

古地理复原中的有限变形分析 原理与方法^①

章泽军

(中国地质大学, 武汉)

变形弥满地壳, 运动充满整个地史过程。这种“变”、“动”之结果, 必然导致古沉积盆地初始面貌的改变。

然而, 在迄今为止的岩相古地理研究中, 均以现位现态在水平面内的投影视为原态, 仍不考虑变形的影响, 显然有失真实性。尤其在诸如几度非共轴叠加的褶皱区内, 不仅其形态、位置被歪曲, 就是按现有方法得出的古生态分布演化规律、岩相特征、水流指向等也未必反应了初始的客观事实。因此, 古沉积盆地的复原不仅是正确分析地质演化历史之必要, 同时也是使沉积矿产的预测逼近地史事实所必需, 其意义是不言而喻的。

建立在轴向地心偶极子假说基础之上的古地磁学方法, 以捕捉地质体中的磁性变化信息, 复原古板块原位, 说明古地理整体位置上的变迁已引起了人们的注意。然而, 这一方法除了不能确定古地理的经度之外, “板”内变形这一不可回避的问题未予考虑。

作者曾通过提取地质体中普遍留存的变形信息, 提出了恢复地层初始厚度的计算方法及原则, 并以北京西山中寒武统初始厚度为例进行了计算, 此后对该区的古地理形态及原位进行了复原, 深感古地理复原是一个极为重要的研究课题。鉴于目前国内外从有限变形的角度对此研究甚少, 有必要就古地理复原的基本原理与方法加以总结, 以期引起同行们的重视。

一、古地理复原的基本原理

古地理复原就是恢复到古沉积盆地形成时的初始状态和样式。它包括古沉积盆地的初始位置、形态、沉积厚度以及由古生态、岩相等组成的沉积环境。这里主要讨论古沉积盆地的初始位置、形态、沉积厚度的恢复原理与方法。至于沉积环境等, 按现有的研究方法, 只需作适当的校正便可复原。

根据基本的力学原理, 地质体的位移可分为整体位移与相对位移两部分, 前者导致地质体在空间位置上的整体变化, 后者通常使其形态发行改变, 如常见的褶皱、断裂就是这方面的基本表现形式。

整体位移与相对位移是一个相对的概念, 随着研究的范围不同而改变。例如, 取沉积盆地横剖面初始状态为图 1a 所示, 其长 $\overline{AC}=L$, 厚度为 h 。在构造变形过程中形成图 1b 所

① 国家自然科学基金资助项目部分成果。

示褶皱。当研究对象为 BC 部分时, 可以认为先向左侧整体移动了 L_1 距离而到达虚线所示位置, 然后发生相对位移而成最终 $B'C'$ 所示褶皱。显然, 其整体位移是相对 AB 部分而言的, 如果将研究范围扩大到 AC, 上述 BC 的整体位移就变成相对位移了。同样道理, 如果研究的是 BC 段内其一更小区域, 如 C 端单位长度, 则这一个小区域整体向左位移 L_2 ($>L_1$) 后再发生相对位移。

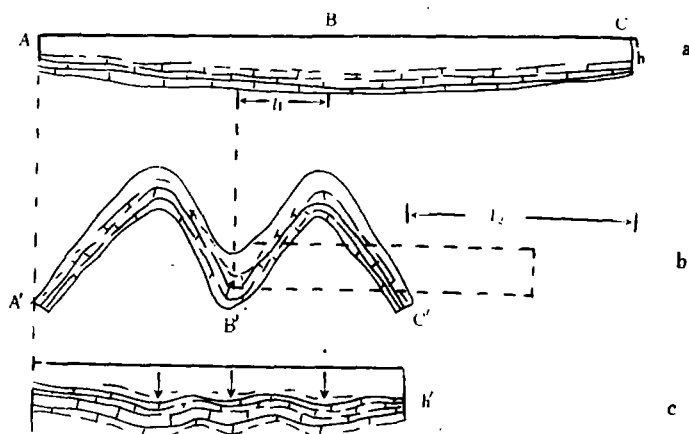


图 1 沉积盆地原位态及现位态剖面示意图

a-初始位态 (沉积中心在 B 处); b-现位态; c-按现有方法得到的古沉积盆地剖面形态 (沉积中心为箭头所示的三处)

Fig. 1 Diagrammatic cross-section illustrating previous and present state of a sedimentary basin

a=initial state (B indicates the depocentre); b=present state; c=basin morphology reconstructed with the aid of the methods in this study (Arrows indicate the depocentres)

依据上述整体位移与相对位移这种相对性原理, 若将相对位移分析清楚了, 就可得到类似图 1b 虚线所示的初始形态, 然后在扩大研究区的基础上, 复其原位。因此, 问题的关键是去其相对位移的影响。相对位移是在三度空间内以变形的形式表现出来的。地质问题中的变形一般为大变形, 即通常所说的有限变形, 它是历次构造变形的累积结果。通过对岩石或变形标志体的有限应变测量, 获取各点的应变状态, 即可求出各相应点任意方向上的相对位移量。由垂直层面方向的相对位移量 (常用线应变来描述) 恢复地层初始厚度 (如图 1a 中的 h), 沿层面方向 (如图 1bB'C') 的位移量恢复其原长 (BC)。

关于原位的确定, 则依赖于更大区域的研究。如图 1b 中虚线所示位置复原到 BC, 需要将研究区扩大到 AC 范围内, 并已知 A 端不动才能精确的确定。从理论上讲, 若选择地心作为参考点 (相当于例中 A 端), 则不需扩大区域而可唯一确定, 但对于局部小区域来说, 这一原则是很难实现的。此时采用扩大研究区, 并辅之以古地磁学方法, 可以得到近似性较好的结果。

二、恢复地层初始厚度的基本方法

随着有限应变的深入研究, 以及体积应变的测定, 作者曾提出的有关恢复地层初始厚

度的方法得以进一步完善, 计算结果将逐趋精确。现将有关计算方法归纳如下。

设垂直层面方向的线应变为 $\varepsilon \overline{OP'}$, 它与由有限应变测量给出的变形椭球主半轴 a, b, c 之间有下列关系:

$$\varepsilon \overline{OP'} = [(\frac{l'}{a})^2 + (\frac{m'}{b})^2 + (\frac{n'}{c})^2]^{\frac{1}{2}} [abc]^{\frac{1}{3}} - 1 \quad (1)$$

式中 l', m', n' 为变形后层面法线 $\overline{OP'}$ 与 a, b, c 轴之间的方向余弦。

另一方面, 该套地层初始厚度为 h , 变形后 (即实测) 厚度为 h' , 沿厚度方向的线应变为

$$\varepsilon \overline{OP'} = h'/h - 1 \quad (2)$$

(1) 式与 (2) 式为同一地质体在同一方向上的线应变, 于是有:

$$h = h' [(\frac{l'}{a})^2 + (\frac{m'}{b})^2 + (\frac{n'}{c})^2]^{\frac{1}{2}} (abc)^{\frac{1}{3}} \quad (3)$$

这就是作者曾经给出的地层初始厚度的计算公式。如果层面法线与变形椭球某一主轴平行时, 上式大为简化。例如当层面法线与 C 轴平行时, 由 $l'=m'=0, n'=1$, (3) 式简化为:

$$h = h' c^{-1} (abc)^{\frac{1}{3}} \quad (4)$$

如果考虑体积应变对地层厚度的影响, 根据线应变与体积应变 (εv) 之间的关系:

$$\varepsilon \overline{OP'} = [(\frac{l'}{a})^2 + (\frac{m'}{b})^2 + (\frac{n'}{c})^2]^{\frac{1}{2}} \left(\frac{1 + \varepsilon v}{abc} \right)^{\frac{1}{3}} - 1 \quad (5)$$

计算地层初始厚度的公式变为:

$$h = h' [(\frac{l'}{a})^2 + (\frac{m'}{b})^2 + (\frac{n'}{c})^2]^{\frac{1}{2}} \left(\frac{abc}{1 + \varepsilon v} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (6)$$

与 (3) 式比较, 多了一个与体积应变有关的系数 $(\frac{1}{1 + \varepsilon v})^{\frac{1}{3}}$ 。当 $\varepsilon v = 0$ 时, 即为 (3) 式, 由此可看出, (3) 式是 (6) 式的一种特殊情况, (6) 式是考虑了体积应变这一因素的一般计算公式。当体积应变较大时, 对初始厚度的计算来说是不可忽视的。例如, 在体积应变 $\varepsilon v = -0.3$ 时, 由 (6) 式计算出的初始地层厚度是 (3) 式给出的 1.126 倍。

需要指出, 上述 (3) 式与 (6) 式只是当纵向上为均匀变形或推广到线应变呈线性变化 (此时取线应变平均值) 时适用。从作者对有关区域及若干条剖面的详细研究表明, 由于岩性及不同岩性其抵抗变形能力方面的差异、加之不同区域卷入构造运动期次、强弱、方式的不同等原因, 由变形标志体所确定的最终应变状态往往是非均匀的。它不仅在横向上随位置不同而变, 在纵向上也是如此。在这种情况下, 简单采用线应变平均值计算是不合适的, 这可能造成较大的误差。为此, 需要逐层取得线应变值, 并设层面法线方向为 z , 令坐标原点与剖面起点重合, 由 (5) 式或 (1) 式确定出 z 方向各点的线应变, 并拟合随 z 而变化的线应变曲线 $\varepsilon \overline{OP}(z)$ 后, 则可得到具有更普遍意义的计算公式:

$$h = \int_0^{h'} \frac{dz}{1 + \varepsilon \overline{OP'}(z)} \quad (7)$$

当 $\varepsilon \overline{OP}(z)$ 难以拟合曲线时, 采用分段计算的方法也可得到令人满意的结果。

应当强调指出, 这里的初始厚度是指构造变形之前、压实成岩之后的地层厚度; 这里的体积应变是压实成岩之后由构造应力作用所引起的体积变化, 而不是沉积成岩过程中的

压实作用所造成的体积损失, 即不考虑非构造应力作用引起的体积变化。体积应变的具体确定, Mosher 等提出的方法具有一定的参考价值, 但有些问题尚待探讨。

三、恢复古沉积盆地原态的基本方法

恢复原态, 这里主要指沉积盆地的初始形态及出露范围(即展布面积的大小)。有关反映沉积环境的古生态、岩相、水流指向等的恢复随着初始形态的复原而可自然归其原位。

以恢复褶皱卷入区的原态为例, 介绍面积等效法及网格外推游移法两种基本方法。

1. 面积等效法

面积等效法的基本原理是: 去其应变后, 褶皱前后的面积不变, 褶皱展平并经变形处理后的面积与初始面积相等, 展平后的形态即为初始形态。

考虑形态简单或共轴叠加的褶皱, 其横剖面如图 2 中 A'B' 曲线所示。A'B' 是由平行于 x 轴、长为 AB 的水平岩层变形而来。当求出横向上的原长 AB, 并用类似方法求出纵向上的原长, 则以其中长为长轴, 短者为短轴的椭圆形, 即为古沉积盆地的初始形态, 其面积即为古沉积盆地的展布范围。原长(AB) 的求法如下。

不失一般性, 设褶皱 A'B' 曲线方程为

$$y = f(x)$$

取变形前长度 $d\delta$, 变形后的长度为 ds (图 2), 则 x 方向的线应变为:

$$\epsilon_x(x) = \frac{ds - d\delta}{d\delta}$$

对应的原长可写成

$$d\delta = \frac{ds}{1 + \epsilon_x(x)}$$

考虑到 ds 与褶皱曲线的下述关系

$$ds = \sqrt{1 + f'^2(x)} dx$$

则 $d\delta$ 又可写成

$$d\delta = \frac{\sqrt{1 + f'^2(x)}}{1 + \epsilon_x(x)} dx$$

在 a、b 区间对上式积分, 得原长 $\overline{AB} = \delta$:

$$\overline{AB} = \int_a^b \frac{\sqrt{1 + f'^2(x)}}{1 + \epsilon_x(x)} dx \quad (8)$$

这就是求原长的一般计算公式。式中 ϵ_x 由应变测量给出, $f'(x)$ 由褶皱形态、产状、标高所拟合的曲线所决定。如果线应变 ϵ_x 很小, 与 1 比较可以忽略时, (8) 式变为:

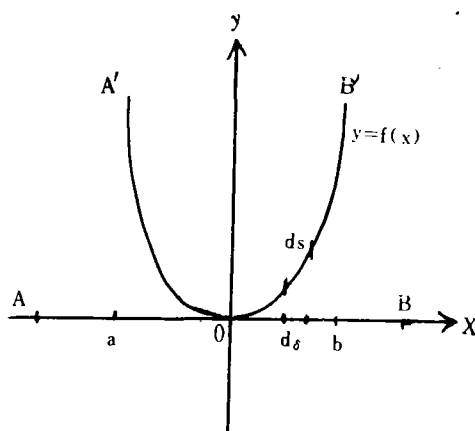


图 2 褶曲曲线示意图

AB 为褶曲前长度, ab 为褶曲后投影长度,

A'B' 褶曲曲线方程为 $y = f(x)$

Fig. 2 Sketch to show a fold curve

AB represents pre-folding length; ab represents post-folding projected length; The equation for the A'B' fold curve is: $y = f(x)$

$$\overline{AB} = \int_a^b \sqrt{1 + f'^2(x)} dx \quad (9)$$

这说明, 变形后的曲线长度与原长 $\overline{AB}$ 相等, 在这种情况下, 可不通过计算而直接量出曲线长度。

对于非共轴叠加褶皱, 需要按上述方法先将弯曲的枢纽展直, 消除后期褶皱的影响, 然后展平。

2. 网格外推游移法

网格外推游移法是为变形十分复杂或褶曲形态很难拟合曲线等情况而设计的。基本思路是: 首先将研究区离散化, 即分割成有限个小区, 根据高等数学“以匀代不匀”的思想, 每一小区的变形看成是均均的, 在对每一小区进行变形分析、展平的基础上, 按一定方式组合起来, 得其原态。

取正交坐标系作为基准线, 分别平行基准线作平行线构成一系列网格, 如图 3 所示 (图中只画出一部分)。为扣除刚体移动, 令其基准线不动。从座标原点附近开始, 将每一网格依次按已知产状及变形量逐次向外展平, 未展部分向外整体推游移, 然后将已展部分与座标系一同固定不动, 再将相邻部分向外展开, 重复上述过程, 直至展完为止。精度要求高、变形复杂的区域、网格分割得小一些, 一般区域网格可加大, 以减少工作量。在边界上, 用直线拟合曲线。

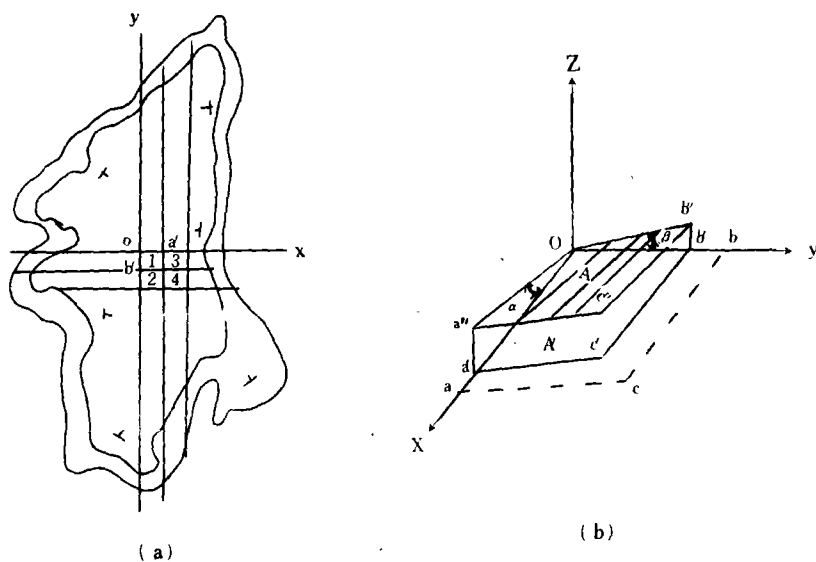


图 3 网格分割展平示意图

(a) 网格分割示意图; (b) 网格展平示意图。 $oa'c'b'$ 为岩层产出状态, $oacb$ 为展平后的状态

Fig. 3 Sketches of grid divisions and flattening

(a) shows grid divisions; (b) shows grid flattening

$oa'c'b'$ represents the occurrence of the rock beds; $oacb$ represents flattened form

下面以网格 1 为例说明展平过程。

先按已知产状 (α , β) 计算出平行 x 、 y 轴岩层面实际边长 oa'' 及 ob'' (图 3b 所示)

$$\overline{oa''} = \frac{\overline{oa'}}{\cos \alpha}, \quad \overline{ob''} = \frac{\overline{ob'}}{\cos \beta}$$

再由应变测量给出的相应线应变 ϵ_x 及 ϵ_y , 确定相应的初始长度 $\overline{oa}$ 及 $\overline{ob}$:

$$\left. \begin{aligned} \overline{oa} &= \frac{\overline{oa'}}{1+\epsilon_x} = \frac{\overline{oa'}}{(1+\epsilon_x) \cos \alpha} \\ \overline{ob} &= \frac{\overline{ob''}}{1+\epsilon_y} = \frac{\overline{ob'}}{(1+\epsilon_y) \cos \beta} \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

分别以 $oa (=bc)$ 及 $ob (=ac)$ 为边长的四边形就是网格 1 展平后的结果。但需进行连续性处理, 这是因为各网格中的岩层产状及线应变各不相同, 相邻网格均有各自的边长, 因而出现公共边长度不等的情况, 如网格 1 与 2 各自给出 $\overline{ac}$, 然而, 变形前是连续的, 为满足这一条件, 公共边长度由相邻网格计算值用内插方法确定。

可以证明, 当网格划分得愈小时, 就愈接近准确值。随着计算机的迅速发展, 该方法具有良好的运用前景。

对于断层及简单变形的非褶皱区而言, 前者需要查明断层的性质及断距, 根据两盘相对位移的方向与距离直接复原。后者可视为褶皱展平的一种特殊情形, 利用 (10) 式并令式中的 α 及 β 为零即可。

四、几点说明

1. 资料点位的校正

在近代岩相古地理研究中, 借助对岩相、古生态及沉积环境与沉积厚度等方面的深入研究, 编制相应的图件, 提出各种沉积模式, 以阐明古沉积盆地的形成环境; 揭示地壳升降运动、古生物演化的历史, 达到正确认识地史过程的目的。但是, 这些资料是通过在现位现态有关观测点上的观察取得的, 而这些点的点位并非原位。换言之, 建立在现位现态有关资料综合分析基础上的规律、结论不可能反应古沉积盆地形成过程中的客观规律, 有必要进行校正。例如, 在某一观测点上, 尽管用最新的沉积学理论断定了水流指向, 但因该点位置业已变动, 实际水流方向并非如此。

资料点位校正的方法是: 在褶皱的展平复原过程中随同相应移动到原位。假定图 3b 中的 c' 点为资料点之一, 随同复原后应在 c 点所示位置。再如图 1 中的 B' 点其原位在 B 处, 而不在现位的 B' 处, 若不校正, 势必歪曲了初始沉积中心所在位置。只有当资料点位进行校正后, 在古地理位态及初始厚度复原的基础上, 按现有古地理研究方法编制的一系列图件才有可能揭示地质演化的客观规律。

2. 基准线选择的任意性

选择基准线的目的是扣除刚体运动, 分析相对位移。选择不同的基准线, 只是所恢复的原态在整体位置上有所不同, 恢复的原态是相同的。例如图 1 中的 $B'C'$ 所示, 当选定 B' 点固定不动时, 其相对形态如虚线所示, 若选定 C' 点固定, 其形态相同, 只是整体位置发生了变化。由上说明, 在确定原态时, 基准线的选择是任意的, 视方便而定。

3. 古地理复原与构造成因无关

古地理复原是通过研究因构造运动引起的整体位移与相对位移来实现的, 它与地质体在空间的展布形态及变形有关。这种变形或位移究竟是何种成因, 对古地理复原并不那么重要, 严格说来与此无关。如图 3b 中的 o 点及 a 点, 变形后, a 点移至 a' 点, oa 两点的间距缩短了, 但这种缩短可以是沿 x 方向压缩, 也可以是沿 y 方向的拉伸, 或者是上述二者的共

同作用均可形成这种结果, 无论何种成因, 从留存的变形完全可以唯一的确定它们的初始位置。因此, 当能确切的知道各点应变状态时, 地质体的复原不依赖于其构造成因的研究。相反, 在古地理复原后, 经对构造运动的反演, 有可能从多解的构造成因中鉴别出逼近客观实际的构造成因。

另需说明, 因自然剥蚀或构造剥蚀之故, 在剥蚀边界不能确切知道的条件下, 其复原后的古沉积盆地小于初始形成时的展布范围。由于剥蚀速度方面的差异, 边界形态必定受其影响, 也不一定是复原后的样式。

本文主要就恢复古地理原态及初始沉积厚度的基本原理与方法进行了初步总结。尽管尚不成熟, 甚至有许多问题值得进一步探索, 但完全有理由认为, 它是岩相古地理研究中的重要组成部分, 是对古地理研究必不可少的补充与完善。用本文原理与方法剖析以往研究成果, 作者深信必然会有所启发, 并会对地质历史产生新的认识。

主要参考文献

- 乔秀夫、马丽芳、张嘉民, 1988, 中国前寒武纪古地理格局, 地质学报, 4 期 p. 290—300。
章泽军, 1987, 用有限应变测量恢复地层初始厚度的一种近似计算方法, 地质论评, 33 卷, 6 期 p. 563—570。
章泽军、鲍世聪、曹树钊, 1988, 用有限应变测量方法恢复地层初始厚度——北京西山中寒武统初始厚度的计算, 现代地质, 2 卷, 4 期 p. 411—419。
章泽军, 1989, 岩相古地理研究中的有限变形分析——北京西山中寒武世古地理原态的研究, 地球科学 (纪念李四光教授诞辰一百周年增刊) p. 113—120

APPLICATIONS OF PRINCIPLES AND METHODS OF LIMITED DEFORMATIONAL ANALYSIS TO PALAEOGEOGRAPHIC RECONSTRUCTION

Zhang Zejun

(China University of Geosciences, Wuhan)

Abstract

It is possible to restore the distorted palaeogeographic outline and to reveal the entire processes including the depression and filling of an ancient sedimentary basin and palaeoecologic evolution by means of the adjustment of the location of the measured sections and the observed sites of sedimentary facies and palaeoecology according to the principles and methods proposed by the author in this paper. The palaeogeographic reconstruction is believed to have no bearings on the mechanism for tectonic deformation. However, the potential genesis of the tectonic deformation may be identified with the aid of the tentative methods to inverse tectonically deformed sequences.