)、禾本粉属 (*Graminidites*)、拟白刺粉属 (*Nitrariadites*) 和麻黄粉属 (*Ephedripites*)。针叶树次之(0.21%~85.54%)，主要由无口器粉属 (*Inaperturopollenites*)(0.21%~50.34%) 和杉粉属 (*Taxodiaceapollenites*)(2.45%~72.06%) 组成，含有少量的云杉粉属 (*Piceapollenites*) 和双束松粉属 (*Pinuspollenites*)。温带、暖温带阔叶树(0~21.12%)

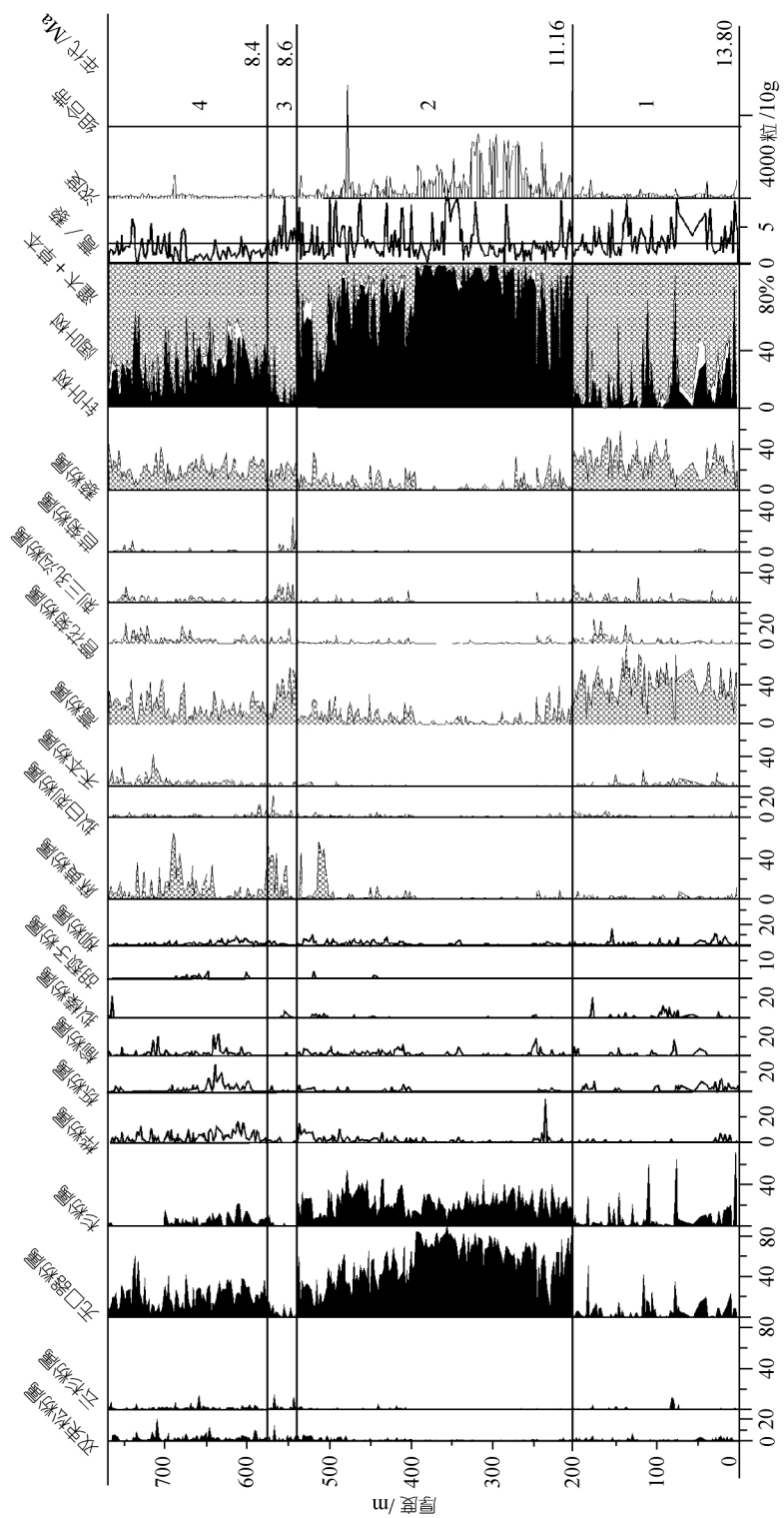


图 3 老君庙剖面孢粉图谱-1

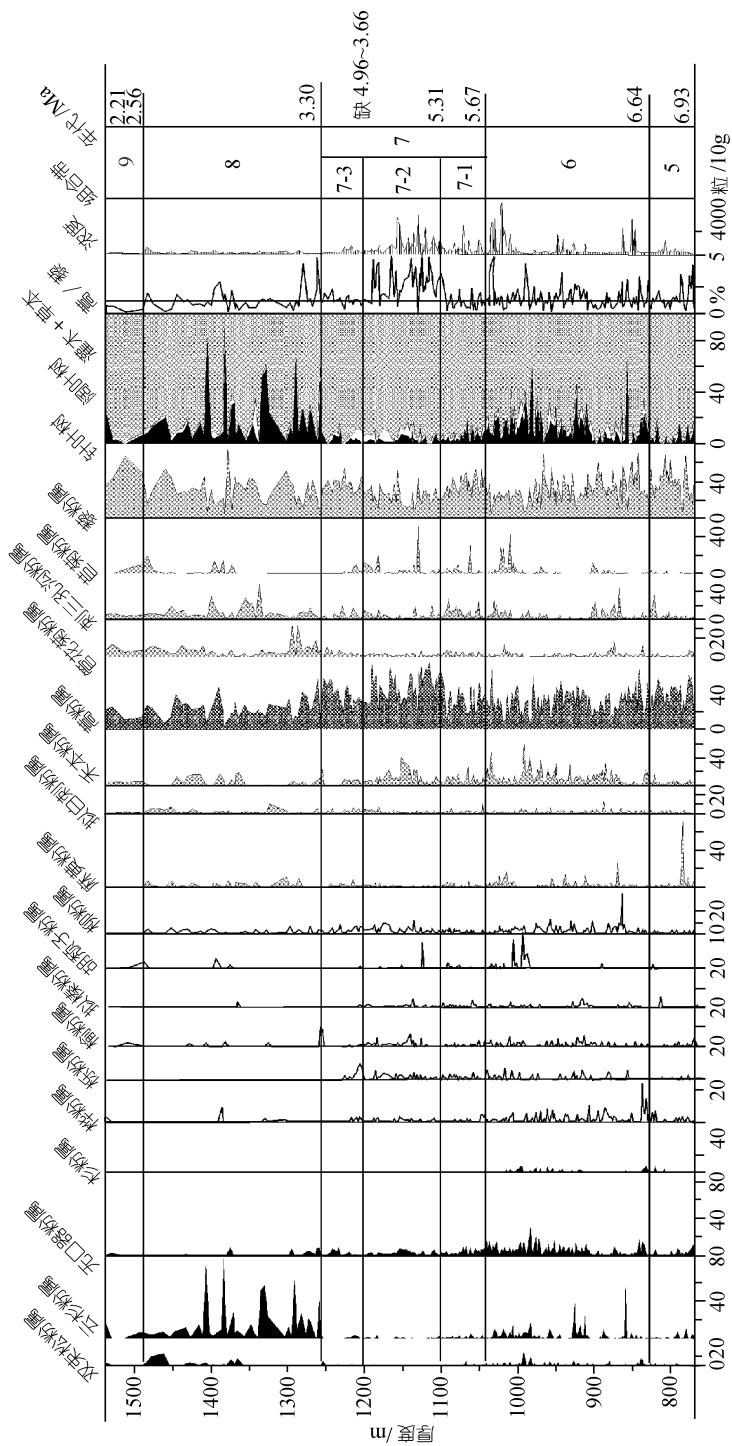


图 4 老君庙剖面孢粉图谱-2

含量低, 有柳粉属(*Salixpollenites*)、榆粉属(*Ulmipollenites*)、栎粉属(*Quercoidites*)和拟榛粉属(*Momipites*)。

带 2 204~539 m, 11.16~8.60 Ma, 无口器粉属-杉粉属组合带. 此带孢粉浓度为整个剖面最高段. 针叶树突增成为绝对优势分子(23.95%~99.51%), 主要由无口器粉属(8.57%~89.22%)和杉粉属(2.36%~53.78%)组成; 草本植物大幅度降低(10.62%~85.14%), 主要由蒿粉属(1.05%~38.29%)和藜粉属(0.45%~35.33%)组成; 含少量的温带、暖温带阔叶树(1.52%~20.12%), 主要有拟桦粉属(*Betulaceipollenites*)、柳粉属、栎粉属和榆粉属。

带 3 539~573 m, 8.60~8.40 Ma, 蒿粉属-藜粉属-麻黄粉属组合带. 此带孢粉浓度较高, A/C 比值在 1~2 之间. 孢粉组合中, 草本植物含量(39.75%~98.45%)大增变为优势分子, 主要由蒿粉属(19.32%~55.76%)、藜粉属(8.69%~28.26%)、麻黄粉属(1.53%~44.44%)和刺三孔沟粉属(2.85%~26.08%)组成. 针叶树(0.51%~32.90%)和温带、暖温带阔叶树(0~12.25%)含量剧烈减少, 仅有少量的云杉粉属、双束松粉属、无口器粉属、柳粉属和拟榛粉属。

带 4 573~772 m, 8.40~6.93 Ma, 无口器粉属-蒿粉属-藜粉属-麻黄粉属组合带. 此带孢粉浓度和 A/C 比值均较低. 孢粉组合中, 针叶树含量较上带增加(5.91%~62.07%), 但低于带 2, 主要由无口器粉属(6.32%~55.38%)和杉粉属(0~20.9%)组成. 草本植物含量减少(30.51%~94.44%), 主要由蒿粉属(3.53%~44.30%)、麻黄粉属(0.79%~54.95%)和藜粉属(4.01%~37.89%)组成. 温带、暖温带阔叶树含量较高(1.34%~28.13%), 有拟桦粉属、栎粉属、柳粉属、榆粉属、拟榛粉属和胡颓子粉属(*Elaeagnacites*)。

带 5 772~834 m, 6.93~6.64 Ma, 蒿粉属-藜粉属-麻黄粉属组合带. 此带孢粉浓度较高, A/C 比值较低. 孢粉组合中, 草本植物含量增加(80.00%~99.60%), 针叶树(0.30%~15.79%)和温带、暖温带阔叶树(0.31%~7.56%)含量减少. 草本植物主要由蒿粉属(18.63%~55.22%)、藜粉属(14.89%~65.31%)和麻黄粉属(1.17%~10.16%)组成. 针叶树和温带、暖温带阔叶树仅有少量的无口器粉属、云杉粉属、双束松粉属、

杉粉属、拟桦粉属、柳粉属和榆粉属。

带 6 834~1044 m, 6.64~5.67 Ma, 蒿粉属-禾本粉属-云杉粉属组合带. 此带孢粉浓度和 A/C 比值均较高. 孢粉组合中, 针叶树含量(0.35%~58.78%)较上带增加, 但低于带 4; 草本植物含量(35.87%~99.16%)减少, 但仍占优势; 温带、暖温带阔叶树含量较高(0.62%~18.70%). 特别值得注意的是针叶树中云杉粉属含量增高(0~24.06%), 最高可达 54.20%, 其他还有无口器粉属(0.61%~20.85%)、杉粉属(0~5.75%)和双束松粉属. 草本植物主要由蒿粉属(15.43%~47.13%)、藜粉属(13.53%~56.23%)和禾本粉属组成. 温带、暖温带阔叶树有拟桦粉属、栎粉属、柳粉属、榆粉属、拟榛粉属和胡颓子粉属。

带 7 1044~1257 m, 5.67~3.30 Ma, 蒿粉属-藜粉属组合带. 针叶树和温带、暖温带阔叶树含量减少, 草本植物含量增加. 又可细分为 3 个亚带。

带 7-1 1044~1100 m, 5.67~5.31 Ma, 蒿粉属-藜粉属组合带. 此带孢粉浓度较低, A/C 小于 1. 孢粉组合中, 草本植物含量较上带增加(79.24%~98.79%), 主要由蒿粉属(14.56%~50.19%)和藜粉属(21.19%~53.14%)组成. 针叶树(0.48%~19.17%)和温带、暖温带阔叶树(0.38%~8.33%)含量减少, 仅有少量的无口器粉属、云杉粉属、拟桦粉属、柳粉属和榆粉属。

带 7-2 1100~1206 m, 5.31~4.96 Ma, 蒿粉属-藜粉属-禾本粉属-柳粉属组合带. 此带孢粉浓度和 A/C 比值均较高(0.5~4.8). 孢粉组合中, 明显的特征是温带、暖温带阔叶树含量较上带增加(0.53%~13.56%), 以柳粉属(0.42%~7.01%)、榆粉属(0.36%~6.02%)和栎粉属(0.36%~4.03%)为主. 针叶树保持不变, 草本植物含量(82.04%~98.68%)略有减少, 但仍占优势, 主要由蒿粉属(20.39%~74.21%)、藜粉属(7.94%~51.46%)和禾本粉属(3.43%~41.09%)组成。

带 7-3 1206~1257 m, 3.66~3.30 Ma, 藜粉属-蒿粉属组合带. 此带孢粉浓度较低, A/C 比值小于或等于 1. 草本植物占优势(83.47%~100%). 孢粉组合主要由藜粉属(25.14%~53.65%)和蒿粉属(16.03%~55.69%)组成, 其他还有刺三孔沟粉属、管花菊粉属、禾本粉属、拟白刺粉属及苣菊粉属、柳粉属和麻黄粉属。

带8 1257~1485 m, 3.30~2.56 Ma, 云杉粉属-蒿粉属-刺三孔沟粉属组合带。此带孢粉浓度较低, A/C 比值大部分样品小于 1。最显著的特点是云杉粉属含量大增, 首次成为优势分子; 且以云杉粉属(41.07%~85.90%)为主的针叶树(占 49.11%~88.03%)和以蒿粉属(22.58%~46.03%)和藜粉属(21.71%~53.33%)为主的草本植物(占 48.31%~98.02%)以5个轮回交替出现。

带9 1485~1539 m, 2.56~2.21 Ma, 藜粉属-蒿粉属组合带。此带孢粉浓度较低, A/C 比值小于 0.5。草本植物占优势(83.47%~100%), 主要由藜粉属(35.71%~66.61%)和蒿粉属(13.11%~24.71%)组成。乔木花粉近消失。

3 重要花粉类型生态意义, 植物历史地理及与植物间数量关系讨论

植物的分布及其生态习性主要决定于气候条件, 但是, 在地质历史时期, 植物在演化的不同阶段, 植物与环境之间的适应关系是不断变化的。该剖面孢粉组合中优势分子为云杉粉属、无口器粉属、杉粉属、蒿粉属和藜粉属。因此, 我们首先讨论它们的现代生态环境, 植物历史地理与起源, 现代表土花粉与植物间的数量关系等。

3.1 云杉粉属

云杉粉属的母体植物为云杉, 一般情况下, 云杉林是一个生态幅度比较狭窄的植被类型, 需要温凉的气候和比较明显的四季, 常为纯林, 伴随分子常见的有松、槭、忍冬、蔷薇、柳等^[13]。云杉主要生长在北方, 但在南方, 云杉可与冷杉、铁杉以及槭、桦木、水青冈、栎等共生^[14]。现代表土孢粉研究表明: 在云杉分布区及边缘, 云杉花粉含量大于 20%~80%; 当云杉花粉含量小于 1%~5%时, 是自远距离传播而来; 荒漠和荒漠草原云杉花粉含量多数为 2%~3%^[14~18]。河流携带山区木本植物花粉对平原冲积物孢粉组合的影响多在 30%以下^[19]。

云杉在中欧最早的可靠化石出现在渐新世地层, 在渐新世以后, 较普遍地出现于欧洲、北美和日本的地层中。我国一般也是从渐新世开始出现, 在中新世

和东部地区的新世其伴生分子为山毛榉科、桦科、榆、胡桃^[14,20~22], 但西藏东北部和柴达木盆地从晚全新世就有其踪迹, 花粉组合以栎、椴、芸香、栗等亚热带、暖温带分子为主^[20]。因此, 当我们根据孢粉组合恢复古植被和古气候时, 要充分考虑与云杉同时出现的其他主要分子。

3.2 无口器粉属和杉粉属

本文对于无气囊松柏类花粉划分出两个类型, 即无口器粉属和杉粉属。无口器粉属和杉粉属赤道轮廓为圆形或近圆形, 外壁薄, 分层明显或不明显, 表面纹饰模糊、粗糙或细颗粒状, 无乳头状突起, 但杉粉属花粉常破裂^[20,23], 其母体植物可能是柏科(Cupressaceae)、杉科(Taxodiaceae)或其他^[24,25]。现代柏科大部分属花粉的特征^[26~28]与上述类型相同(图5)。

现代柏木林主要分布在长江以南海拔 300~1000 m 的山腰和山麓, 气候温暖湿润, 伴生者为亚热带和暖温带分子。伴生植物为榆属、柳属、栎属、朴属、蔷薇科和禾本科的侧柏林广泛的分布在华北地区的山地、丘陵(如海拔 600~1100 m 秦岭北坡的下部等)。圆柏林是我国西南山地针叶林向高寒灌丛和高寒草甸过渡的适应干旱严寒的疏林, 分布于海拔 2800~4300(4500)m, 其林下灌木层常为高山灌丛和草甸成分。

杉粉属和柏科在北半球不同地区的白垩世晚期一直到上新世的孢粉组合中均可占优势或显著位置, 但其伴生分子不同, 在晚第三纪, 伴生分子为松科、山毛榉科、榆科、桦科和草本植物^[23,24]。从它们的历史地理来看, 其早期很可能是较温暖湿润环境下的常绿乔木, 生长的海拔高度也不太高, 随着环境的演变, 逐渐适应温凉较湿润的环境。

3.3 蒿粉属和藜粉属

蒿属可能起源于亚洲北部, 现代分布密集中心在亚洲温带地区干旱、半干旱的荒漠和半荒漠、草原和森林草原地带, 以草原为多^[15]。藜科在古地中海的东岸即华夏陆台半干旱气候下诞生, 然后向干旱的古地中海沿岸迁移、分化, 现代广泛分布于海拔

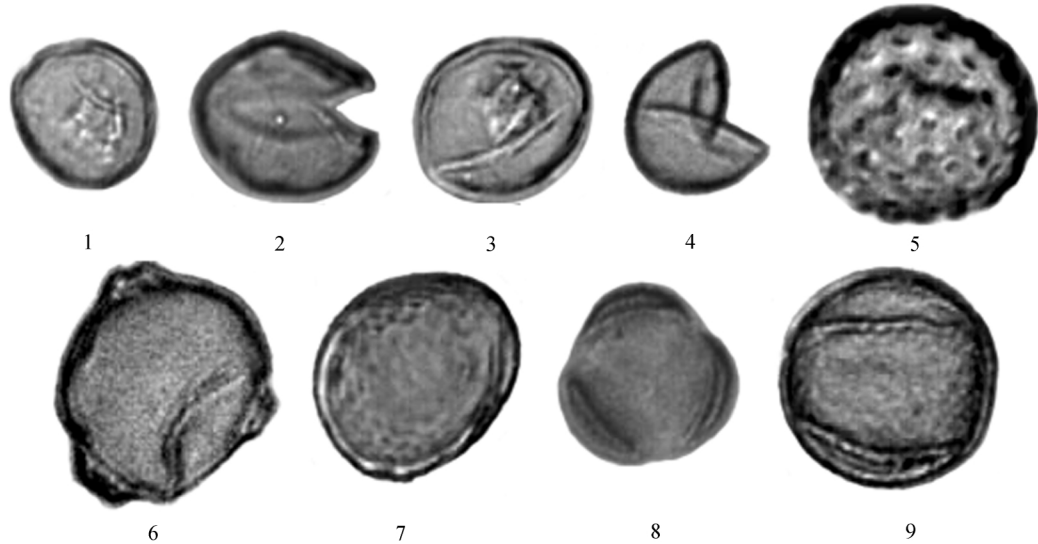


图 5 主要孢粉形态

1,2. 侧柏(黄帝陵表土); 3. 无口器粉属; 4. 杉粉属; 5. 藜粉属; 6. 拟桦粉属; 7. 榆粉属; 8. 蒿粉属; 9. 栎粉属

300~2000 m 的干旱、半干旱地区的荒漠, 干草原及盐碱地区^[29].

以往表土花粉研究证明, 蒿属和藜科在表土花粉中具有超代表性, 当孢粉组合中出现少量的藜科和蒿属时, 应视为外来花粉. 但当他们的含量分别占 30% 时, 应该说在当时当地存在蒿属和藜科. 当藜科和蒿属在花粉组合中为优势时, 其花粉的数量, 对于确定植被的性质有指示性意义, 蒿属/藜科含量比可以作为干燥程度的一个指示参数, 干旱环境中的花粉组合以藜科占优势, 而在半干旱环境中, 则以蒿属为主^[14,15,30~34].

4 植被演化与气候演变序列

13.0~11.15 Ma 期间, 孢粉组合中草本植物占优势, A/C 比值在 1~2 之间, 还含有一定量的温带、暖温带喜湿成分, 该孢粉组合反映了一种草原植被和半湿润的气候. 11.16~8.60 Ma 期间, 孢粉组合中针叶树为绝对优势分子且由无口器粉属和杉粉属组成. 其植被类型可能是生长在海拔 1000~1500 m 左右以柏科为建群种的森林, 气候较温暖湿润, 可能与现代秦岭北坡的下部的气候相似.

从 8.60 Ma 开始草本植物含量大增变为优势分子, 针叶树和温带、暖温带阔叶树含量剧烈减少, 仅零星

分布, 所以气候较 13.80~11.15 MaBP 期间干旱, 可能为半干旱气候. 这种状态一直延续到 8.40 Ma, 从此以后, 温带、暖温带喜湿成分逐渐减少, 干旱分子逐渐增多. 在 8.40~6.93 Ma 期间, 针叶树(主要为无口器粉属, 杉粉属)含量增加, 但低于带 2; 草本植物含量减少, 但高于带 2. 孢粉组合也许反映了一种以柏科、蒿属、麻黄属和藜属为建群种的森林草原, 另外考虑到温带、暖温带阔叶树含量较高, 所以气候可能较温暖半湿润.

从 6.93 Ma 开始到 6.64 Ma 草本植物含量再次大增变为优势分子, 针叶树和温带、暖温带阔叶树再次剧烈减少, 零星分布. 植被类型和气候特征与 8.60~8.40 Ma 期间相似. 6.64~5.67 Ma 期间, 草本植物仍占优势, 但含量减少且禾本粉属的含量较高. 针叶树含量有所增加, 但低于带 4; 云杉粉属含量增高, 首次成为重要成分, 但很可能是外来分子. 由于该组合还有含量较高的禾本粉属和温带、暖温带阔叶树, 所以其植被类型也许是疏林草原, 气候较温暖半湿润.

从 5.67 Ma 开始, 一个值得注意的现象是 A/C 开始小于 1, 杉粉属从此消失. 5.67~5.42 Ma 期间, 在孢粉组合中, 草本植物为主导分子, 乔木花粉很少, 这似乎反映出旱化进一步加强, 植被为荒漠草原, 气候干旱. 5.42~4.96 Ma 期间, 旱化有所缓解, 这表现在

A/C 很高(0.5~4.8), 且禾本粉属和温带、暖温带阔叶树含量增加, 植被为草原, 气候半干旱。

3.66~3.30 Ma 期间, A/C 比值小于或等于 1, 栎粉属从此消失, 且乔木花粉很少。植被为荒漠草原, 气候干旱。3.30~2.56 Ma 期间, 一个最重要的特征是云杉粉属成为优势成分, 与少量温带乔木和草本, 小灌木共生, 可能反映气候凉湿。在某些蒿粉属和藜粉属高含量时段 A/C 比值小于 1, 显示出植被为荒漠草原, 气候干旱。在此期间, 凉湿气候下的云杉林和干旱气候下的荒漠草原交替出现说明气候波动强烈。2.56~2.21 Ma 期间, 藜粉属占主导地位, A/C 比值首次小于 0.5。植物种类单调, 乔木花粉几近消失。旱化进一步加强, 植被为荒漠, 气候干旱。

5 对比与讨论

13.0~11.15 Ma 期间酒泉地区草原植被存在与中新世北半球和南半球变冷事件有可比性, 如 ODP865, 871872 钻孔的 PCO_2 在 16~13 Ma 期间(与南极冰盖扩展同期)强烈下降, 说明气候变冷^[35]; 12 MaBP 挪威-格陵兰首次出现冰筏沉积^[36]; 大西洋 $\delta^{18}O$ 资料显示在大约 15~13 Ma 发生大规模降温事件^[36]; 在 15~13 Ma 亚洲内陆发现大量源区风尘和冬季季风搬运的物质^[5]。

晚中新世(8 Ma)的草原扩展和干旱事件在巴基斯坦、南、北美洲和非洲都有良好记录; 巴基斯坦、尼泊尔、东非、北美和东地中海的 $\delta^{18}O$ 资料指示的蒸发量增加、干旱增强和 C_4 草原的扩张^[9]; 反映亚洲和南美洲干旱发展的南、北太平洋粉尘沉积通量在 8~7.7 Ma 增高^[6]; 黄土高原西峰和灵台剖面显示 7~5 Ma 有较大规模的风尘堆积, 记录了亚洲干旱区较高的干旱化程度^[2,3]; 这些与在 7 MaBP 前后, 南极冰盖再度扩展加厚, 格陵兰冰盖形成被称为“中新世末降温事件”^[36]的年代接近, 说明该时期的气候变化具全球性和区域性。Pagani 认为全球气候变化是地球构造运动的结果^[9]。但全球冰量的增加和大洋蒸发的减少也是应该考虑的因素, 而晚中新世(8.60, 6.93 和 5.67 Ma)酒泉地区草原扩展和干旱事件至少在波动上可能部分是对全球变干和变冷事件的响应。

孢粉记录的干旱化发展过程与青藏高原隆升的

时代上也有一种耦合关系, 尽管目前对高原在新生代不同时期达到的高度有不同看法, 但 3.4~3.3 和 2.5~2.6 Ma 高原有过大幅度隆升^[37~39]。3.30~2.56 Ma 期间, 酒泉地区植被以凉湿气候下的云杉林和干旱气候下的荒漠草原交替出现, 说明气候波动强烈; 2.56~2.21 Ma 期间, 旱化显著加强, 植被为荒漠; 这也许是对青藏高原大幅度隆升的一种生态系统反映。其他学者也认为黄土高原西峰和灵台剖面, 北太平洋粉尘沉积通量在 3.6 Ma 和 2.6 Ma 突然陡增, 说明了亚洲内陆两次大幅度再变干, 其程度超过 7~5.6 Ma; 3.6 和 2.6 Ma 的事件与青藏高原(中亚)大幅度快速隆升有关, 是东亚季风显著加强的结果^[2,3,6]。因此上述可比性似乎初步说明青藏高原隆升在长期和阶段性演化上与植被的演化和亚洲内陆干旱化有明显对应, 两者似有部分因果关系。

6 小结

(1) 早在 13.0~11.15 Ma, 该研究区生态环境已为草原植被和半湿润的气候。在 11.16~8.60 Ma 期间, 生态环境一度好转, 为森林植被和较温暖湿润气候。

(2) 从 8.60 Ma 起, 干旱气候和草原植被开始发育, 虽然旱化曾在 8.40~6.93(森林草原, 较温暖半湿润)、6.64~5.67(疏林草原, 较温暖半湿润)和 5.42~4.96 Ma(草原, 半干旱)几度缓解, 但经过 6.93~6.64(草原, 半干旱)、5.67~5.42(荒漠草原, 干旱)、3.66~3.30(荒漠草原, 干旱)和 2.56~2.21 Ma(荒漠, 干旱)几次干旱事件的频繁发生使该地区气候越来越干旱, 特别是在 3.66~3.30 和 2.56 Ma 两次显著增强后, 植被最终演化为干旱型的荒漠; 同时也显示出亚洲内陆在干旱化趋势下, 经历着频繁的干湿气候波动。

(3) 13.0 Ma 以来, 几个重要的转折点为: 8.6, 5.67, 3.30 和 2.56 Ma。8.6 Ma 干旱气候开始发育; 5.67 Ma 荒漠草原开始发育; 3.30 Ma 暖温带阔叶树消失, 在 3.30~2.56 Ma 期间, 云杉林和荒漠草原、凉湿和干旱呈多旋回交替出现, 气候波动强烈; 2.56 Ma 荒漠发育, 干旱显著加强。

(4) 13.0~11.15, 8.60~8.40, 6.93~6.64 和 5.67~5.42 Ma 期间的变化与全球多种因素变化有关, 3.30 和 2.56 Ma 两个转折点与青藏高原隆升有耦合性。

致谢 杨胜利、颜茂都、赵志军、曹继秀、傅开道、史正涛等参加了野外工作，在此表示感谢。

参 考 文 献

- 1 宋友桂, 方小敏, 李吉均, 等. 晚新生代六盘山隆升过程初探. 中国科学, D 辑, 2001, 31(增刊): 142~148
- 2 郭正堂, 彭淑贞, 郝青振, 等. 晚第三纪中国西北干旱化的发展及其与北极冰盖形成演化和青藏高原隆升的关系. 第四纪研究, 1999, 6: 556~566
- 3 孙有斌, 安芷生. 最近 7 Ma 黄土高原风尘通量记录的亚洲内陆干旱化的历史和变率. 中国科学, D 辑, 2001, 31(9): 769~776
- 4 An Z S, Kutzbach J E, Prell S C. Evolution of Asian monsoons and phrased uplift of the Himalaya-Tibetan plateau since Late Miocene times. *Nature*, 2002, 411: 62~66
- 5 Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z, et al. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. *Nature*, 2002, 416: 159~163
- 6 Rea D K, Snoeckx H, Joseph L H. Late Cenozoic eolian deposition in the North Pacific: Asian drying, Tibetan uplift, and cooling of the northern hemisphere. *Paleoceanography*, 1998, 13(3): 215~224
- 7 Quade J, Cerling T E, Bowman J R. Development of the Asian monsoon revealed by marked ecologic shift in the latest Miocene of northern Pakistan. *Nature*, 1989, 342: 163~166
- 8 Quade J, Cater J M L, Ojha T P, et al. Late Miocene environmental change in Nepal and the northern Indian subcontinent: Stable isotopic evidence from paleosols. *Geol Soc Am Bull*, 1995, 107: 1381~1397
- 9 Pagani M, Freeman K H, Arthur M A. Late Miocene atmospheric CO₂ concentrations and the expansion of C₄ grasses. *Science*, 1999, 285: 876~879
- 10 马玉贞, 李吉均, 方小敏. 临夏地区 30.6~5.0 MaBP 红层孢粉植物群与气候演化记录. 科学通报, 1998, 43(3): 301~304
- 11 Cande S C, Kent D V. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 1995, 100(B4): 6093~6095
- 12 史正涛, 业渝光, 赵志军, 等. 酒西盆地晚新生代地层的 ESR 年代. 中国科学, D 辑, 2001, 31(增刊): 163~169
- 13 中国植被编辑委员会编著(吴征镒等). 中国植被. 北京: 科学出版社, 1995
- 14 李文漪. 中国第四纪植被与环境. 北京: 科学出版社, 1998
- 15 李文漪, 阎 顺. 柴窝堡盆地第四纪孢粉学研究. 见: 施雅风, 等编, 新疆柴窝堡盆地第四纪气候环境变迁及水文地质事件. 北京: 海洋出版社, 1990. 46~72
- 16 李文漪. 神农架巴山冷杉花粉与植物关系及其森林植被之演替. 地理学报, 1991, 46(2): 186~193
- 17 阎 顺, 许英勤. 新疆阿勒泰地区表土孢粉组合. 干旱区研究, 1989, 1: 26~33
- 18 阎 顺. 新疆表土松科花粉分布的探讨. 干旱区地理, 1993, 16(3): 1~9
- 19 许清海, 吴 忱, 孟令尧, 等. 华北平原不同地貌单元冲积物孢粉组合特征. 科学通报, 1994, 39(19): 1792~1795
- 20 青海石油管理局勘探开发研究院, 中国科学院南京地质古生物研究所. 柴达木盆地第三纪孢粉学研究. 北京: 石油工业出版社, 1985
- 21 Liu Gengwu, Lepold E B. Palaeoecology of a Miocene flora from the Shanwang formation, Shangdong Province, Northern East China. *Palynology*, 1992, 16: 187~212
- 22 Shi N, Cao J X, Lars K S. Late Cenozoic vegetational history and the Pliocene-Pleistocene boundary in the Yushe basin, S.E. Shanxi, China. *Grana*, 1993, 32: 260~271
- 23 宋之琛, 曹 流, 周和议, 等. 渤海沿岸地区早第三纪孢粉. 北京: 科学出版社, 1978
- 24 宋之琛, 郑亚惠, 刘金陵, 等. 江苏地区白垩世-第三纪孢粉组合. 北京: 地质出版社, 1981
- 25 宋之琛, 郑亚惠, 李曼英, 等. 中国孢粉化石(1), 晚白垩世-第三纪孢粉. 北京: 科学出版社, 1999
- 26 王伏雄, 钱南芬, 张玉龙, 等. 中国植物花粉形态. 北京: 科学出版社, 1995
- 27 Erdtman G. An introduction to pollen analysis. Published by the Chronica Botanica Company, 1954. 129~145
- 28 Moore P D, Webb J A. Pollen Analysis. Blackwell: Scientific publications, 1991. 10~38
- 29 朱格麟. 藜科植物的起源、分化和地理分布. 植物分类学报, 1995, 34(5): 486~504
- 30 翁成郁, 孙湘君, 陈因硕. 西昆仑山地区表土花粉组成特征与植被数量关系. 植物学报, 1993, 35: 69~79
- 31 阎 顺. 新疆第四纪孢粉组合特征及植被演替. 干旱区地理, 1991, 2: 1~8
- 32 黄赐贻. 西藏西部表土花粉研究. 干旱区地理, 1993, 16(4): 75~83
- 33 王璋瑜, 宋长青, 孙湘君. 内蒙古中部表土花粉研究. 植物学报, 1996, 38(11): 902~909
- 34 El Moslimny A. The ecological significance of common nonar-boreal pollen example from dryland of the Middle East. *Rev Palaeobot Palyn*, 1990, 64: 343~350
- 35 Pearson P N, Palmer M R. Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years. *Nature*, 2000, 406: 695~699
- 36 金性春, 周祖翼, 汪品先. 大洋钻探与中国地球科学. 上海: 同济大学出版社, 1995
- 37 施雅风, 李吉均, 李炳元, 等. 高原隆升与环境演化. 见: 孙鸿烈, 郑 度, 主编. 青藏高原形成演化与发展. 广州: 广东科学技术出版社, 1998. 73~138
- 38 李吉均, 文世宣, 张青松, 等. 青藏高原隆起的时代、幅度与形式探讨. 中国科学, 1979, (6): 608~616
- 39 钟大赉, 丁 林. 青藏高原的隆起过程及机制探讨. 中国科学, D 辑, 1996, 26: 289~295