

阳郭黄土剖面有机组分变化的 周期性与古气候变迁因素^①

刘友梅 贾蓉芬 杨蔚华 文启忠

(中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640)

提 要 渭南阳郭黄土剖面是迄今发现的 15 万年以来较完整的剖面之一。作者对阳郭剖面中的有机质指标进行了概率分布与谱分析计算, 得出了它们的概率分布类型及四个稳定的周期: 67.1Ka、33.5Ka、25.2Ka 和 18.3Ka。这四个周期与洛川黄土剖面中元素组分变化的短周期基本一致; 与深海岩芯 $\delta^{18}O$ 值和地球轨道要素变化的短周期基本吻合, 表明第四纪的气候变迁是受天文因素控制的。

关键词 周期性 古气候演化 有机组分 阳郭黄土剖面

第一作者简介 刘友梅 女 44 岁 副研究员 数学地质与沉积地球化学

黄土—古土壤的交替堆积是第四纪气候变化在陆相地层中的反映。用黄土和古土壤中有机生物标志物的分布变化来分析气候变化, 尤其是季风交替的湿度与温度变化的研究已有报道^[1], 表明了有机质是气候变化中最敏感的一类物质。本文试图以渭南阳郭黄土剖面中有机质指标的变化来探讨 15 万年来气候变化的周期性及其演化。

渭南阳郭黄土剖面位于陕西省渭南市阳郭镇南姜村, 处于汾渭地堑的南缘, 属于暖温带气候区, 冬季寒冷干燥, 夏季湿热多雨, 是迄今发现的 15 万年以来较完整的剖面之一。根据测得的年龄表明^[3]: S_0 底部 143 cm 处的 ^{14}C 年龄为 10300a B. P., 即全新世的起始年龄; L_1 可划分五层, 其中 L_{1-2} 和 L_{1-4} 为弱发育的古土壤层, L_{1-2} 顶部 361 cm 处的 ^{14}C 年龄为 22000a. B. P.; L_{1-4} 底部有一明显的碳酸盐结核层, 深度为 640 cm, 其 TL 年龄为 51900a B. P.; L_{1-5} 底部 855 cm 处的 TL 年龄为 73000a B. P., 即为马兰黄土的起始年龄; L_2 顶部 1216 cm 处的年龄为 124500a B. P.。该时间序列为研究提供了很好的时间标尺。

1 剖面中有机质指标的地球化学特征

在连续沉积剖面中, 黄土和古土壤多次的叠覆出现, 说明了地质历史上气候的多次波动现象。黄土代表干冷气候条件下的沉积, 而古土壤则反映了气候相对温暖和湿润的环境。这些认识前人已通过各种不同的古气候的间接指标进行了论证。如用黄土和古土壤中 $CaCO_3$ 含量的变化, 高低铁的比率以及磁化率的高低等, 来证实了黄土和古土壤沉积环境的差异性^[2]。沉积物中有机质的含量与原始生物的类型、数量, 以及后期在地质环境的演变过程

① 国家重大基金资助项目 (编号: 49291100)
收稿日期: 1995-11-28

中的保存和破坏都有密切的关系。由于黄土、古土壤分别代表了不同气候条件下的沉积环境，使之生物发育程度产生差异，从而造成有机质含量的不同。所以，有机质含量在黄土—古土壤连续沉积剖面中的变化，可作为间接指示古气候的指标之一。

根据研究工作的需要，作者对渭南阳郭剖面的 235 块样品进行了有机地球化学指标的分析，然后对分析数据进行合理的选择。首先以每 8 cm 为样品间距，共选择了 158 个样品，成为一个有序连续剖面。然后选用了最能反映气候环境变化的 $C_{\text{有机}}$ 含量、IH 指数和 IO 指数作为反映古气候变化的地球化学指标。现将它们在剖面上的变化作图如下：

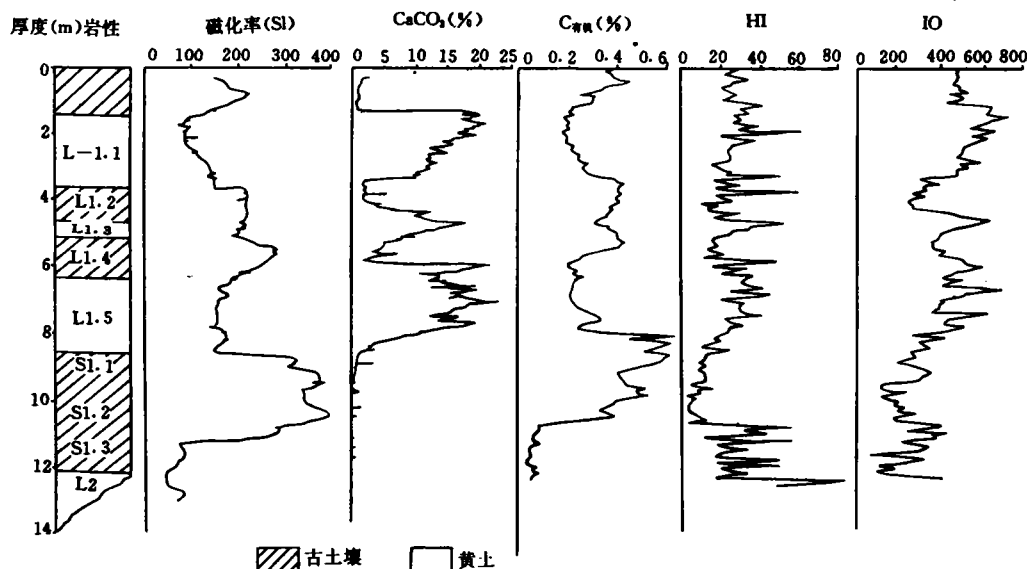


图 1 阳郭剖面中磁化率^①、 CaCO_3 含量^②与有机质指标的变化曲线

Fig. 1 Evolution curves of magnetized ratio, CaCO_3 content, and organic indexes in the Yangguo section

从图 1 中可看出， $C_{\text{有机}}$ 含量随着黄土—古土壤的交替叠覆有规律地起伏。黄土中的 $C_{\text{有机}}$ 含量较低，在图上出现一个波谷，而古土壤中 $C_{\text{有机}}$ 含量较高，图上出现一个波峰。从整个剖面来看，古土壤层内的 $C_{\text{有机}}$ 含量均比相邻层位的黄土中的 $C_{\text{有机}}$ 含量要高。

由于 IH 指数代表单位有机碳所产生的烃含量，IO 指数代表单位有机碳所产生的含氧有机化合物含量，因此它们在剖面上的波动变化恰好与 $C_{\text{有机}}$ 含量是相反的。 $C_{\text{有机}}$ 含量的波动形态与阳郭黄土剖面中磁化率的变化是一致的，但与 CaCO_3 含量的变化是负相关关系。 CaCO_3 含量是黄土环境变化的特征参数，气候条件尤其是降水的多寡对原始粉尘堆积 CaCO_3 及其它成分有着不同程度的淋溶作用。它指示风化成土过程中钙的聚积和淋溶程度，高 CaCO_3 含量指示了低降水量，反映了干旱环境，它不宜于生物生长而使残留有机碳含量低。反之，低 CaCO_3 含量指示了高降水量，温湿环境，适宜生物繁殖，土壤中有有机碳含量高。但总的来说，有机质指标在剖面中随黄土—古土壤交替叠覆所呈现出的这种有规律的波动不仅反映了黄土沉积和古土壤形成时期生物发育程度的差异，更重要的是反映了造成这种差异的不同的沉积环境和气候条件， $C_{\text{有机}}$ 含量偏高的层位，代表了温暖湿润的气候条件，可能

① 姚文胜，陕西渭南阳郭黄土剖面古地磁研究结果（硕士论文），1994。

是个间冰期；而 $C_{\text{有机}}$ 含量偏低的层位，代表了干冷气候下的环境，也可能是第四纪气候记录中的一个冰期。

2 剖面中有机质的概率分布类型

化学元素在地质体中的概率分布类型，不但是统计模型的基础之一，而且也是地球化学所要研究的主要问题之一。据研究⁽³⁾，元素在其显示出活泼性的环境中，其分布为由多个正态叠加所形成的偏倚型；在使其显示出滞呆性的环境中，则为单个正态型。黄土剖面是在由太阳能流制约的自然地理子系统和天然生态子系统所构成的开放系统中形成的。剖面中的黄土层可视为在较干冷气候条件下，风尘堆积物黄土化的平衡产物。当气候转变为较温湿，形成森林草原景观时，原黄土层的热力学平衡便变为不稳定。为了达到新的平衡，便逐渐变为古土壤层。在古土壤层中，地球化学性质较滞呆的元素，如 Al_2O_3 、 SiO_2 等，很快达到新的平衡态，元素的含量形成新的正态分布。而地球化学性质较活泼的元素，如 $CaCO_3$ 只能达到局部的平衡，其含量形成正态叠加分布。这一认识在对洛川剖面的研究中已得到证实⁽⁴⁾。然而，阳郭剖面中的有机指标是否也存在这一规律呢？我们又分别对剖面中黄土和古土壤的 $C_{\text{有机}}$ 含量、IH 和 IO 指数进行了正态分布的 x^2 检验，计算结果见表 1。

表 1 阳郭黄土剖面中有机质指标的概率分布参数

Table 1 Probability distribution parameters of organic indexes in the Yangguo section

样品	组分	样品数	均值	标准差	变异系数	x^2 计算值	$x^2_{0.05(f)}$	备注
黄土	$C_{\text{有机}}$	71	0.2255	0.0875	0.3881	4.2261	5.991	因 $x^2_{0.05(f)} > x^2$ 计算值，故接受正态分布假设
	IH	70	29.057	9.6141	0.3309	4.7622	5.991	
	IO	71	470.23	134.42	0.2858	5.9855	7.815	
古土壤	$C_{\text{有机}}$	87	0.366	0.1486	0.406	5.8766	7.815	因 $x^2_{0.05(f)} > x^2$ 计算值，故接受正态分布假设
	IH	87	19.299	12.181	0.6312	5.8002	7.815	
	IO	87	341.13	108.39	0.3177	2.3886	7.815	

表 2 黄土与古土壤中有机质指标间均值与方差齐性检验

Table 2 Homogeneity test of means and variances of organic indexes between loess and paleosol

$C_{\text{有机}}$	$F=2.8842 > F_{0.05(70,86)}=1.49$	$t=6.8622 \geq t_{0.05(157)}=1.9356$
IH	$F=1.6052 > F_{0.05(69,86)}=1.49$	$t=5.6098 \geq t_{0.05(156)}=1.9922$
IO	$F=1.5380 > F_{0.05(70,86)}=1.45$	$t=8.0728 \geq t_{0.05(157)}=1.9922$

从表 1 中可看出，黄土和古土壤中有机指数的 x^2 计算值，均明显小于置信度为 0.05 时的临界值，故接受正态分布的假设。从该表还可看出，黄土与古土壤之间无论是均值、标准差还是变异系数都存在着明显的差异。为确定这些差异的显著性，我们又对其进行了

检验和 t 检验。当两个样品数 $n_1 \neq n_2$ (黄土定为 n_1 , 古土壤定为 n_2), 两个标准差 $S_1 \neq S_2$, (黄土定为 S_1 , 古土壤定为 S_2) 时:

$$F = S_1^2 / S_2^2$$

t 检验公式为:

$$\frac{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}{\sqrt{S_1^2/n_1 + S_2^2/n_2}}$$

F 检验和 t 检验的计算结果列在表 2 中。

从表中看出, 黄土中 $C_{\text{有机}}$ 含量、IH 指数和 IO 指数与古土壤中的相比, 其均值和方差都有显著差异。这些差异的产生可能主要是由于黄土和古土壤形成时所处的气候条件不同, 使两者所含生物量及其蚀变物的不同所造成的。这一方面揭示了黄土与古土壤在成因上是不同的, 另一方面也证实了在黄土和古土壤中, 有机指标确实有着均值或方差不同的正态分布, 所以黄土与古土壤是两个不同的总体, 为了避免错误, 在以后的统计计算中应将两者分开计算。

3 阳郭剖面中有机质变化的周期性

阳郭剖面中黄土—古土壤的交替堆积是大陆上气候连续变化在地层中的记录, 并具有明显的旋回性。阳郭剖面中有机质的含量变化也具有与黄土—古土壤的旋回同步的趋势, 从而启迪我们用有机指标在剖面上的变化来划定古气候变迁的周期性。古气候变迁不但有周期性, 而且有纯随机性波动。对所研究的特定地区来说, 还有区域性小气候的影响, 但它们有一个随着时间推移而变化的总特点, 用一与时间有关的函数可描述为:

$$Y(t) = U(t) + V(t) + \epsilon(t)$$

式中 $U(t)$ 为趋势性变化的函数; $V(t)$ 为周期性变化的函数; $\epsilon(t)$ 为随机性波动变化函数。在理论上可把 $\epsilon(t)$ 看作是“白噪声”, 它的谱密度函数在整个频率域内为一恒值^[6], 它所具有的这种特殊性质, 决定了它对 $V(t)$ 的干扰可忽略不计。因此, 我们从气候变迁的时间序列中要分离出周期性部分时, 只要消除 $U(t)$ 就够了。

我们所研究的古气候变迁的样品是等距的 (8 cm), 因此按照前文所述的时间标尺, 可以计算出每块样品所代表的平均时间, 这样所得的时间序列是离散型的。研究离散型样本周期性变化的数学模型较多, 我们选用了功率谱分析这一模型。功率谱分析的近似公式为^[10]:

$$S_r = W_0 + 2 \sum_{p=1}^{M-1} W_p \cos (Pr\pi/M) + W_M \cos (r\pi)$$

式中 $W_0 = \frac{1}{N-P} \left(\sum_{i=1}^{N-P} X_i X_{i+p} - \frac{1}{N-P} \sum_{i=1}^{N-P} X_i \sum_{i=1}^{N-P} X_{i+p} \right)$ 称为协方差函数;

S_r 是对频率 $f=r/2M$ 时的谱密度“原始”估计; N 为数据个数; $P=0, 1, 2, \dots, m$, 为步长或频率间距; M 为最大滞后; X_i 为消除趋势值的观测值。计算步骤如下:

1) 平稳性过程检验, 在选择了数学模型之后, 首先要检验气候的周期性变化是否为平

衡性过程。若为平衡过程，则其统计特性不随时间变化^[10]，否则是非平衡的，对非平衡随机过程不能使用上述模式。

2) 消除趋势部分，用回归分析消除趋势部分或用等权五点滑动平均值再求得长周期。

3) 用海明窗(Hanning)滑动消除畸变^[12]。

我们对阳郭剖面中 $C_{\text{有机}}$ 、IH 和 IO 指数进行了功率谱分析，计算结果见表 3 和图 2。从表 3 中可看出，67.1Ka、33.5Ka、25.2Ka 和 18.3Ka 的周期在 $C_{\text{有机}}$ 含量、IH 和 IO 指数的谱分析中都很稳定地出现。这些周期又与洛川剖面中所反映的周期^[4]是基本吻合的。

4 有机质指标变化的周期性与古气候变迁因素

南斯拉夫天文学家米兰柯维奇^[14]提出地质时期气候的变化与地球运动轨道的变化有关，它包括地轴倾角的变化，地球轨道偏心率变化和岁差。地球绕日公转轨道的偏心率、地

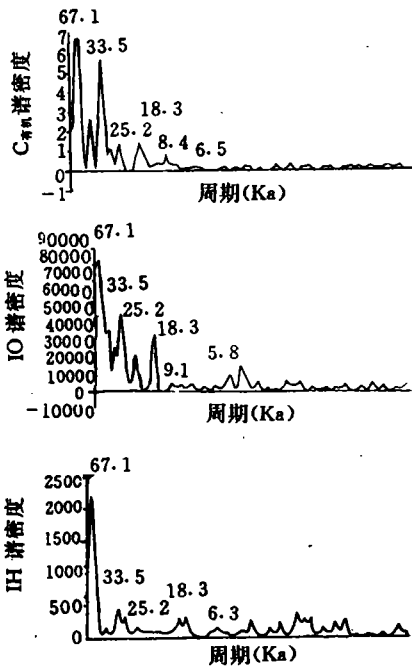


图 2 阳郭剖面中有机质指标的功率谱图
Fig. 2 Spectral figures of organic indexes in the Yangguo section

表 3 阳郭剖面中某些有机质指标的周期

Table 3 Periods of organic indexes in the Yangguo section

名称	长度 (Ka)	周 期 (Ka)					
$C_{\text{有机}}$	138.9	67.1	33.5	25.2	18.3	8.4	6.5
IO	138.9	67.1	33.5	25.2	18.3	9.1	5.8
IH	138.9	67.1	33.5	25.2	18.3		6.3
洛川剖面 ^[4]	2400	70.2	43	33	25	20.8	

表 4 深海岩芯 $\delta^{18}\text{O}$ 和地球轨道要素的主要短周期

Table 4 Main periods of $\delta^{18}\text{O}$ for deep-sea drilled cores and major elements of Erath's orbits

名 称	长度 (Ka)	周 期 (Ka)				
V_{12-122}	450	70.7	50.4	36.5	29.8	18.7
V_{28-239}	2100	68	47	33	27.3	19.4
偏心率 (e)	4000	63.8	53		25	19
地球轨道要素	5000		53.6 (e)	39.7 (e)	23.7 (p)	19 (p)
65°N 日照量	600		53.5		23.9	19
V_{28-239} ^[15]	2100	58.5	52	30	23	19

轴倾角及岁差在最近 5 Ma 内存在长期变化。偏心率变化的平均准周期约为 100 Ka，地轴倾角的主要变化周期约为 40 Ka，岁差的主要周期为 23 Ka 和 19Ka，平均周期约为 21.7 Ka。

第四纪沉积序列是地球气候变化的客观地质记录,大量研究表明,地球轨道三要素的几个特征周期确实存在于第四纪古气候的时间系列中^[11,13],所以有必要探讨剖面中有机质指标的周期性与某种制约古气候演化的主要因素的关系,我们对 V₁₂₋₁₂₂、V₂₈₋₂₃₅ 深海岩芯的 $\delta^{18}\text{O}$ ^[16] 和米兰柯维奇根据气候天文假说所计算的 65°N 的太阳辐射量值^[5] 和由 Vernekaz 所计算的偏心率 (e) 的变化值^[8],也进行了功率谱的计算,其结果如表 4 所示。

从表 4 中可看出: V₁₂₋₁₂₂、V₂₈₋₂₃₅ 深海钻孔的岩芯 $\delta^{18}\text{O}$ 和偏心率 (e)、地球轨道要素的功率谱分析都分别稳定地出现 68Ka、33Ka、27.2Ka、19Ka 和 63.8Ka、39.7Ka、25Ka、19Ka 这些周期,它们与阳郭剖面中的有机质演化的周期是基本一致的,并且与 Kominz (1979)^[15] 所计算的结果也是基本一致的。从而证实了阳郭剖面中黄土—古土壤的交替叠覆所提供的万年尺度上的气候变迁系列是具有全球性意义的,并受古天文因素的控制。

从上述的计算和讨论中,我们可得出以下几点认识:

1) 阳郭剖面中 C_{有机} 含量、IH 和 IO 指数的概率分布均服从正态律,这不但为统计分析提供了依据,而且表明了它们在热力学上达到平衡。

2) 阳郭剖面中黄土与古土壤的有机质指标间,无论是均值、标准差还是变异系数都存在着明显的差异。这种差异性一方面揭示了黄土与古土壤在成因上的不同,另一方面也证实了在黄土和古土壤中,有机质指标确实有着均值或方差不同的正态分布,所以黄土和古土壤是两个不同的总体。

3) 黄土—古土壤的交替堆积的旋回是受古气候控制的,此旋回与剖面中受气候制约的有机质含量的旋回是同步的。它不仅反映了黄土沉积和古土壤形成时期生物发育程度的差异,更重要的是反映了造成这种差异的不同沉积环境和气候条件。

4) 阳郭剖面中有机质指标所反映的稳定周期为 67.1Ka、33.5Ka、25.2Ka、18.3Ka、8.4Ka 和 6.5Ka。这周期是与洛川剖面中元素组分所表示的短周期是基本一致的,与深海岩芯中反映温度变化的 $\delta^{18}\text{O}$ 周期也是一致的。67.1Ka 和 33.5Ka 的周期与偏心率 (e) 变化和地轴倾角 (ϵ) 的周期相似; 25.2Ka 和 18.3Ka 的周期与岁差 (ρ)、偏心率和 65°N 日照量等的周期对应,因此,有机质指标的变化规律也说明第四纪气候变迁是受天文因素控制的。

参 考 文 献

- [1] 贾蓉芬,林本海. 西安段家坡黄土有机质特征及其环境意义. 地理科学,1993,13(4):337—345.
- [2] 刘东生等. 黄土与环境. 北京:科学出版社,1985,191—302.
- [3] 刘嘉麒. 渭南黄土剖面的年龄测定及十五万年来高分辨时间序列的建立. 第四纪研究,1994,(3):193—202.
- [4] 刘友梅等. 黄土中元素组分演化的阶段性、周期性和古气候变化. 地球化学,1987,(4):381—388.
- [5] 么枕生. 气候学原理. 北京:科学出版社,1959,361—379.
- [6] 潘裕煊. 生产过程自动化中的数学模型. 北京:科学出版社,1977,226—227.
- [7] 文启忠等. 黄土剖面中古气候变化的地球化学记录. 第四纪研究,1995,(3):223—231.
- [8] 徐道一等. 天文地质学概论. 北京:科学出版社,1983,162.
- [9] 杨蔚华,刘友梅. 地球化学中某些数学模型的探讨. 地球化学文集,北京:科学出版社,1986,319—324.
- [10] Agterberg F P. Geomathematic, Eisevier Scientific Publishing Company, Amsterdam-London-New York, 1974,363—400.
- [11] Berger A. Milankovitch and climate. Reviews of Geophysics, 1988, 26:624—657.
- [12] Davis J C. Statistics and Data Analysis in Geology. New York, 1973, 170—294.

- (13) Hays J D. Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the Ice Ages, *Science*, 1976, (194):1121—1132.
- (14) Milankovitch M M. *Kanon der Erdbestrahlung*. Beograd, Konigiglich Serbische Akademie, 1941, 484.
- (15) Komins M A and Pista N G. Pleistocene climate: deterministic or stochastic? *Science*, 1979, (204):171—173.
- (16) Shackleton N J. Oxygen-isotope and Paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core. V₂₈₋₂₃₉: Late Pleistocene to Latest Pleistocene. *Geol. Soc. Amer. Memr.*, 1976, 449—462.

The Periodicity of Organic Elements in the Yangguo Loess Section of Weinan and Paleoclimatic Evolution

Liu Youmei Jia Rongfen Yang Weihua and Wen Qizhong

(Guangzhou Institute of Geochemistry, Academia Sinica, Guangzhou 510640)

Abstract

By now the Yangguo loess section is one of the most complete sections of the last 150,000 years. In this paper, the organic components that are bound up with the climatic variation have been studied by the mathematical methods. It can be seen that the probability distributions of loess and paleosol from the Yangguo section are normal distributions which are differentiated by the mean and standard deviations, respectively. Four cycles stable which are 67.1Ka, 33.5Ka, 25.2Ka and 18.3Ka, have also been recognized. The four periods mentioned above are consistent with the variations of the chemical components from the Luochuan section, and in line with oxygen isotopic values ($\delta^{18}\text{O}$) for deep-sea drilled cores and those calculated by Milankovitch for elements of Earth's orbits. That is because that the paleoclimatic evolution in the Quaternary period was controlled by some astronomical factors.

Key words: periodicity paleoclimate evolution organic components yangguo loess section