

原型盆地剥蚀量计算的新方法——波动分析法

张一伟, 李京昌, 金之钧, 刘国臣

(石油大学, 北京 102200)

摘要: 原型盆地剥蚀量计算的传统方法较多, 但因方法的前提条件和数据的取得均受到了较多限制, 所以难以真实反映地层缺失的原因。波动分析则是根据由已知到未知的原理, 由残余地层地质时间剖面沉积速度直方图建立波动方程, 寻找不同时期的地层沉积周期波, 判断沉积缺失的原因及缺失量。使用波动分析法, 首先要尽可能均匀选择研究区, 在原始资料统计分析的基础上, 将岩性-厚度剖面转化为岩性-时间剖面, 最后绘制沉积速率曲线, 恢复地层剥蚀量。三水盆地华涌组应用此方法分析的结果为渐新世晚期及新第三纪有过沉积, 只是沉积后又被剥蚀殆尽, 致使现今无地层记录。现今所见的三水盆地边界, 实际上是在 39 Ma 以后不同时期形成的。

关键词: 原型盆地; 剥蚀量; 波动分析; 三水盆地

第一作者简介: 张一伟, 男, 65 岁, 教授, 构造地质学与石油地质学

中图分类号: P542

文献标识码: A

1 传统方法概述

1.1 地层对比法

该方法是将某一地区被剥蚀的岩性层段与邻区未被剥蚀的层段进行对比, 求得被剥蚀岩层的厚度, 这时可以考虑厚度递减的原则或采用其它外推法。该方法仅适用于研究程度较高的地区, 而且这里所讲的未被剥蚀地区仅是一个相对的概念。因此利用此方法求出的剥蚀量往往小于真正的剥蚀量。

1.2 沉积速率法

使用这种方法的条件是要知道剥蚀面或不整合面代表哪一段时限, 在这个时限内哪一层段的沉积被剥蚀了。这段时限实际是包括了两部分。一部分是该厚度的沉积岩沉积时所用的时间; 另一部分是该厚度的沉积岩被剥蚀所用的时间。如果知道被剥蚀岩层的沉积速率, 知道不整合上、下岩层的绝对年龄, 就可以算出被剥蚀掉的沉积厚度。在计算时, 须作出关于剥蚀速率的判别, 即剥蚀速率是等于不整合以下岩层的沉积速率, 还是等于不整合以上岩层的沉积速率。在做这种判断时应以研究区的构造运动, 主要是升降运动的特征为基础。这种判断也只是近似的, 很可能剥蚀速率既不等于

不整合面以下岩层的沉积速率, 也不等于不整合面以上岩层的沉积速率。

1.3 测井曲线法

这是日本学者真柄钦次首先提出的一种方法。其原理是: 在正常压实的情况下碎屑岩孔隙度随深度的变化是连续的, 泥质岩是指数曲线, 砂质岩是直线。若利用场波测井, 密度测井资料或综合解释出的孔隙度曲线观察其变化趋势即可作出有无剥蚀的判断。经试用, 若测井曲线质量较高, 且被剥蚀段的厚度比较大时是有效的; 但如果剥蚀厚度较小或无法系统地获取岩石的孔隙度及声波时差值或岩层出现局部物性异常, 就难以求得准确结果。

1.4 镜质体反射率法

在正常情况下, R_o 值随深度的变化是连续的, 渐变的, 但有时发生突变。出现这种异常情况的原因有多种, 如沉积岩中再循环的镜质体岩体中有局部热源等。地层缺失也是引起 R_o 值不连续的原因之一。在确定了 R_o 值的突变是地层受剥蚀而造成以后, 即可根据剥蚀面上、下 R_o 值的差计算被剥蚀的厚度。计算时可采用作图法或解联立方程的办法。应用此方法时, 除上面提到的条件外, 须有足够的 R_o 实测数据, 这往往是难以达到的。

2 波动分析法

2.1 原理

波动分析法计算剥蚀量, 从本质上说亦为沉积

速率法, 所不同的是它是根据残余地层地质时间剖面沉积速度直方图建立波动方程, 以此达到对沉积间断较长时间的不整合剥蚀量进行预测, 是一由已知推测未知的过程。建立波动方程的理论基础是: 目前不同组段残余地层的沉积速率的变化是由不同的周期波所叠加而成的, 几种不同的周期波叠加结果是当前我们所见到的不规则的沉积速率直方图(曲线)。这一方法由前苏联学者施比伊曼^[1]首先提出。

2.2 步骤

建立一地区的波动方程遵循以下几个步骤^[2]。

2.2.1 选择研究区

当所要研究的盆地确定下来以后, 就要将盆地划分为几个小区。小区的选择、划分要建立在地质情况了解的基础上, 各小区的分布尽可能均匀, 划分时主要依据构造位置及地层发育情况。

2.2.2 原始资料统计

原始资料主要是指综合录井图, 同时应广泛收集与研究区有关的其它地质资料。其中, 最主要的是对各组、段厚度进行统计, 厚度资料的统计结果直接影响着波动曲线方程。

2.2.3 剖面转化

在岩性柱状图上反映的岩性-厚度剖面, 计算沉积速率时必须将它转化为岩性-时间剖面, 这时须建立一个时间坐标——地质年代表。对地质年代的划分, 不同学者有不同的方案, 最好选取那些经过研究区实际资料检验过的最新研究成果。

2.2.4 恢复原始厚度、计算沉积速率

因为目前所观察到的各组、段的厚度是地质历史时期残余地层的压实厚度, 为计算沉积速率还必须恢复其原始厚度。恢复原始厚度要有一个标准, 我们的标准定为恢复到埋深 100 m 处, 将各组、段的原始厚度除以各组、段的沉积时间, 就可以获得各组、段沉积速率, 以横坐标作为沉积速率、纵坐标作为时间, 便可绘制出各组、段的沉积速率直方图。

2.2.5 绘制沉积速率曲线

仅仅从沉积速率直方图上观察不出有规律的波动特征。为此, 必须对沉积速率直方图进行数学处理, 使之变成有周期性的曲线。这里我们应用滑动平均的办法, 即设定一个滑动窗口, 对窗口内不同组、段的沉积速率取平均值, 并将这一平均值记录在窗口中央所对应的位置上(图 1)。

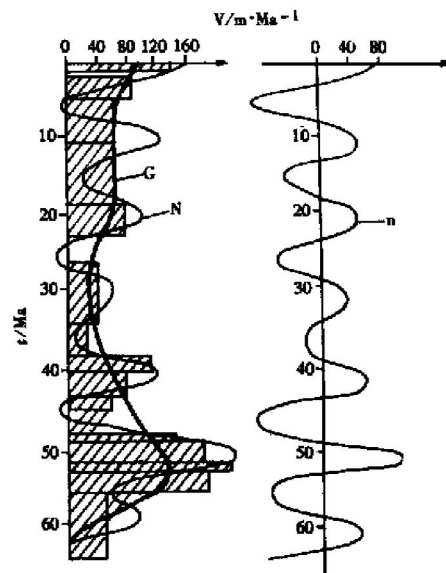


图1 滑动窗口使用方法

Fig. 1 Application method of glid window

在滑动的时候从时间坐标的零点开始, 每次移动一个时间单位(时间单位的长短视研究精度而定), 依次下滑, 这样就得到一系列沉积速率平均值的点, 将这些点连接后, 就得到一条圆滑的曲线 G , 无疑这条曲线消除了周期小于该窗口尺寸的波。改变窗口尺寸又可以得到另一条曲线 N , 从图 1 中可以看出 $n = N - G$ 就是一条严格周期波, 如果所作出的曲线 N 波、 G 波之差不是周期波, 则变换滑动窗口的尺寸, 直到找到这样一个周期波为止。周期波 n 的求得, 可用作图法来实现。如果我们知道 G 的方程, 周期波 n 的方程是不难建立的, 则曲线 N 方程为 $N = G + n$ 是时间的函数。总之, 利用上述方法可以分解出不同周期的周期波来。

$N(t)$ 一旦确定就可对该函数的某一不整合时间段进行积分, 即可求得这一不整合剥蚀量的值。

3 应用实例

三水盆地位于珠江三角洲的西北部, 面积约 1 000 km²。自震旦纪以来, 该盆地经历了 3 个发展阶段: (1) 加里东地槽发展阶段, 主要为震旦纪变质岩及花岗岩所构成; (2) 印支-海西地台发展阶段, 主要发育一套上古生代海相碳酸盐岩地层及上三叠统煤系, 上三叠统以角度不整合超覆于二叠系之上; (3) 燕山-喜山大陆边缘活动带发展阶段, 形成中生代晚期-早第三纪陆相沉积盆地。陆相沉积盆地之前所形成的所有岩石为该盆地的基底。盆地内部的充填物主要为白垩系和下第三系, 其中白垩系包括白鹤洞组、三水组和大朗山组, 下第三

系由莘庄组、布心组、西布组和华涌组组成,无新第三纪地层。白垩系主要为一套河流和滨、浅湖相的红色碎屑沉积。早第三纪早期是湖盆范围不断扩大的时期,布心组二、三段沉积时达到了高峰,发育了深湖还原环境的泥质沉积物,是形成生油岩的主要时期。布心组后期和西布组沉积时期,湖盆逐渐萎缩消亡,并被河流相沉积所取代。华涌组以河流相沉积为主,盆地逐步被充填和平原化。另外,盆地内普遍发育了第四纪地层,它们是一套主要由陆

源碎屑物质组成的河流相和三角洲相沉积,厚度普遍较小,一般厚 10~20 m,最大厚度一般不超过 50 m,没有构成重要的地层单元。

在建立地层年代框架的基础上,利用上述方法便可以找到控制石湾地区波动过程的主周期(图 2),它包括 740 Ma(F 波)、220 Ma(G 波)、62.5 Ma(N 波)、30.2 Ma(L 波)、6 Ma(M 波),其余各小区有与其类似的周期序列。 F 曲线及其方程为三水盆地大地构造沉降运动的能量函数^[3],它的

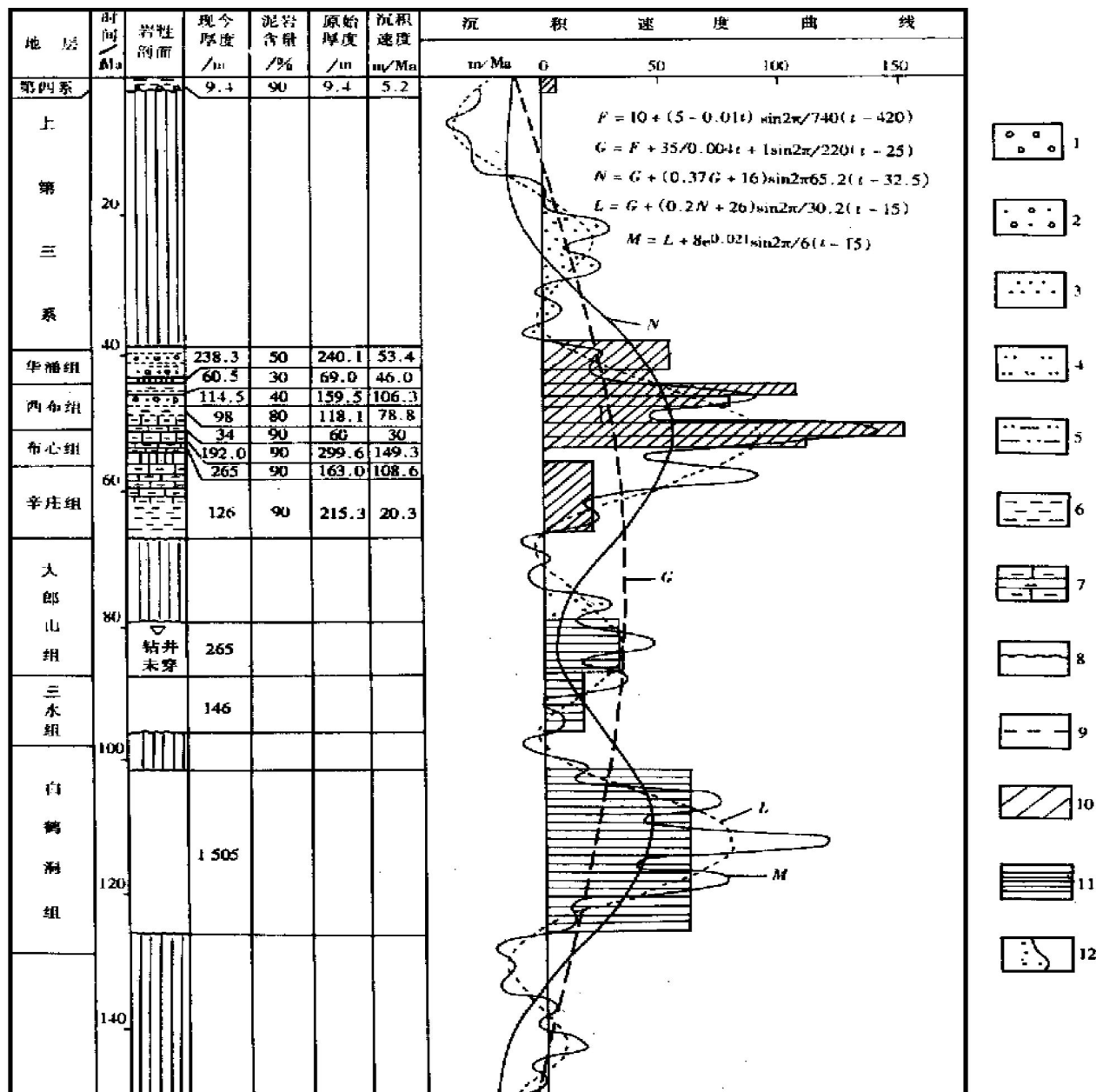


图 2 三水盆地石湾地区波动过程曲线

Fig. 2 Wave process curves in Shiwán area, Sanshui Basin

1—砾岩; 2—砂质砾岩; 3—砂岩; 4—粉砂岩; 5—粉砂质泥岩; 6—泥岩; 7—泥灰岩; 8—角度不整合界线; 9—平行不整合界线; 10—来源于钻井资料直方图; 11—来源于地震剖面的直方图; 12—曾经沉积后又剥蚀的地层厚度

变化决定着其它波振幅变化。220 Ma 的周期反映了三水盆地演化的总趋势,由生成到死亡的过程。

N 波的周期为 62.5 Ma,它控制了三水盆地白垩纪以来大的沉降史演化趋势。从白垩纪以来至今,共

经历了两个完整的周期旋回, 该周期波动为正相位时期, 对应了三水盆地两个主要的沉积阶段, 即白鹤洞组沉积阶段和老第三系沉积阶段。 L 波的周期为 30.2 Ma, 它控制了三水盆地主要的沉积期和剥蚀期。该周期波自白垩纪以来, 共经历了 4 个周期旋回, 反映出在晚第三纪三水盆地曾经有过沉积历史, 只是后来被剥蚀掉了, 这是该周期波的第 4 个周期所带给我们的重要信息。与此同时, 第一至第三周期的负相位也分别对应了 3 个沉积间断的时期。周期为 6 Ma 的 M 波则是对沉积-剥蚀过程的细致刻画。

前已述及, 三水盆地大部分地区在华涌末期开始区域性隆起, 使三水盆地缺失渐新世晚期及新第三纪地层, 在这样一个没有沉积记录的地质过程中发生了些什么, 是一直没有沉降, 还是沉积后被剥蚀, 从波动分析的结果来看, 答案是后者。从图 2 高频波(M 波) 的波动曲线分析, 曾有过多次沉积剥蚀过程。在这样一个地质过程中, 沉积量与剥蚀量是平衡的, 图中散点状分布的区域代表了曾经有过的沉积量, 后来又被剥蚀。对 L 曲线自 18 Ma 到 39.5 Ma 积分, 其值约为 300 m, 该值即为石湾地区晚第三纪的剥蚀量。

8 个小区 39 Ma 以来剥蚀量恢复的结果表明: 盆地的西缘和东缘的剥蚀量远远大于盆地中心(图 3), 剥蚀量最小的区域在鹭洲凹陷。从剥蚀量等值图来看, 400 m, 500 m 等值线终止在盆地的东北边

缘, 这一特点说明现在我们所看到的盆地边界是一个残余的盆地边界。这一残余形态是在 39 Ma 以后的不同时期内形成的, 然而由于抬升的幅度较大, 最终使沉积的地层剥蚀殆尽。

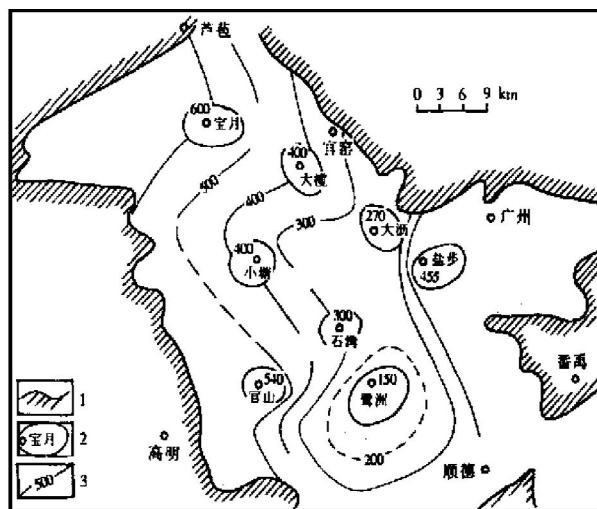


图 3 三水盆地华涌期以后被剥蚀地层等厚线图(单位: m)

Fig. 3 Contour diagram showing denuded amounts of Huayong Formation in Sanshui Basin

1—盆地残留边界; 2—研究小区; 3—计算与推测的地层剥蚀等值线

参 考 文 献

- 1 Miasnigova G P, Shpilman V I. Wavelike evolution of sedimentary basins[M]. Tuemen: Paper Collection ZAPCIPNIGNI (in Russian), 1989
- 2 刘国臣, 李京昌, 金之钧. 波动地质学研究中资料的收集与整理[J]. 石油大学学报, 1994, 18(6): 1~7

A NEW CALCULATING METHOD OF DENUDED AMOUNT FOR PROTOTYPE BASIN—WAVE ANALYSIS

Zhang Yiwei Li Jingchang Jing Zhijun Liu Guochen
(Petroleum University, Beijing)

Abstract: There are plenty of traditional methods to calculate denuded amount of Prototype Basin, but the results of these methods can hardly reflect the real reason of lacuna. The wave analysis method is based on the principle from knowing to unknowing to establish the wave equation by sedimentary rate histogram of residual stratum in geological time profile, and then find out the periodic wave of stratum deposited in different stages, judge the reason and the amount of sedimentary lacuna. To use this new method, one have to select the study areas as evenly as possible first, then change the lithologic-thickness sections into lithologic-time sections according to original data analysis, and finally plot sedimentary rate curves, restore stratigraphic denudation amount. The method was used to analyse the Huayong Formation in Sanshui Basin. The results suggest that there had been sediments of Late Oligocene and Neogene, but all were denuded. The present boundary of the Sanshui Basin was actually formed after 39 Ma

Key words: prototype basin; denuded amount; wave analysis; Sanshui Basin