古构造应力场反演的理论与实践 ——基于断层滑动矢量分析

陈鹏,施炜 中国地质科学院地质力学研究所,北京,100081

内容提要: 古构造应力场恢复是重建区域地质演化历史的重要手段之一。断层作为地壳浅表发育的脆性变形构造,为恢复古构造应力场提供了重要地质条件。关于利用断层滑动矢量反演古构造应力场,前人进行了长期探索。目前其相关理论基础、研究方法与实际应用均取得重要进展。在断层滑动矢量反演古构造应力场的理论方面,改进的安德森模式描述了在发育先存薄弱带的情况下断层形成与演化的规律,克服了安德森模式只适用于均匀变形域的理论局限性;在研究方法方面,突破了在沉积盆地内部变形相对单一的限制,在造山带前陆或者叠加褶皱区等复杂变形区有效地开展了相关研究,并通过断层相关褶皱与同褶皱变形的滑动矢量分析,厘定出同造山作用的古构造应力场。这一方法在大巴山造山带强变形区得到了有效应用,为探讨其构造演化提供了基础。

关键词:古构造应力场;断层滑动矢量;脆性变形;改进的安德森模式;大巴山造山带

古构造应力场恢复是分析区域地质演化历史和 构建地质演化模型的重要手段,是构造地质学研究 的一个重要方面。地壳在某一特定的演化阶段,构 造应力场是相对统一的,其主压 应力方位 基本保 持不变。因此,可以通过多种地质方法反演古构造 应力场方位,并利用应力场转换来重建某一地区构 造演化历史。目前,常用的古构造应力场重建方法 主要是通过统计分析构造形迹的走向和夹角,来判 断主压应力或张应力方向。如张裂隙走向指示最大 主压应力方向,初始共轭节理的夹角平分线方向指 示最大主压应力方向,垂直纵弯褶皱轴面的方向指 示最大主压应力方向等,这些方法大多是定性或半 定量的(万天丰,1988;乐光禹等,1996; Shi Wei et al., 2013a, b)。其中利用 共轭节理确定古构造应 力场方向是较为常用的方法,在构造应力场反演中 得到了有效的运用(万天丰,1988;张泓等,1996;刘 顺等,2005;刘树根等,2006)。但多期次古构造应 力场的叠加使得共轭节理的分期和配套往往不易判 断,或者受露头条件限制以及在地层强烈变形区,难 以区分平面 X 型共轭节理和剖面 X 型共轭节理,导 致野外工作中节理的分期和配套具有多解性,影响 构造应力场分析结果的可靠性。为此,一些研究者 利用数值模拟、岩石磁组构、遥感图像、显微构造等 方法来恢复古构造应力场,取得了一定进步(曾佐 勋等,1992;曾联波和漆家福,2008;Yang Wunian et al., 1997; Passchier and Trouw, 2005)。实际上,区 域最大主应力方向基本上就是地块的运动方向、板 块内部的缩短方向以及裂谷的走向,最小主压应力 方向就是板块内部的拉张方向。因此,也可采用沉 积相带、沉积等厚线、火山岩带(岩脉带)等特征来 辅助确定区域应力方向(万天丰,1988)。近二三十 年来,国际上在利用断层滑动矢量反演古构造应力 场方面取得了重要进展,该方法主要是通过统计分 析断层擦痕数据来恢复古构造应力场,进而构建上 地壳尺度的区域演化模型(Angelier, 1984, 1989; Yin and Ranalli, 1993; Gapais et al., 2000; Kaven et al., 2011; Ratschbacher et al., 2003)。然而,这一 方法在我国的构造地质研究中的应用仍然十分有限 (Zhang et al., 2003), 是亟需加强的部分。近年来, 这一方法不仅在沉积盆地 这种构造相对稳定、变形 相对较弱区域得到了有效运用(Zhang Yueqiao et al., 2003; Li Jianhua et al., 2013), 而且, 在造山带 及其前陆的复杂变形区也得到了有效运用(Shi Wei et al., 2012, 2013a, b; Li Jianhua et al., 2014).

注:本文为国家自然科学基金资助项目(编号41172184)的成果。

收稿日期:2014-08-06;改回日期:2015-04-11。责任编辑:章雨旭。Doi: 10.16509/j.georeview.2015.03.007

作者简介:陈鹏,男,1990年生。硕士研究生,构造地质学专业;Email:pengchen1208@ sina. cn。通讯作者:施炜,男,1971年生。副研究员,构造地质学专业,主要从事中、新生代构造研究。Email:shiweinmg@163.com。



图 1 Anderson 断层模式(据 Anderson, 1951 修改) Fig 1 Anderson fault model (after Anderson, 1951)

因此,针对近年来断层滑动矢量反演古构造应力场 所取得的进展,本文系统总结了其相关的理论、方法 与应用,并针对存在的问题进行讨论与分析,期望推 动该方法在国内得到广泛的应用。

1 古构造应力场反演理论

长期以来,基于材料力学库仑—摩尔准则诞生的 Anderson 断层模式—直被认为是脆性断裂最基本、最重要的力学模型。该模式限定正断层倾角大于 45°,逆断层倾角小于 45°,共轭剪切面的锐夹角面对主压应力 σ_1 的方向(图 1; Anderson, 1951)。然而,自然界断层并非如此简单,随着大量构造观测分析工作的不断深入,这一断层模式受到越来越多的质疑(Bott, 1959; Davis and Coney, 1979; Sibson et al., 1988; Morley et al., 2004; Tong Hengmao., 2011; Tong Hengmao et al., 2014)。 Anderson 模式作为恢复古构造应力场的传统理论基 础,主要适用于连续均匀介质的脆弹性变形域。新 生断层是岩体承受的剪应力超过其抗剪强度而发生 剪切破裂的结果,符合库伦一摩尔准则,其数学表达 式为 $\tau_n = C + \mu \sigma_n$,表明岩石必须克服内聚力 C 和内 摩擦力 $\mu\sigma_n$ 才能发生破裂而形成断层(图 2a)。实 际上,自然界绝大多数地质体的变形都属于非均匀 变形, Anderson 模式并不符合先存构造面上滑动的 断层作用 (Morley, 1999; Morley et al., 2004), 而 且与野外经常观测到的斜向滑动现象也不相匹配 (Reches, 1978; Krantz, 1988)。在许多情况下,所 观察到的断层滑动通常都是在先存断层或薄弱面经 历过旋转或倾斜后发生的,或者是经历过多次的构 造叠加, 使得这种脆性构造更具复杂性, 所以这种 情况用 Anderson 模式已经很难解释了(张仲培等, 2004)。已有研究表明,先存断层在力学机理上表 现一为薄弱面,其抗剪强度接近于0,基本可以忽略 不计,符合摩擦滑动律,其数学表达式为 $\tau_n = \mu_i \sigma_n$



图 2 (a) 新生断裂与先存断裂再活动的破裂曲线; (b) 标准化摩尔破裂包络线与先存断层活动线和先存薄弱带破裂线 (据童亨茂等,2011 修改)

Fig. 2 (a) Fracture curves of newly formed fault and preexisting fault reactivation; (b) Standardized moore fracture envelop and reactivation curve of preexisting fault and fracture curves of preexisting weakness (After Tong Hengmao et al., 2011)

(Byerlee, 1978),这说明如果先存断层再次活动,只 需克服沿断层面的内摩擦力即可(图2a)。也就是 说,只需要更小的差应力 $\sigma_1 - \sigma_3$ (保持 σ_3 不变, σ_1 减小,相当于应力莫尔圆左移),就可使先存断层重 新活动。这从力学原理上解释了继承性断层在自然 界普遍存在的原因,同时也是沉积盆地变形 往往受 挖于基底先存断裂的根本原因。在此基础上,童亨 茂等(2011,2014)提出"先存薄弱带破裂线"的概 念,并表示为 $\tau_n = C_w + \mu_w \sigma_n (C_w < C, C)$ 为围岩的抗 剪强度),其中 C_{w} 为先存薄弱带的抗剪强度, μ_{w} 为先 存薄弱带的内摩擦系数。 C_{x} 增大,薄弱带破裂线向 破裂包络线靠拢; C_w减小, 薄弱带破裂线向断层活 动线靠拢,因此,破裂包络线和先存断裂活动线构成 先存薄弱带破裂线的两个端元(图 2b)。位于破裂 包络线和先存断裂活动线之间的区域先存断层可重 新活动,在破裂包络线和先存薄弱带破裂线之间的 区域(图 2b 深色区域),产状符合一定条件的薄弱 带可产生新的断层;在先存薄弱带破裂线之下的区 域,任何产状的薄弱带都不能产生新的断层(图 2b) 。这就为分析在任何方向上发生的脆弱面活动或断 层复活作用过程提供了理论支持。

由于内聚力的减小或丧失,岩石的抗剪强度减 弱,先存薄弱带或先存断层重新活动变得更加容易, 所以在薄弱带附近往往会出现许多平行或近平行于 先存主断层的次级断裂。通过物理模拟,依据断层 形成和发展的不同特征,童亨茂等(2014)将其分为 三种类型:先存断层复活的、与先存薄弱带相关的、 与先存薄弱带无关的。前两者断层往往平行于或近 似平行于(±10°)先存断层面形成,受控于局部应 力场:与先存断层无关的同区域构造线方向相一致, 受控于区域应力场(Tong Hengmao et al., 2014)。 在这种情况下,能够确定断层滑动方向的方法就是 基于断层滑动矢量分析的断层滑动数据反演技术。 这一反演方法 是在基于 Wallace—Bott 假设之上展 开的,即"断层滑动面的运动方向平行于该断层面 最大剪切应力方向"(Wallace, 1951; Bott, 1959; Angelier, 1984)。在此需要强调的是, 过地质体内 某一点的所有截面中,其最大剪应力一定在α=45° (α) 为截面法线与最大主应力 σ_1 的夹角)的时候取 得最大值(图 2a 点 A、C),其值等于应力莫尔圆半 径,然而该截面并不是岩石开始发生破裂时所在的 截面,当破裂曲线与莫尔圆相切时岩石才开始发生 破裂(图 2a 点 B、D),此时对应的剪应力小于最大 剪应力。对于同一期构造应力场来说,无论对于首 次破裂还是先存断裂的复活,图2a 莫尔圆 B→A(首 次破裂)和 D→C(先存断裂复活)所在范围均是岩 石破裂或重新活动的有效区间,相应的最大剪应力 矢量(大小和方向)也是变化的,而非一个定值。当 然,对于不同期次构造应力场来说,岩石破裂或重新 活动(B→D)时所在破裂面对应的最大剪应力也是 变化的。但在这两种情况下,断层滑动矢量的变化 始终是断层面上最大剪应力变化的忠实"记录",平 行于相应时期断层面最大剪切应力方向,所以这一 方法既适用于新生断层,又适用于复活的老断层 (朱光等,2011)。从这个假设出发,断层面上的每 一组擦痕线理必然与唯一的最大剪应力方向相对 应,理论上说,滑动矢量s与剪应力矢量 τ 之间的夹 角为零。然而,由于应力场的局部变化(应力扰 动)、岩石能干性的差异、断层面的凹凸以及野外测 量的误差等诸多因素,常常造成擦痕线理方向的偏 离。实际上,对所有的断层滑动面来说,滑动矢量s 很少完全平行于剪应力矢量 τ。对于一组具体的擦 痕线理来说,我们反演的方向就是寻找一个简化的 应力张量T,使得剪应力矢量 τ 与滑动矢量s之间 的夹角 φ 最小,设剪应力矢量 τ 与滑动矢量s的单 位矢量分别为 τ_1 和 s_1 ,即使函数 $\varphi = \arccos(\tau_1 \cdot s_1)$ 最小。同样,对于大量的滑动数据,我们的目的是使 函数 $\varphi_{\pm} = \sum \arccos(\tau_1 \cdot s_1)$ 最小。因此, 我们所寻 找的是产生所有这些断层滑动数据的一个平均应力 方向。在自然条件下,三轴主压 应力大小的绝对值 很难获得,而通过 $R(R = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3)$ 可以获得 3个主压应力值的相对大小,表现在应力椭球体的 "胖瘦"变化上。这样一来,就将三维空间中地质体 的应力状态(三轴主应力大小和方向6个未知量) 转变为求解4个未知数(三轴主压 应力方向和应力 椭球系数 R),理论上说,只需要测量 4 组断层滑动 数据即可反演古构造应力状态。但由于地质情况的 复杂性,我们得出的只是古构造应力场的一个平均 方位,为了最大限度的逼近真实状态,从统计意义上 讲,测量的断层滑动数据越多,对古应力场恢复的约 束越严谨。在这个假设前提之下,利用断层滑动矢 量求解古应力状态,需要满足下列条件:

(1)区域应力场在一定时间内保持不变;

(2) 岩石介质各向均一;

(3) 断裂之间不产生相互干涉;

假设条件之一,地壳在某一特定的演化阶段,其 主应力方向可以认为保持不变,具有相对的稳定性。 假设条件之二、之三针对岩石首次破裂是完全没有 问题的,这两个假设也相当于 Anderson 模式的假设 (Anderson 模式适用于岩石首次破裂)。上文关于 先存断裂和先存薄弱带的分析表明,针对假设条件 之二"变形介质各向均一",如果在有先存薄弱带发 育的情况下(先存断裂是先存薄弱带的一个端元), 这一假设不成立。但事实上,先存薄弱带的存在,只 是使其更加容易活动,其本质是岩石内聚力的减小, 改变了迫使其重新破裂的最小主应力(破裂下限) 的 大小,而没有改变区域主应力 的方位。对于假 设条件之三"断裂之间不产生相互干涉",在沿先存 断裂和先存薄弱带重新滑动的情况下,则会形成局 部应力场的扰动,进而影响后续断裂的形成。但应 力场的扰动只是使地质体中某些部位产生新的破裂 变得更加容易,而某些部位则变得更加困难,其实质 是局部应力场大小的改变,而宏观区域应力场方向 受控于板块或微陆块的运动方向,在一定时间内是 基本保持不变的(Fossen, 2010)。因此,利用断层 滑动矢量恢复古构造应力场在理论上是可行的,其 实质就是利用大量已知的断层滑动方向和性质,去 确定形成这些断层的一个与实际情况最为接近的古 应力状态。

2 利用断层滑动矢量恢复古构造 应力场的反演方法

构造应力场反演主要包括野外断层滑动数据观 测与室内数据处理分析两个步骤。

2.1 数据观测

在地质时代确定的地(岩)层内,寻找露头良 好、发育擦痕的断裂面,进行断层几何学和运动学的 详细观测和分析,系统测量断层滑动面和滑动矢量 的产状,并用各种构造标志判断断层运动方向。同 时,对观测点的地质资料,如岩性、岩层产状、层序正 倒、变形特征等,要进行详细描述,便于对擦痕的成 因及应力状态做辅助分析。

具体观测内容包括断层产状(走向、倾角、倾 向)和擦痕构造要素(侧伏向、侧伏角、滑动方向), 其中难度较大的是擦痕滑动方向的判断,目前主要 有以下几种判别标志:①砾石拖尾及砾石挤入,砾 石从头到尾指示运动方向;②压沟和擦沟槽,从深 到浅方向指示运动方向;③阶步,在断层滑动面上 常有与擦痕直交的微细陡坎,一般面向对盘的运动 方向;④反阶步,从磨光面到挤压破碎阶坡到磨光 面,挤压破碎阶坡有反向突出弧形包头,砾石有挤 压、嵌入特征;⑤方解石或白云石生长膜,从薄到厚 的阶坡断口指示对盘运动方向;⑥ 灰岩中溶蚀插入 针状擦痕,从头到根的方向指示对盘运动方向,针头 指示本盘动向;⑦ 插入面,从浅到深面的方向指示 运动方向,露头线为反向凸弧;⑧ 硅质、石英压碎 膜,从厚到薄的无阶步断口;⑨ 石英或方解石脉形 成的羽状节理;⑩ 地层、石英或方解石脉的错移等。 除上述断层面上留下的各种构造变形痕迹外,标志 层的错动、牵引构造、两盘地层的相对新老关系等宏 观现象也是判断断层性质的主要依据。

2.2 数据分析

在野外断层滑动矢量测量的基础上,室内利用 计算机程序进行数据计算、统计和分析。对野外每 个观测点的数据分别计算,获得各自的古构造应力 场。目前,国际上已有多个反演软件,如法国 fault 程序、美国 faultkin、德国 Stereo、澳大利亚 SpheriStat、 加拿大 Myfault 等等。数据处理分析过程中,每个观 测点在理论上,要求至少测量4条不同方向断层滑 动矢量数据,才能反演断层活动的应力状态。在野 外初步分期配套的基础上,完成每个观测点数据分 期工作,将同期构造数据归为一个数据组,然后将同 期的断层擦痕测量数据按照计算机程序格式要求输 入计算机,建立不同的数据库文件。分别计算各点 各期的应力场状态,获得该观测点的各期构造应力 场。通过程序计算后,可得到某点应力状态的4个 参数:3个主压应力轴的方向和应力椭球系数 R 值 (Sperner et al., 1993, 1975)。R 值定义为:

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$$

理论上讲,*R* 值在 0~1 之间变化。*R* = 0($\sigma_1 > \sigma_2$ = σ_3)表明该点处于单轴挤压状态, R = 1($\sigma_1 = \sigma_2$ > σ_3)表明处于单轴拉伸状态。R = 0.5,即 σ_2 为 σ_1 和 σ_3 的算术平均值,此时与平面应变相一致。当R值 大于1或小于0时,表明所测量的断层擦痕数据与 计算结果不配套,需要对野外的初步数据配套进行 检验,提高资料准确度。通过对2791个断层滑动数 据的计算,得出其平均R=0.39,高R值相对缺乏,R<0.5 的趋势非常明显,这暗示在上地壳部分平面 应变比单轴挤压和单轴拉伸更为普遍(Lisle et al., 2006)。这一点是容易理解的,因为R值越小,即差 应力 $\sigma_1 - \sigma_3$ 越大, 对形成断层越有利 (Fossen, 2010),其所引起的形状改变越明显,变形越强烈。 另外一个重要参数是理论计算的最大剪切应力方向 和实际测量的断层滑动方向之间的误差(τ , s),这 个夹角的最小化是开展断层矢量古应力反演的物理



图 3 滑动矢量的构造解析方法(据 Shi Wei et al., 2015 修改,评审中): (a)原生节理面 滑动形成的平行层理擦痕;(b)层间滑动形成的垂直褶皱走向擦痕

Fig. 3 Structural analysis methods of fault slip vector (after Shi Wei et al., 2015, in review):(a) Folding and striae parallel to bedding;(b) folding and striae resulting from sliding between bedding planes

基础。按照 Wallace—Bott 假设,该夹角为零,但实际上总存在一定误差。通常情况下,该夹角小于20°,计算结果视为可以接受。如果大于20°,则需要考虑存在多期变形叠加的干扰(图3)。

一个区域构造变形往往都是多期次的,单个野 外观测点往往会获得多期次的古构造应力场。因此 需要运用多种方法仔细厘定各期次构造应力场的先 后序列。一些研究者利用不同算法,通过计算机运 算来识别古构造应力场期次,如采用计算量巨大的 网络搜索法来处理多期断层擦痕数据(Hardcastle and Hills, 1991),但该方法没有充分考虑到应力解 域的不同划分对计算结果的影响。Nemcok 等 (1999)采用传统的聚类分析方法找出各期断层擦 痕数据,并由此计算反演古构造应力场。单叶华等 (2003)等提出利用模糊线性聚类法来识别多期断 层擦痕向量的线性结构,具有自动、直接、有效,且计 算量较小的优点。而 Liesa 和 Lisle 通过测试多种计 算机自动分类的方法,指出完全自动的分类程序存 在很大的不合理性(Liesa and Lisle, 2004)。谢富仁 等(1999)结合野外观测,通过构造应力分期的计算 方法,获得了第四纪构造应力场和晚第三纪以来的 地壳形变分析结果,较好地解释了青藏高原北、东边 缘自中新世中晚期以来的地壳动力学演化特征。

目前比较可行的古构造应力场期次划分的主要 方法是,通过构造筛分法建立构造应力场的演化序 列。该方法要求断层活动影响的地层序列清楚,首 先需要确定断层活动影响的最新地层,然后逐步筛 分,层层剥离。如在确定发生于第四纪断裂活动的 构造应力场之后,再分析新近纪、古近纪地层内的断 层活动特征,确定发生于新近纪、古近纪地层内的断 层活动特征,确定发生于新近纪、古近纪之后的构造 应力场。以此类推,层层深入,逐步筛选,就可以确 定发生于各不同时代断裂活动的应力状态,从而建 立一个连续的、完整的构造应力场演化序列。但运 用这一方法构建应力场演化序列时,往往在区域构 造演化基础上,综合一些其它直接的证据进行构造 筛分,如擦痕构造的相互切割关系、不同性质断层的 交切关系、同沉积构造等等,才能获得比较可靠的构 造应力场演化序列。

2.3 复杂变形区古构造应力场恢复方法

——以大巴山造山带为例

已有研究表明,断层滑动矢量反演古构造应力 场的方法,在脆性变形领域和变形较弱的地区,是行 之有效的(Zhang Yueqiao et al., 2003)。当然,利 用断层滑动矢量进行古应力场研究,往往需要与地 层序列和区域构造演化事件有机结合,这种分析方 法的结合常称为构造一地层分析法,最适用于沉积 盆地这种构造相对稳定、变形相对较弱区域(Zhang Yueqiao et al., 2003; 施炜等, Li Jianhua et al., 2014)。而复杂构造变形区,尤其是造山带及其前 陆,由于其褶皱、断裂异常发育,存在多期强烈变形 叠加,既有脆性变形,也有韧性变形,其构造应力场 恢复难度较大。对于其韧性变形,目前比较有效的 方法是采用拉伸线理的观测分析恢复构造应力场, 同时结合同构造变形矿物的年代学测试,确定构造 应力场的时代和期次(Ratschbacher et al., 2000, 2003; Enkelmann et al., 2006)。

但是造山带前陆作为复杂脆韧性变形区,构造 应力场反演明显不同于造山带内部韧性变形区,也 不同于沉积盆地内部脆性变形区。以大巴山造山带 前陆为例,除通过褶皱构造解析定性地判断其构造 应力场主压应力方位外(Shi Wei et al., 2013a, b), 还可以测量同褶皱变形的擦痕构造反演构造应力场 (施炜等,2007;Shi Wei et al., 2012)。

目前,同褶皱变形的擦痕构造主要有以下几种:

(1)发育在节理面上且平行层理的擦痕,这种 擦痕构造一般反映地壳最初的构造缩短变形。但往 往由于后期构造作用,导致在地层褶皱变形的同时, 擦痕构造在空间上发生变位(图4a)。故在计算初 始古构造应力场时,首先必须利用地层产状将地层 旋转为原始水平状态后,才能获得原始擦痕的产状, 然后再进行数据分析,反演该点最初构造应力场 (图4a)。

(2)发育于岩层面且与褶皱枢纽近垂直的擦 痕,地壳受挤压缩短时,能干性不一致的岩层往往沿 其层理面发生层间相对滑动,在层面上形成擦痕构 造(图4b)。所以可以通过测量与分析层面上与褶 皱走向近垂直的擦痕,获得控制地层褶皱变形时的 古构造应力场(施炜等,2007; Shi Wei et al., 2012)。但这一方法仅限于褶皱变形相对简单,褶 皱未倒转,且近似于等斜褶皱(施炜等,2007)。

(3)褶皱相关断层擦痕,褶皱表现为岩石的连续韧性变形,断层是岩石在地壳表层不连续的破裂构造,但两者常常出现在同一地区或同一构造单元内。岩石沿着断面滑动可以转变为多种类型的褶皱,形成断层相关褶皱,褶皱发育过程中在枢纽带、背斜顶部也可以形成次级断层。在大巴山前陆西段,可见露头尺度的中侏罗统千佛崖组砂岩中发育断层相关褶皱,其褶皱轴面产状227°/80°,枢纽产状327°/25°,表明其褶皱变形受控于 NE—SW 向挤压作用。对其同褶皱变形的擦痕构造观测分析,同

样获得 NE-SW 向构造挤压应力场(图4a-b)。

(4) 断坪—断坡构造, 断坪—断坡构造在发育 过程中, 断坪在其滑动部位往往会发育与地层缩短 相一致的擦痕构造,这些擦痕构造所指示的构造应 力场控制了地层缩短变形。在大巴山前陆西段晚三 叠世须家河组粉砂岩发育断坪 - 断坡构造, 其滑动 面上发育一组逆冲性质的擦痕, 指示 NE—SW 向构 造挤压作用(图4c—e)。

3 问题与讨论

利用断层擦痕数据反演构造应力场是目前恢复 古构造应力场最为有效而广泛使用的方法(朱光 等,2011),断层滑动分析的真正难点不在于数学或 物理上的问题,而在于这种方法的实际应用。在具 体运用时,各个环节如野外数据采集、室内数据处 理、应力期次划分等都需要谨慎处理。在野外观测 断层滑动矢量时,理论上说实测擦痕数是越多越好, 但前提是每一个数据必须要有正确的"归属"。也 就是说,这一个滑动数据确实是由相应的这一期区 域应力场所形成的,但由于受野外露头条件或个人 判断能力的差异,往往不可避免地把本不是一期的 数据放在了一起处理(室内处理过程中可以部分调 整),造成反演结果的误差或错误。从某种意义上 来说,实测的数据越多,把本不是同期的数据混在一 起的可能性越大,但在野外观测和室内处理过程中, 这些问题基本上是可以克服的。Orife and Lisle 通 过对断层滑动数据的离散程度和可靠性分析,强调 了数据规模大小的重要性,认为少于8组数据的反 演结果是不可靠的,在进行区域应力分析时至少要 有 20 组数据(Orife and Lisle, 2006)。所以,野外要 仔细观察断层面和擦痕线理的方位变化,对具有明 显优势方位的擦痕进行重点观测,方向差别明显的 考虑作为另一期应力场进行处理。来源于不同构造 单元的数据一定要谨慎把握,切不能用 A 单元的数 据去解释 B 单元的现象,或者仅仅用一个地方的数 据去判断更大尺度的构造特征,这就涉及到另一个 我们必须认真考虑的问题,即野外实测数据反映的 是区域应力场还是局部应力场? 二者如何区分? 在 这里,我们应该以大尺度的地质格架来限定不同的 次级构造单元,同一构造单元为"一个区域",比如 说一个盆地、一个造山带的前陆部分等。在同一构 造单元内,同一期构造应力场在该区域范围内,无论 是从其作用形式上,还是在发生时间上应该具有相 对稳定性和一致性,即时空"唯一性"。在模拟岩石





图 4 同褶皱变形的断层滑动矢量(据董树文等,2010,修改) Fig. 4 Fault slip vector of syn-folding (after Dong Shuwen et al., 2010)

(a)

(c)

F:58%75°

A

破裂的实验过程中,尽管破裂有先有后,但主断裂与 各次级断裂基本是在同时或稍有先后的情况下形成 的(Tong Hengmao et al., 2014),同样在地质实际 中,对同一期构造应力场来说,主断裂与各次级断裂 的形成亦不会有太大的时间间隔,而区域应力场在 一定时间内又可以认为是不变的,所以在各断裂形 成过程中区域应力场几乎是没有变化的,无论主断 裂还是各次级断裂,都是区域应力场的产物,其所反 演的应力场均是同一期区域应力场。笔者认为,之 所以有"主断裂"和"次级断裂"之分,就是因为岩石 的破裂范围为一个区间(详见上文分析),自然界对 地质体中的某一点施加了某一期应力场,在过该点 的所有截面中,只要相应的剪应力大于其抗剪强度 (图 2a 点 B、D 对应的剪应力),都可以形成破裂,断 面产状相对集中、具有明显优势方位的表现为"主 断裂",产状相对分散的表现为"次级断裂",其分布 特征可能符合正态分布。所以,除非有明显的叠加 关系,在同一个构造观测点,尽可能把各级断裂上的 数据作为一期处理。而且,就其本身而言,不同方向 的擦痕构造亦可能是同一期构造应力场在不同局部 应变分解的结果(Angelier, 1994),例如,大巴山造 山带在晚侏罗世一早白垩世处于区域性 NE-SW 向构造挤压作用下,但其前陆则表现为受局部应力 场控制,即其西段为近 E-W 向挤压,中段为 NE-SW 向挤压,而东段为近 N-S 向挤压(张岳桥等, 2009; Shi Wei et al., 2012, 2013)。或者是由于主压 应力方向的渐变以及岩石能干性的差异造成擦痕滑 动方向的局部偏离。野外工作中,经常可以见到擦 痕线理的弧形拐弯现象(有点类似于交错层理的前 积层),貌似表现为不同方向的滑动,但仔细观察可 以发现其在延伸方向上是连续的,并没有切错或被 切的迹象,此时要以该线理的平均产状为准。所以, 不能仅根据擦痕方位的差异,就贸然地划分出不同 的构造期次。此外,应注意识别和剔除由于冰川、 滑坡、地震等非构造应力产生的擦痕线理。在观测 擦痕叠加构造时,注意区分擦痕的叠置关系与相互 切割关系的区别,应以叠加擦痕之间的相互切割关 系为依据(图 5,据 Sperner and Zweigel, 2010),对 于多组断层,应仔细识别是共轭断层还是存在相互 切割关系。室内资料处理过程中,首先要基于野外 的初步分期,针对每一个构造测量点,将所有数据按 不同的应力场状态划分出次级序列,然后把不同序 列的数据导入计算机程序进行计算,分析数据之间 的相容性是否满足要求,其本质就是把不均一的断 层滑动数据分成对应多个应力张量的多组均一数据 体(Angelier, 1994)。划分出不同构造应力期次的 相对顺序后,必须确定每一期构造应力场的作用时 限,才能构建区域地质演化历史。所以,必须将每一 期构造应力场置身于演化历史的进程之中,仔细斟 酌每一期构造应力场所产生的地质效应,包括岩石 变形、岩浆活动和沉积响应的变化,使其因、果之间 能够相互印证。野外工作中,要对可能记录断层活 动时代的地质现象进行仔细的观察和分析,这既包 括传统的地质学方法(与地层的切割关系、同沉积 断层、火山岩夹层等),也包括利用同位素地质年代 学方法来直接或间接确定断层活动的时代,如采集 同变形期的断层构造岩和岩脉以及与断层存在明确 侵入、切割、覆盖关系的侵入岩体和火山岩,利用合 适的矿物和定年方法来予以限定。



近二、三十年来,关于断层滑动数据反映的是应

图 5 两期断层滑动矢量叠置关系(据 Sperner and Zweigel, 2010) Fig. 5 Superposed relationship of two fault slip vector (Sperner and Zweigel, 2010)

变方位还是应力方位的问题一直争论不休 (Michael, 1984; Twiss et al., 1998; Angelier, 1994; Gapais et al., 2000)。笔者等一时也难以作 出定论,实际上,断层滑动矢量是断层运动学的数 据,可以说是应变方位,但应变是应力作用的结果, 某一方向的应变必然对应相应方向的应力作用,是 "果"与"因"之间的关系,二者密不可分,可能既是 应变方位的直接反映,也是应力方向的间接表现。 不同的构造层次有不同的变形特征,上地壳尺度主 要表现为脆性变形,可通过断层滑动矢量分析恢复 古构造应力场(Angelier, 1994; Zhang Yueqiao et al., 2003);而中一下地壳韧性变形域则可以利用 拉伸线理恢复古构造应力场(郑亚东和常志忠, 1985; Ratschbacher et al., 2000, 2003)。现有的研 究表明,同一期区域构造变形在地壳深部往往表现 为韧性剪切变形,同时地壳浅部则以脆性破裂为主, 如变质核杂岩和伸展穹窿构造(Li Jianhua et al., 2013)。由于后期强烈构造隆升,这两种性质迥异 的变形构造被剥露到地表,为恢复其古构造应力场 提供了条件。正如大巴山造山带内部基底韧性变形 与盖层的脆性变形均一致指示 NE—SW 向构造挤 压作用,且两者变形时代基本一致,均发生于中一晚 侏罗世(Shi Wei et al., 2012; 胡健民等, 2011)。所 以在复杂构造变形区,可以考虑韧性变形和脆性变 形相结合的方法来恢复古构造应力场。

4 结论

断层运动学理论的进展,为利用断层滑动矢量 恢复古构造应力场提供了可靠的理论依据。但由于 断层滑动矢量自身的复杂性,需要克服野外观测到 室内分析等一系列可能存在的问题,同时需要通过 大量的构造数据统计分析,并辅以其他地质方法相 互佐证,才可能恢复可靠的古构造应力场。目前该 方法除有效地应用于沉积盆地的构造分析中,也已 拓展到造山带前陆和叠加变形区等复杂变形区的构 造演化研究之中。

致谢:感谢评审专家和编辑部提出的宝贵意见。

参考文献 / References

- 董树文,施炜,张岳桥,胡健民,张忠义,李建华,武红岭,田蜜,陈虹, 武国立,李海龙.2010.大巴山晚中生代陆内造山构造应力场. 地球学报,31(6):769~780.
- 胡健民,孟庆任,陈虹,武国利,渠宏杰,高卫,陈文.2011. 秦岭造山带 内宁陕断裂带构造演化及其意义. 岩石学报,27(3):657~671.
- 刘顺,刘树根,李智武,雍自权,孙玮.2005.南大巴山褶断带西段中新

生代构造应力场的节理研究.成都理工大学学报(自然科学版),32(4):345~350.

- 刘树根,李智武,刘顺.2006.大巴山前陆盆地一冲断带的形成演化. 北京:地质出版社,1~248.
- 单业华,李志安,林舸.2003.自动识别多期断层擦痕的一种应力反演 算法.地球学报,24(2):181~186.
- 施炜,张岳桥,马寅生,刘刚,武丽.2006. 六盘山盆地形成和改造历史 及构造应力场演化.中国地质,33(5):1066~1074.
- 施炜,董树文,胡健民,张忠义,刘刚.2007.大巴山前陆西段叠加构造 变形分析及其应力场特征.地质学报,81(10):1315~1327.
- 童亨茂,蔡东升,吴永平,李晓光,李绪深,孟令箭.2011.非均匀变形 域中先存构造活动性的判定.中国科学:地球科学,41(2):158 ~168.
- 万天丰.1982.关于共轭断裂剪切角的讨论.地质论评,30(2):106~113.
- 万天丰.1988.构造应力场.北京:地质出版社.
- 谢富仁,张世民,窦素芹,崔效锋,舒塞兵.1999. 青藏高原北、东边缘 第四纪构造应力场演化特征. 地震学报,21(5):502~512.
- 乐光禹,杜思清,黄继钧,杨武年.1996.构造复合联合原理:川黔构造 组合叠加分析.成都:成都科技大学出版社.
- 朱光,朴学峰,张力,张必龙,陈印,胡召齐. 2011. 合肥盆地伸展方向 的演变及其动力学机制. 地质论评,75 (2):153~166.
- 张泓. 1996. 鄂尔多斯盆地中新生代构造应力场. 华北地质矿产杂志,11(1):87~92.
- 张仲培,王清晨.2004. 断层滑动分析与古应力恢复研究综述. 地球 科学进展,19(4):605~613.
- 曾佐勋,刘立林.1992.构造模拟. 武汉:中国地质大学出版社.
- 曾联波,漆家福.2008.利用岩石磁组构恢复沉积盆地古构造应力场 方法的探讨.石油实验地质,29(6):628~632.
- 郑亚东,常志忠.1985.岩石有限应变测量及韧性剪切带.北京:地质 出版社.
- Anderson E M. 1951. The Dynamics of Faulting (2nd Edition) . Edinburgh: Oliver and Boyd.
- Angelier J. 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. Journal of Geophysical Research; Solid Earth, 89(B7): 5835 ~ 5848.
- Angelier J. 1989. From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. Journal of Structural Geology, 11(1):37 ~ 50.
- Angelier J. 1994. Fault slip analysis and palaeostress reconstruction, Hancock PL, Continental deformation. Oxford:Pergamon Press, 53 ~ 100.
- Bott M H P. 1959. The mechanics of oblique slip faulting. Geological Magazine,96(02):109~117.
- By erlee J. 1978. Friction of rocks. Pure and applied Geophysics ,116:615 $\sim 626.$
- Davis G H, Coney P J. 1979. Geologic development of the Cordilleran metamorphic core complexes. Geology, $7(3):120 \sim 124$.
- Enkelmann E, Ratschbacher L, Jonckheere R, Nestler R, Fleischer M, Gloaguen R, Hacker B R, Zhang Y Q, Ma Y S. 2006. Cenozoic exhumation and deformation of northeastern Tibet and the Qinling: Is Tibetan lower crustal flow diverging around the Sichuan Basin? Geological Society of America Bulletin, 118(6):651~671.
- Fossen H. 2010. Structural Geology. New York: Cambridge University Press, 188 ~ 197.
- Gapais D, Cobbold P R, Bourgeois O, Rouby D, Urreiztieta M D. 2000. Tectonic significance of fault-slip data. Journal of Structural Geology, 22(7):881 ~ 888.
- Hardcastle K C, Hills L S. Brute3 and Select: Quickbasic 4 programs for

determination of stress tensor configurations and separation of heterogeneous populations of fault-slip data. Computers & Geosciences, 1991, 17(1):23 ~43.

- Krantz R W. 1988. Multiple fault sets and three-dimensional strain: theory and application. Journal of Structural Geology, 10(3):225 ~ 237.
- Kaven J O, Maerten F, Pollard D D. 2011. Mechanical analysis of fault slip data: Implications for paleostress analysis. Journal of Structural Geology, 33(2):78~91.
- Li Jianhua, Zhang Yueqiao, Dong Shuwen, Su Jinbao, Li Yong, Cui Jianjun, Shi Wei. 2013. The Hengshan low-angle normal fault zone: structural ang geochronological constraints on the Late Mesozoic crustal extension in South China. Tectonophysics, 606:97 ~115.
- Li Jianhua, Zhang Yueqiao, Dong Shuwen, Johnston S T. 2014. Cretaceous tectonic evolution of South China: A preliminary synthesis. Earth Science Reviews, 134:98 ~ 136.
- Lisle R J, Orife T O, Arlegui L, Liesa C, Srivastava D C. 2006. Favoured states of palaeostress in the Earth's crust: evidence from fault-slip data. Journal of Structural Geology,28 (6):1051 ~1066.
- Liesa C L, Lisle RJ,2004. Reliability of methods to separate stress tensors from heterogeneous fault-slip data. Journal of Structural Geology,26 (3):559 ~ 572.
- Michael A J. 1984. Determination of stress from fault-slip data; faults and folds. Journal of Geophysical Research, 89:11517 ~11526.
- Morley C K. 1999. How successful are analogue models in addressing the influence of pre-existing fabrics on rift structure? Journal of Structural Geology, 21(8):1267 ~ 1274.
- Morley C K, Haranya C, Phoosongsee W S. 2004. Activation of rift oblique and rift parallel pre-existing fabrics during extension and their effect on deformation style: examples from the rifts of Thailand. Journal of Structural Geology, 26(10):1803 ~1829.
- Nemcok M, Kov c D, Lisle R J. 1999. A stress inversion procedure for polyphase calcite twin and fault/slip data sets. Journal of Structural Geology, 21(6):597~611.
- Orife T, Lisle R J. 2006. Assessing the statistical significance of palaeostress estimates; simulations using random fault-slips. Journal of Structural Geology, 28(6):952 ~956.
- Passchier C W, Trouw A J. 2005. Microtectonics (2nd Edition). Berlin: Springer, 13 ~ 23.
- Ramsay J G. 1980. Shear zone geometry: a review. Journal of Structural Geology,2(1):83~99.
- Ratschbacher L, Hacker B R, Webb L E, Williams M, Ireland T, Dong S W, Calvert A, Chateigner D, Wenk H R. 2000. Exhumation of the ultrahigh-pressure continental crust in east central China: Cretaceous and Cenozoic unroofing and the Tan-Lu fault. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 105 (B6): 13303 ~ 13338.
- Ratschbacher L, Hacker B R, Calvert A, Webb L E, Grimmer J C, Mcwilliams M O, Ireland T, Dong S W, Hu J M. 2003. Tectonics of the Qinling (Central China) :tectonostratigraphy, geochronology and deformation history. Tectonophysics, 366(1):1~53.
- Reches Z. 1978. Analysis of faulting in three-dimensional strain field. Tectonophysics,47(1): 109 ~ 129.

- Sibson R H, Robert F, Poulsen K H. 1988. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold—quartz deposits. Geology, 16(6):551~555.
- Sperner B, Ratschbacher L, Ott R. 1993. Fault—striae analysis: a turbo pascal program package for graphical presentation and reduced stress tensor calculation. Computers & Geosciences, 19(9):1361~1388.
- Sperner B, Zweigel P. 2010. A plea for more caution in fault-slip analysis. Tectonophysics, 482(1): 29 ~41.
- Shi Wei, Zhang Yueqiao, Dong Shuwen, Wiesinger M, Ratschbacher L, Jonckheere R, Li Jianhua, Tian Mi, Chen Hong, Wu Guoli, Qu Hongjie, Ma Licheng, Li Hailong. 2012. Intra-continental Dabashan orocline, southwestern Qinling, central China. Journal of Asian Earth Sciences, 46:20~38.
- Shi Wei, Dong Shuwen, Li Jianhua, Tian Mi, Wu Guoli. 2013a. Formation of the Moping dome in the Xuefengshan orocline, central China and its tectonic significance. Acta Geologica Sinica (English Edition) 87:720 ~ 729.
- Shi Wei, Dong Shuwen, Ratschbacher L, Tian Mi, Li Jianhua, Wu Guoli. 2013b. Meso—Cenozoic tectonic evolution of the Dangyang Basin, north—central Yangtze craton, central China. International Geology Review, 55(3):382 ~ 396.
- Shi Wei, Zhang Yueqiao, Dong Shuwen, Huang Shiqi, Liu Yuan, Li Jianhua, Chen Hong. 2015. A typical large-scale superposed fold in the central South China: Implications for Mesozoic intracontinental deformation of the South China Block. Journal of Structural Geology (In review).
- Tong Hengmao. Yin An. 2011. Reactivation tendency analysis: A theory for predicting the temporal evolution of preexisting weakness under uniform stress state. Tectonophysics, 503(3):195 ~ 200.
- Tong Hengmao, Koyi H, Huang S, Zhao Haitao. 2014. The effect of multiple pre-existing weaknesses on formation and evolution of faults in extended sandbox models. Tectonophysics, 626(3):197 ~212.
- Twiss R J, Unruh J R. 1998. Analysis of fault slip inversions: do they constrain stress or strain rate? Journal of Geophysical Research, 103 (B6):12205 ~ 12222.
- Wallace R E. 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. Journal of Geology, 59:118 ~ 130.
- Wernicke B. 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province:nappe tectonics in an extending orogen. Nature, 291:645 ~648.
- Yang Wunian. 1997. Phase-separation analysis of remote sensing information fields, a new theory and method for determining regional tectonic stress fields. In: Mathematical geology and Geoinformatics: Proceedings of the 30th International Geological Congress, Beijing, China, 4 ~ 14, August, 25:43 ~ 52.
- Yin Z M, Ranalli G. 1993. Determination of tectonic stress field from fault slip data: toward a probabilistic model. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 98 (B7): 12165 ~ 12176.
- Zhang Yueqiao, Ma Yinsheng, Yang Nong, Shi Wei, Dong Shuwen. 2003. Cenozoic extensional stress evolution in North China. Journal of Geodynamics, 36(5):591~613.

Theory and Practice of Paleostress Field Inversion: Inferred from Fault Slip Vector Analysis

CHEN Peng, SHI Wei

Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100081

Abstract: A certain regional tectonic evolution history can be rebuilt by paleostress fields analyzing; faults usually occur in uppermost crust, and extremely useful structures to determine paleostress field in a certain region. In this paper, we give an overview of new advances of the paleostress field theory, methods and application in a complex structural belt, as testified by a case study. A modified Anderson model, which was originated from a traditional Coulomb—Mohr shear failure theory, proposes how a fault do form and develop along a pre-existing weakness zone (or pre-existing faults), providing the base to analyze fault structures. Additionally some progress was made in reconstructing the paleostress field in a certain orogenic belt, which can be rebuilt by synfolding striae measurement and analysis. Then we give a case study on the paleostress in the Dabashan orogen by this way, showing this method is effective to analyze the paleostress field.

Keywords: paleostress field; fault slip vector; brittle deformation; Anderson model; Daba Mountains

中国地质学会助力地质科技创新发展,加大科普力度, 打造精品科技期刊,举荐地学高端人才

随着政府职能转移,2015年开始,中国地质学会新增院 士候选人推荐(提名)工作和6所高等院校的专业认证工作。 中国地质学会秘书长朱立新表示,学会将以更积极的姿态和 更广阔的视野搭建服务地质科技工作者的平台,为推动地质 科技发展和人才进步,助力地质科技领域创新驱动发展。

(1)加强能力建设,提升学会社会化服务的综合能力。 切实做好学术交流,发挥地质科技创新和进步的引领支撑作用。坚持进军科技创新和经济建设主战场、成为国家创新体系重要组成部分的工作方向,围绕"创新驱动发展战略"、 "建设生态文明美丽中国"和"找矿突破战略行动"等主题, 针对地质科技发展形势和要求、地质找矿面临的机遇和问题,组织、引导地勘行业围绕资源、环境、减灾防灾、基础地质 理论、前沿研究课题、关键技术方法、地学信息化建设、成果 共享等重大问题,组织国内外学术交流,包括第二届中美地 质学会学术交流会、第八届世界华人地球科学学术交流会等 学术会议,扩大中国地质科学的国际影响,促进地质科技创 新要素与经济社会发展的对接,发挥好科技支撑引领作用。

(2)除中国科协、国土资源部及社会有关单位委托的科技咨询和科技服务工作外,2015年起,学会将承担起两项新的职能,即中国科学院、中国工程院院士候选人推荐(提名)和六所高等院校的专业认证。学会将积极、有序、稳妥地开展好承接政府转移职能工作,推动科技体制创新。

(3)扩大地学科普传播活动的影响,提高科普工作成效。加大科普工作力度,加快建设学会的科学传播专家库和 科学传播专家团队,加强地质科技知识宣传普及,让地质科 学更加贴近群众、造福群众。以"世界地球日"和"科学传播 专家团队"活动为抓手,积极组织开展宣讲、展览、咨询等系 列主题宣传活动,提高公众节约集约利用资源意识;积极扩 大首席科学传播专家及团队在科学传播和科普工作的影响 力,开展科普创作、科学传播,推动拓展地质科学科普工作, 提高公众对地学的认知度,促进公民科学素质建设目标的实 现。同时,进一步创新科普工作的形式,加强科普书籍的编 写和出版工作。

(4)巩固精品期刊优势,继续提升刊物的质量和水平。 《地质学报》(中文版)、《地质论评》要进一步转变办刊思路, 创新办刊机制,着力提升刊物的影响力。《地质学报》(英文版)争取实现国际影响综合因子排位新突破,提高期刊的国际影响力。更加重视和发挥科技期刊在学术交流中的主渠 道作用,以登载解决中国地学问题,特别是与资源、环境、灾 害和地质科技发展相关的重大基础科学问题为导向,为推动 地质科技创新、破解地学难题、充分发挥地质科技进步的引 领支撑作用作出新贡献。

(5)做好优秀人才、优秀地质成果的评选及举荐工作, 切实提高学会对科技人才的服务水平。以学会"黄汲清奖"、 "金银锤奖"、"金罗盘奖"、"双十成果奖"等品牌奖项为抓 手,进一步做好科技评价、科技人才评价和科技奖励等工作, 包括国土资源奖、国家科学技术奖、中国青年科技奖、中国青 年女科学家奖、光华工程科技奖等不同奖项的推荐工作,发 现和举荐更多更优秀的地质科技人 才,为优秀地质科技人 才脱颖而出创造条件,为推动地质科技发展和人才进步作出 贡献。 (据: http://www.geosociety.org.cn/? category

= bmV3cw = = &page = 3&catiegodry = NDcwNQ = =)