地　质　科　学
2018年10月　CHINESE JOURNAL OF GEOLOGY　53(4):1488—1498

DOI:10.12017/dzkx.2018.089

基于断层滑动数据古应力反演的影响因素及其误差分析*

林　逸　张长厚
(中国地质大学(北京)地球科学与资源学院 北京　100083)

摘　要　古构造应力场是构造动力学研究中的一个重要内容，且断层滑动数据古应力反演已经成为古构造应力场恢复研究中比较常用的重要方法之一。近年来，断层滑动数据古应力反演方法研究和应用取得了一系列重要进展，但有关反演结果的解释仍存歧义，反演结果的影响因素及其误差范围等并未得到深入研究与定量分析。本文总结指出，影响断层滑动数据古应力反演结果的主要因素包括变形体制、剪切破裂面类型、断层面的形态以及地质体内薄弱面的存在等。在此基础上，分别对新生断层和先存薄弱面滑动数据的古应力反演综合误差进行了定量分析。研究指出，在可以大致厘定变形体制或误差在允许范围内的前提下，将断层滑动数据反演结果解释为应力状态是合理可行的。各种因素导致的反演误差定量分析表明，同一期构造应力场形成的破裂面滑动数据的古应力方位反演误差最大不超过35°。换言之，在没有证据表明存在不同期次的应力作用情况下，主应力方位变化小于35°的应力状态，可以划归同一期应力场。

关键词　断层滑动数据　古应力反演　误差分析　分期配套
中图分类号：P542　　**文献标识码**：A　　**文章编号**：0563-5020(2018)04-1488-11

利用断层滑动数据，即断层面产状、擦痕产状和断层两盘相对运动方向，进行古构造应力场反演是构造动力学研究的重要内容之一。近年来，定量反演方法的日臻完善和相关计算机软件的推广，有力地促进了这方面研究工作的开展。源于单一断层或者共轭断层系统的古应力反演方法，也被拓展应用到复杂断层系统的古应力反演当中(Etchecopar et al.，1981；Nemcok and Lisle，1995；Yamaji，2000；Delvaux and Sperner，2003；单业华等，2003；Li et al.，2005；Sippel，2009；Shan et al.，2011；Yamaji and Sato，2012；Hansen，2013；Hansen et al.，2015)，并取得了一系列研究成果(Delvaux and Barth，2010；Delvaux et al.，2012；Glorie et al.，2012；Van Noten et al.，2013；施炜等，2013；陈鹏等，2015；林逸等，2015；Shi et al.，2015)。

在比较多的研究者应用断层滑动数据古应力反演方法，开展区域性古构造应力场和构造演变历史研究的同时，另外一些学者仍然在努力完善这一研究方法(Sippel，

* 国家自然科学基金项目(编号：90814007)和中国地质调查局地质调查工作项目(编号：121201112073，121201004000150013)资助。
林　逸，男，1989年2月生，博士研究生，构造地质学专业。E-mail：linyi_cugb@qq.com
张长厚，男，1964年2月生，博士，教授，构造地质学专业。本文通讯作者。E-mail：changhou@cugb.edu.cn
2017-12-10收稿，2018-07-26改回。

2009；Hansen，2013；Hansen et al.，2015）或探究相关的基础理论问题（Lacombe，2012），但是，目前为止在很多方面仍存在着认识分歧。例如，断层滑动数据反演结果，是反映了应力状态（Angelier，1994；Lacombe，2012）、增量应变（Marrett and Allmendinger，1990），还是应变速率（Twiss and Unruh，1998）？破裂面属性的差异在多大程度上影响着反演结果？反演获得的古应力方位数据相差多大时，需采用不同期次的应力场模型进行解释？这些问题，都是在运用断层滑动数据进行古应力反演实例研究中，研究者经常遇到且应该慎重考虑的基本问题，但在实际应用研究过程中大多被忽略。本文旨在前人相关研究基础上，结合我们的实际研究，展开对上述问题的讨论。

1　断层滑动数据反演结果的地质意义

擦痕广泛发育于中小型断层或剪切破裂面上，记录了破裂面两侧地质体的相对运动方向。在古应力状态反演中，针对不同类型的断层滑动数据，通常需采用不同的力学模型或假设。对于新生断层滑动数据，主要依据库伦剪切破裂准则和安德森断层形成力学模型（Anderson，1951），其中表征变形岩石力学性质的内摩擦角φ是一个关键参数，它决定了断层面与最大主应力轴之间的夹角θ，即$\theta = 45° - \varphi/2$（Marshak and Mitra，1998）。对于复活断层而言，由于导致断层滑动的主应力轴方位可以出现在较大的变化范围内（McKenzie，1969；Célérier，1988；Tong et al.，2010），因此，对于这类数据的反演，主要采用的是Wallace-Bott假设（Wallace，1951；Bott，1959）。

尽管大多数学者认为，根据安德森断层形成力学模型（Anderson，1951）和Wallace-Bott假设（Wallace，1951；Bott，1959）所开展的断层滑动数据古应力反演的结果，代表了形成这些断层擦痕的应力张量（Nemcok and Lisle，1995；Yamaji，2000；Shan et al.，2011）。但另一些学者认为，这些反演结果直接代表的是增量应变张量（Marrett and Allmendinger，1990）或应变速率张量（Twiss and Unruh，1998），而应力张量与增量应变张量及应变速率张量的主轴方向并不一定平行，轴率也不一定相等，因此直接将反演结果解释为应力张量可能并不合适。

实际上，断层两盘相对运动直接记录和反映的是地质体的应变特征，是否可以将断层滑动数据反演结果解释为引起断层滑动的应力状态取决于地质体中应力、应变增量和应变速率三者之间的相互关系。从理论上讲，增量应变张量与应变速率张量的主轴方位及轴率是一致的，因此这两种解释在实质上是相同的。但应力张量的主轴方位并不一定与它们平行，尤其是当先存薄弱面或早期断层存在的情况下，它们之间的差异可能更大。在实际工作中，应力与增量应变或应变速率之间的关系往往难以确定。但是，采用应力状态对反演结果进行解释时，其可能产生的偏差是可以大致计算限定的。因此，在不考虑反演结果的实际意义情况下，如果这种偏差能够得到较好的控制，将反演结果解释为应力状态并进行定量—半定量的古应力场重建是可行的。这样一来，对于反演结果的解释问题便转化为对应力状态解释的误差分析。

2　单一断层滑动数据反演结果的主要影响因素及误差分析

2.1　纯剪切与简单剪切——变形体制差异

不同的变形体制下，破裂面与主应力轴之间的几何关系存在一定的差异。因此，在未经辨别断层产生的变形体制情况下，即依据库伦剪切破裂准则和安德森断层形成力学模型(Anderson，1951)，对断层面上获取的滑动数据进行古应力状态反演，则有可能产生反演结果与实际古应力方位之间的偏差。例如，一条走向N36° W的直立右行走滑断层，既可能是纯剪切变形的结果(图1a)，也可能是简单剪切变形的产物(图1b)。在纯剪切变形情况下，最大主应力轴与断层面夹角为45° $-\varphi/2$，如果取内摩擦角 φ = 30°，则最大主应力方位为N6° W。但是，如果是简单剪切变形，则该主断层所记录的最大主应力轴与断层面夹角约为45°，即约为N9° E。因此，在实际研究过程中，如果不对产生破裂及滑动的变形体制进行区分，则所获得的反演结果仅在纯剪切变形体制下，比较接近实际的主应力方位；而在简单剪切变形体制下，反演结果将与实际主应力方位相差约15°。由此可知，实际野外观测中，应当尽可能通过分析破裂面附近的相关构造发育状况及其空间分布特征，确定所测破裂面的变形体制。例如，在图1所示的两种体制产生的主破裂面附近，其它相关构造形迹的发育和分布是不同的。在纯剪切变形体制下(图1a)，主破裂面上的张裂口(T)和主破裂面夹角与剪切破裂角近于一致，约为30°(45° $-\varphi/2$)，伴生褶皱轴面与主破裂面夹角约为60°(45° $+\varphi/2$)；而在简单剪切变形体制下(图1b)，主断面上的张裂口(T)和伴生褶皱轴面与断层面夹角均近于45°。这些理论模型，均可为野外观测中区分不同的变形体制提供重要参考，进而为准确地反演古应力状态提供可靠的依据。

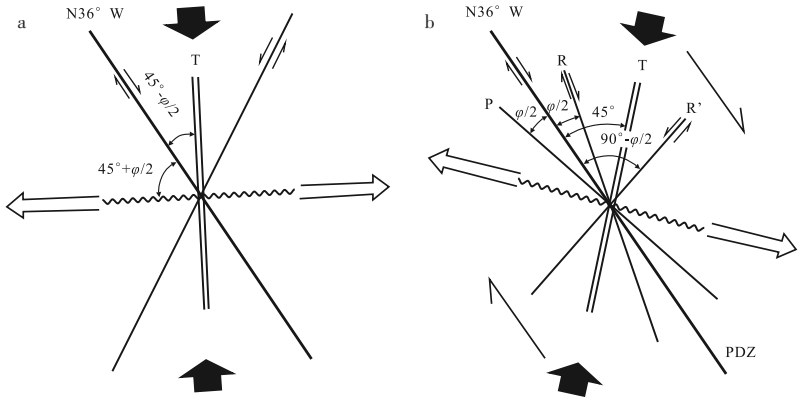

图1　纯剪切与简单剪切变形体制下的断层破裂组合样式(据Harding，1974；Bartlett et al.，1981；Sylvester，1988修改)

黑色箭头.代表挤压方向；空心箭头.代表拉伸方向；波浪线.代表褶皱轴延伸方向；a.纯剪切；b.简单剪切(右行)；T.张性破裂；R、R'.里德尔剪切破裂；P.P破裂；PDZ.主位移带(主断层)；φ.岩石内摩擦角，一般取值为30°

Fig. 1　Diagrams showing the different fault combinations under pure shear and simple shear deformation systems (midfied after Harding，1974；Bartlett et al.，1981；Sylvester，1988)

2.2　里德尔剪切系中发育擦痕的破裂面类型

实验研究与天然变形观测表明，在里德尔剪切破裂系中，R' 剪切破裂发育程度一般较差，多以断层破裂面上的反阶步形式存在，因此野外实测赋存擦痕的断层破裂面主要为P、M（主断层）和R破裂。在实际观测中，无论是在一个具体露头范围内，还是一个较大规模的剪切破裂带中，往往难以完全确定某一具体实测破裂面的属性（类型）。尤其是在同一个断裂带的不同地段进行观测时，所获得的断层破裂面滑动数据，可能分别来自里德尔剪切系统中的P、M或者R破裂面。在室内数据处理和反演过程中，如果将这些本属不同类型破裂面的观测数据，均当作遵循库伦剪切破裂准则和安德森断层形成力学模型（Anderson，1951）的主断层面，则主应力轴方位反演结果将会呈现为方位偏差0°（R破裂）至30°（P破裂）的数据组（参见图1b）。

此外，在简单剪切变形过程中，存在着不同级别里德尔剪切破裂组合在一起的情况，构成所谓的 "Riedel within Riedel" 断层组合样式（Arboleya and Engelder，1995）。而在纯剪切变形体制下的主断层面附近，亦可产生次级里德尔剪切破裂（Davis et al.，2000）。这些组合样式的产生，实际上是由于沿着先存断层发生两盘相对运动的过程中引起的局部应力场，造成了相对小尺度和低级次的剪切破裂和滑动现象。当不同级别的断层发育越来越多时，局部应力场变化也就愈加复杂，通过单一断层面上滑动数据反演的结果就可能产生更大的误差。另一方面，随着断层的增多和变形地质体连续性的进一步破坏，一旦有应力作用发生，不同块体之间更倾向表现为宏观上的流动状态。因此也就不再适宜用断层滑动数据开展古应力反演研究，除非在野外可以将不同级别破裂面之间的相互关系完全理清。实际上，这也是为什么有学者在对断层系统进行研究时，更强调将速度场和位移场作为自变量，而把应力场作为因变量的原因（Sylvester，1988；Tikoff and Wojtal，1999）。

2.3　断层面的形态（长宽比）

对于野外露头尺度观察到的断层，其展布范围都是十分有限的，并不能视为一个无限延伸的自由面，断层面消失的位置构成了其边界，或称断尖线（tip line），而不同的边界状况又会对断层的具体活动产生不同影响。为了探索断层面形态对断层活动的影响，Pollard et al.（1993）将断层面理想化为一规整的矩形，使用DIS3D软件（Erikson，1986；Rubin，1992）对不同长宽比断层中，不同位置上最大剪应力与断层滑动方向之间的偏差角进行了计算。该研究表明，随着断层面长宽比的增大，断层面上可能产生的最大剪应力方位与断层滑动方向的最大偏差也逐渐增大，但又并非线性增长（图2）。此外，岩石的泊松比对断层的滑动方向也有一定的影响，泊松比越大，所产生的偏差也越大。由于大多数岩石的泊松比小于0.35，因此由断层面长宽比所造成的偏差一般小于12°，对于泊松比达到0.50的岩石，误差亦不超过18°（图2）。

2.4　先存薄弱面

在先存薄弱面存在的情况下（包括断层复活），主应力方位发生较大范围的变化时，

均可导致断层两盘相近或相同的相对运动（McKenzie，1969；Célérier，1988；Tong et al.，2010），即不同的应力方位可以导致相同断层擦痕的产生。这种情况下，依据某一断层面上擦痕数据反演古应力状态，就会产生较大的不确定性，其最主要的误差来自于应力方向在运动面内的方位变化。断层发生滑动需满足 $T_s = \tau/\sigma_n = \cot\alpha \geqslant \mu$，其中 T_s（Slip Tendency）为断层的滑动趋势（Morris et al.，1996，2016），α 为最大主应力轴与擦痕线理之间的夹角。因此，为获取 α 的最大值，应当考虑在较小摩擦系数条件下引起断层滑动的主应力方位。

Byerlee（1978）在对各种岩石材料的滑动摩擦系数进行研究时指出，在中高正应力条件下，摩擦系数与岩石材料类型无关：当 $\sigma_n \leqslant 2$ KBar（地壳浅部）时，$\tau = 0.85\sigma_n$；当 $\sigma_n > 2$ KBar（地壳相对较深部）时，$\tau = 0.5+0.6\sigma_n$。其中，0.85 与 0.6 分别为上述两种情况下的摩擦系数。虽然断层擦痕多发育于地壳浅部层次，但在实际的地质条件下，断层的摩擦系数还受到诸如温度、活动速率（Den Hartog et al.，2012）等因素的影响。Tong et al.（2014）指出，在一般情况下，断层的摩擦系数可考虑取值 0.6。在该较小摩擦系数条件下，可求得 $\alpha = \operatorname{arccot}\mu \approx 59°$。结合图 3 可见，反演获取的古应力方位与实际方位之间的偏差最大可达±30° 左右（以反演应力 σ_i 方向为参考，实际应力方向与断层面夹角大于 30° 时，误差记为正）。另外，Donath（1961）以页岩和板岩作为试验材料的岩石变形实验表明，当最大主应力方位与页理或板劈理（薄弱面）夹角小于 15° 或大于 60° 时，在试验岩石中才倾向于形成新生破裂面。这也与摩擦系数取值 0.6 情况下所计算的角度偏差相符。

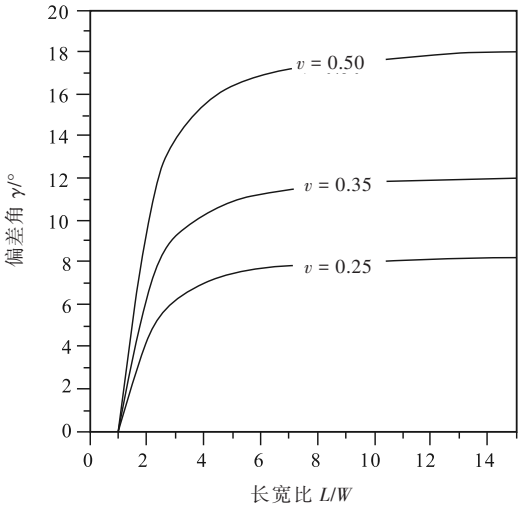

图 2 不同泊松比及长宽比条件下的偏差角（据 Pollard et al.，1993）

γ. 断层面中心位置处剪应力与断层位移方向之间的夹角；L/W. 断层长宽比；v. 泊松比

Fig. 2 Contours of discrepancy angle for rectangular faults with different length-to-width ratios and Poisson's ratios (after Pollard et al.，1993)

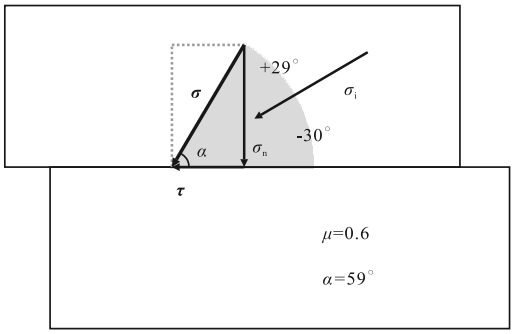

图 3 引起先存薄弱面滑动的最大主应力变化范围及与反演结果的关系

σ. 最大主应力；σ_n. 正应力；τ. 剪应力；σ_i. 根据断层滑动数据反演获取的最大主应力；μ. 摩擦系数；α. 引起先存薄弱面发生滑动的最大主应力与断层面的最大夹角

Fig. 3 Variation range of the maximum principal stress axes, which can cause the slip on pre-existing weakness plane, and the relationship with the inversion result

3　断层滑动数据反演结果的综合误差定量分析

3.1　新生断层滑动数据古应力反演误差分析

结合前文分析，为求取古应力方位反演误差的最大变化范围，分别取断层面内偏差角及运动面内误差范围为-18°～18°和0°～30°。以断层面及断层滑动方向为参考建立坐标系如图4。其中xy面为断层面，且y轴平行于擦痕线理并指向断层对盘运动方向，z轴为断层面法线方向。σ_i为反演最大主应力，$\sigma_f(\sigma_f')$与$\sigma_m(\sigma_m')$分别为断层面内最大偏差角和运动面内最大偏差条件下的实际最大主应力(下同)。通过作图分析可知，偏差角导致的应力方向变化范围为扇形弧面(图4a深灰区域FBE)，而运动面内的误差引起的应力方向变化范围在平面FDG内(图4a浅灰区域)。可见，上述两种误差并不存在简单的线性叠加关系。

为了求取最大的总误差，将所有可能应力方向的起点平移至点F，则可引起特定断层滑动(此处沿y轴滑动)的应力分布范围为一以F为顶点的不规则四棱锥(图4b)。为避免繁琐的数学计算，角度的求取可在施密特网下半球投影中进行。设：赤平面=断层面，圆心=断层面法线，90°方向=擦痕线理方向(y轴正方向)。则上述不规则四棱锥所代表的范围，对应于图4c中的深灰区域bdeji，其中b、d、e、j、i分别对应于图4b中的FB（108°∠30°）、FD（90°∠30°）、FE（72°∠30°）、FJ（72°∠60°）、FI(108°∠60°)。将bdeji分别旋转至b′d′e′j′i′和b″d″e″j″i″所在位置后，则可直接读出反演应力方向与实际应力方向之间的最大误差(j′与d′夹角α)为32°，而同一平面内的最大变化范围(i″与e″夹角β)为38°。此外，如果考虑大多数岩石泊松比不超过0.35的情况，即偏差角变化范围取-12°～12°，则α与β的值分别为31°和34°。

3.2　先存薄弱面滑动数据古应力反演误差分析

在先存薄弱面存在的情况下(包括断层复活)，运动面内可能产生的误差范围变得更大(-30°～30°)，而断层面内可能的偏差角范围不变(图5a)。经平移和投影操作后

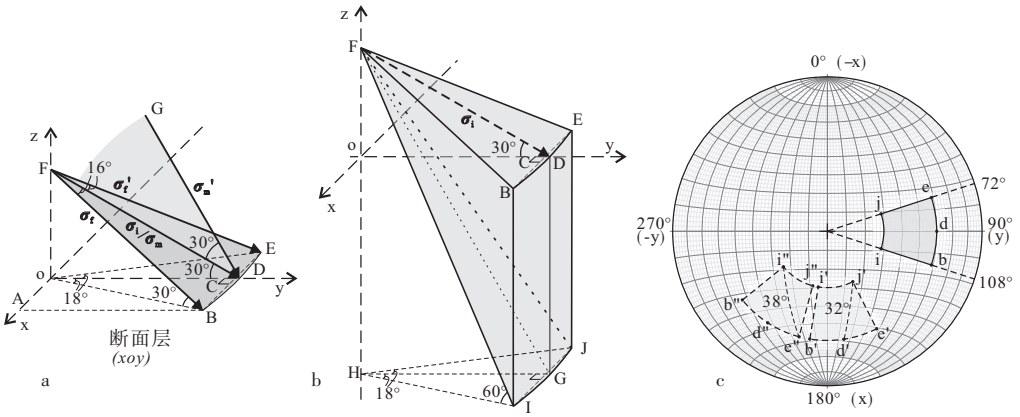

图4　新生断层滑动数据反演结果误差分析

Fig. 4　Error analysis of the inversion results of fault-slip data from newly formed faults

林 逸 1494

（具体步骤同上），分别获得图5b与图5c所示的总误差分布范围。在赤平投影中可求得反演应力方向与实际应力方向之间的最大误差（l′与d′夹角α）为35°，而同一平面内的最大变化范围（l′与j′夹角β）为66°。此外，考虑大多数岩石泊松比不超过0.35的情况，即偏差角变化范围取−12°～12°时，α与β的值则分别为32°和63°。

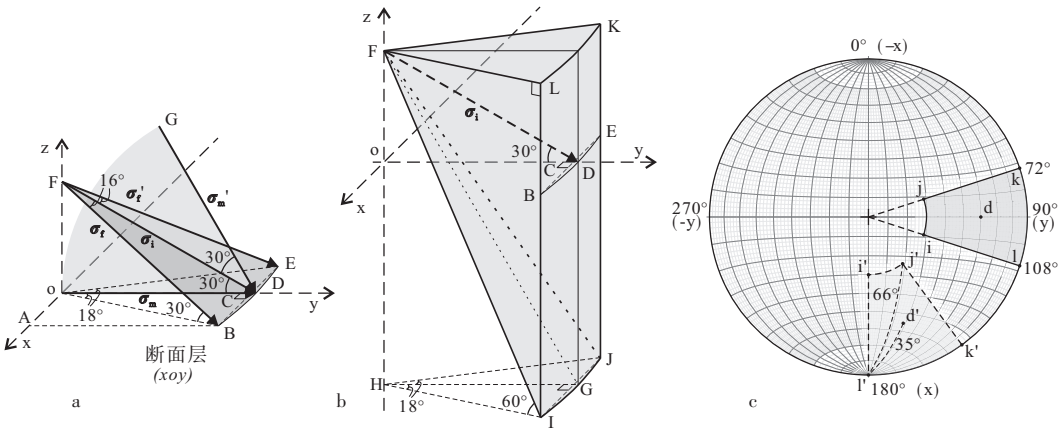

图5 先存薄弱面滑动数据反演结果误差分析

Fig. 5 Error analysis of the inversion results of fault-slip data from pre-existing weakness planes

4 数据反演误差控制

对于新生断层而言，通常情况下共轭断层数据能够获取较高质量的反演结果。而单条断层情况下则会存在一定的反演误差，此类误差主要来源于断层面形态变化引起的实际滑动方向偏离最大分解剪应力方向以及应变体制和断层面属性的不确定性。前者引起的反演误差往往是难以避免的，因为在野外观测中几乎无法观测到断层的全貌，所以也就无法通过获取断层形态特征来降低反演误差。对于后者，如果无法准确识别断层的应变体制及破裂面属性，则反演误差可在0°（R/R′破裂）至30°（P破裂）范围内变化。在实际的野外工作中，如果破裂面发育相对分散，且有较好的伴生构造可作为应变体制与断层面属性的识别标志，则此类误差可大大降低。而在破裂面大量发育的区域，则需要注意两个方面的问题：1）错综复杂的断层面相互之间可能存在较大的干扰，断层滑动数据可能不宜用于古应力反演；2）大量发育的破裂面中极有可能包含多个期次及存在复活现象的断层滑动数据，且往往难以区分期次与级次。因而，在无法较好做出区分的情况下，应慎用或不用此类数据。此外，如果早期新生断层随着后期构造发生旋转，则应将其恢复至初始状态后再进行反演，从而减小反演误差（具体方法参见Shi et al.，2015）。

在先存薄弱面存在条件下（包括断层复活），如果仅有一组断层滑动数据，那么反演结果则可能出现单方向最大约35°的偏差，而同一平面内的总误差则最大可达66°。因而应当尽可能采集多组同期次、不同方向、不同类型的数据（最好4组以上），以期获取更加准确可靠的反演结果（Delvaux and Sperner，2003；陈鹏，2016）。在数据量充足

且分期配套合理的情况下，反演获取的古应力方位分布范围，在多个不规则锥形体(每组数据确定一个锥形体)的重叠区域中，该区域的范围将远小于单个不规则锥形体，因而最终的反演误差将得到较好的控制，且可能比单一新生断层滑动数据反演结果更加可靠。但对于此类数据，我们仍然强调野外分期配套的重要性(Angelier，1979)，因为它既是获取准确古应力状态的基础，也是最终古构造应力场分期的重要依据。在实际的野外观测中，断层间的交切、限制关系以及同一断层面上不同方向擦痕间的叠加改造关系等，是观测点上原始数据分期配套的重要参考标志。

除了尽量避免或减小上述因原始数据本身引起的反演误差外，对偏差角的控制也十分重要。在实际的反演过程中可以发现，多组断层滑动数据在反演获取的应力状态下，偏差角总是不能被完全消除。根据前面的分析可知，断层面形态可引起最大约18°的偏差角。同时，考虑到不同断层面上可能发生的局部应力场变化，通常认为偏差角小于20°是可接受的(陈鹏，2016)。对于数据量及方向差异均较大的断层滑动数据，亦可允许更大的偏差角，但一般最大不超过30°为宜(Delvaux and Sperner，2003)。否则，则应考虑所获取的数据是否均属于同期产物。

考虑到古应力状态反演过程中可能出现的方位偏差，一定偏差范围内的古应力状态均可归为同一期次。根据前文的误差分析，对于新生断层而言，在岩石泊松比达到0.50，且断层属性识别错误的极端情况下，其最大单向反演误差约为32°，而同一平面内的总偏差范围在38°以内。而在大多数岩石泊松比不超过0.35的情况下，最大单向误差和同一平面内的总偏差分别减小为31°与34°(图6)。对于存在先存薄弱面或断层发生复活的情况，虽然单条断层的反演结果可能存在较大的反演误差，但通过多方向、多种类数据的共同限制，可以将反演误差大大降低，从而满足古应力场重建的要求。在参考这些反演误差极限值的基础上，同时考虑实际研究工作中的便捷性，我们认为，35°可以大致作为不同方向应力状态分期的参考值(图6)。即如果反演获取到的两个应力状态方位偏差在35°以内，且没有其他证据表明它们属于不同期次时，则将它们配套组合，视为同期构造应力场的产物；否则将其划分到不同期次中。

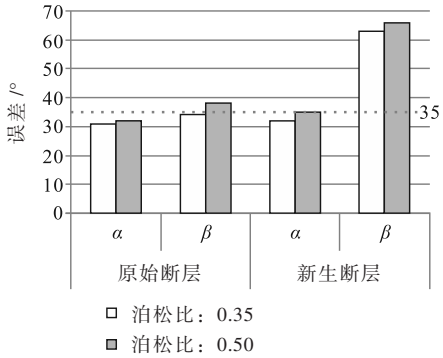

图6　不用类型的断层在不同泊松比条件下的最大反演误差(α)及平面内最大变化范围(β)

Fig. 6　Maximum inversion errors (α) and maximum in-plane variation ranges (β) for different Poison's ratios and different fault types

5　结　论

(1) 影响断层滑动数据反演结果的因素很多，其中最主要的因素包括变形体制、剪切破裂面类型、断层面的形态以及地质体内薄弱面等。

(2) 野外数据获取方面，在考虑断层间的交切、限制关系以及同一断层面上不同方向擦痕间的叠加改造关系前提下，采集多组同期次、不同方向、不同类型的数据，是减小反演误差的有效途径。同时，

运用相关伴生构造识别变形体制及断层面属性，并注意早期断层可能在后期构造中发生的旋转现象，亦有助于对最终反演误差的控制。

（3）基于单一断层滑动数据的反演结果往往具有较大的反演误差。但在细致的野外观测及分期配套前提条件下，不管数据来自新生断层还是先存薄弱面（包括断层复活），最终反演结果的最大总误差一般在35°以内。

（4）古应力场分期配套方面，在没有确切证据表明不同观测点上的应力状态数据结果分属不同应力场演化阶段的情况下，最大主应力方位偏差在35°以内的数据，大致可以划归同一期应力场。

致　谢　中国地质科学院地质力学研究所的施炜研究员在论文修改过程中提出了宝贵的建设性意见和建议，在此表示衷心感谢。

参　考　文　献

陈　鹏，施　炜. 2015. 古构造应力场反演的理论与实践——基于断层滑动矢量分析. 地质论评，61(3)：536-546.

Chen Peng and Shi Wei. 2015. Theory and practice of paleostress field inversion：Inferred from fault slip vector analysis. *Geological Review*，61(3)：536-546.

陈　鹏. 2016. 西秦岭地区晚新生代构造演化——以天水盆地为例（硕士学位论文）. 北京：中国地质科学院. 1-98.

Chen Peng. 2016. Late Cenozoic Tectonic Evolution in the West Qinling Areas：A Case Study of Tianshui Basin（Master's Thesis）. Beijing：Chinese Academy of Geological Sciences. 1-98.

林　逸，张长厚，李程明等. 2015. 基于断层滑动矢量应力反演的燕山中段中侏罗世—早白垩世构造应力场序列. 大地构造与成矿学，39(2)：187-207.

Lin Yi，Zhang Changhou，Li Chengming et al. 2015. Paleotectonic stress field and its evolution in central part of the intraplate Yanshan orogenic belt during Middle Jurassic and Early Cretaceous：Constrains of stress inversion of fault slip vectors. *Geotectonica et Metallogenia*，39(2)：187-207.

单业华，林　舸，孙洪斌等. 2003. 多期断层擦痕的硬划分：一种目标函数算法. 地学前缘，10(1)：81-87.

Shan Yehua，Lin Ge，Sun Hongbin et al. 2003. Separation of polyphase fault/slip data：An objective-function algorithm based on hard division. *Earth Science Frontiers*，10(1)：81-87.

施　炜，刘　源，刘　洋等. 2013. 青藏高原东北缘海原断裂带新生代构造演化. 地学前缘，20(4)：1-17.

Shi Wei，Liu Yuan，Liu Yang et al. 2013. Cenozoic evolution of the Haiyuan fault zone in the northeast margin of the Tibetan Plateau. *Earth Science Frontiers*，20(4)：1-17.

Anderson E M. 1951. The Dinamics of Faulting（2nd Edition）. Edinburgh：Oliver and Boyd. 1-206.

Angelier J. 1979. Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. *Tectonophysics*，56(3)：T17-T26.

Angelier J. 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction.//Hancock P L. Continental Deformation. New York：Pergamon Press. 53-100.

Arboleya M L and Engelder T. 1995. Concentrated slip zones with subsidiary shears：Their development on three scales in the Cerro Brass fault zone，Appalachian valley and ridge. *Journal of Structural Geology*，17(4)：519-532.

Bartlett W L，Friedman M and Logan J M. 1981. Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure Part IX. Wrench faults in limestone layers. *Tectonophysics*，79(3)：255-277.

Bott M H P. 1959. The mechanics of oblique slip faulting. *Geological Magazine*，96(2)：109-117.

Byerlee J. 1978. Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics*，116(4)：615-626.

Célérier B. 1988. How much does slip on a reactivated fault plane constrain the stress tensor? *Tectonics*，7(6)：1257-1278.

Davis G H，Bump A P，García P E et al. 2000. Conjugate Riedel deformation band shear zones. *Journal of Structural*

Geology，22(2)：169-190.

Delvaux D and Sperner B. 2003. Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data：The TENSOR program. *Geological Society*，*London*，*Special Publications*，212：75-100.

Delvaux D and Barth A. 2010. African stress pattern from formal inversion of focal mechanism data. *Tectonophysics*，482(1)：105-128.

Delvaux D，Kervyn F，Macheyeki A S et al. 2012. Geodynamic significance of the TRM segment in the East African rift (W-Tanzania)：Active tectonics and paleostress in the Ufipa Plateau and Rukwa Basin. *Journal of Structural Geology*，37：161-180.

Den Hartog S A M，Peach C J，de Winter D A M et al. 2012. Frictional properties of megathrust fault gouges at low sliding velocities：New data on effects of normal stress and temperature. *Journal of Structural Geology*，38(5)：156-171.

Donath F A. 1961. Experimental study of shear failure in anisotropic rocks. *Geological Society of America Bulletin*，72(6)：985-989.

Erikson L L 1986. User's Manual for DIS3D：A Three-Dimensional Dislocation Program with Applications to Faulting in the Earth. California：Standford University. 1-167.

Etchecopar A，Vasseur G and Daignieres M. 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Journal of Structural Geology*，3(1)：51-65.

Glorie S，De Grave J，Delvaux D et al. 2012. Tectonic history of the Irtysh shear zone (NE Kazakhstan)：New constraints from zircon U/Pb dating，apatite fission track dating and palaeostress analysis. *Journal of Asian Earth Sciences*，45：138-149.

Hansen J A. 2013. Direct inversion of stress，strain or strain rate including vorticity：A linear method of homogenous fault-slip data inversion independent of adopted hypothesis. *Journal of Structural Geology*，51：3-13.

Hansen J A，Bergh S G，Osmundsen P T et al. 2015. Stress inversion of heterogeneous fault-slip data with unknown slip sense：An objective function algorithm contouring method. *Journal of Structural Geology*，70：119-140.

Harding T P. 1974. Petroleum traps associated with wrench faults. *AAPG Bulletin*，58(7)：1290-1304.

Lacombe O. 2012. Do fault slip data inversions actually yield "paleostresses" that can be compared with contemporary stresses? A critical discussion. *Comptes Rendus Geoscience*，344(3-4)：159-173.

Li Z A，Shan Y H and Li S K. 2005. INVSFS：A MS-Fortran 5.0 program for stress inversion of heterogeneous fault/slip data using the fuzzy C-lines analysis technique. *Computers & Geosciences*，31(3)：283-287.

Marrett R A and Allmendinger R W. 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*，12(8)：973-986.

Marshak S and Mitra G. 1988. Basic Methods of Structural Geology. New Jersey：Prentice Hall. 1-446.

McKenzie D P. 1969. The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses. *Bulletin of the Seismological Society of America*，59(2)：591-601.

Morris A P，Ferrill D A and Henderson D B. 1996. Slip-tendency analysis and fault reactivation. *Geology*，24(3)：275-278.

Morris A P，Ferrill D A and McGinnis R N. 2016. Using fault displacement and slip tendency to estimate stress states. *Journal of Structural Geology*，83：60-72.

Nemcok M and Lisle R. 1995. A stress inversion procedure for polyphase fault/slip data sets. *Journal of Structural Geology*，17(10)：1445-1453.

Pollard D D，Saltzer S D and Rubin A M. 1993. Stress inversion methods：Are they based on faulty assumptions? *Journal of Structural Geology*，15(8)：1045-1054.

Rubin A M. 1992. Dike-induced faulting and graben subsidence in volcanic rift zones. *Journal of Geophysical Research*，97(B2)：1839-1858.

Shan Y H，Tian Y and Xiao W J. 2011. Inversion of stresses from polyphase fault/slip data with high or low diversity：An updated version of INVSFS. *Computers & Geosciences*，37(8)：1045-1053.

Shi W，Dong S W，Zhang Y Q et al. 2015. The typical large-scale superposed folds in the central South China：Implications for Mesozoic intracontinental deformation of the South China block. *Tectonophysics*，664：50-66.

Sippel J. 2009. The Paleostress History of the Central European Basin System (PhD Thesis). Berlin：Freie Universität Berlin. 1-149.

Sylvester A G. 1988. Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, 100: 1666-1703.

Tikoff B and Wojtal S F. 1999. Displacement control of geologic structures. *Journal of Structural Geology*, 21(8): 959-967.

Twiss R J and Unruh J R. 1998. Analysis of fault slip inversions: Do they constrain stress or strain rate? *Journal of Geophysical Research*, 103(B6): 12205-12222.

Tong H M, Cai D H, Wu Y P et al. 2010. Activity criterion of pre-existing fabrics in non-homogeneous deformation domain. *Science China Earth Sciences*, 53(8): 1115-1125.

Tong H M, Wang J J, Zhao H T et al. 2014. Mohr space and its application to the activation prediction of pre-existing weakness. *Science China Earth Sciences*, 57(7): 1595-1604.

Van Noten K, Claes H, Soete J et al. 2013. Fracture networks and strike-slip deformation along reactivated normal faults in Quaternary travertine deposits, Denizli Basin, western Turkey. *Tectonophysics*, 588: 154-170.

Wallace R E. 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. *Journal of Geology*, 59(2): 118-130.

Yamaji A. 2000. The multiple inverse method: A new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 22(4): 441-452.

Yamaji A and Sato K. 2012. A spherical code and stress tensor inversion. *Computers & Geosciences*, 38(1): 164-167.

Factors affecting the paleostress inversion from fault-slip data and error analysis

Lin Yi Zhang Changhou

(*School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences (Beijing), Beijing* 100083)

Abstract

Paleostress field is one of the key aspects in the geodynamic analysis, and paleostress inversion of fault-slip data has been becoming an important approach in the reconstruction of paleostress field and improved greatly as well as employed widely in last two decades. There are, however, still many problems remain controversial, such as, strain or stress interpretation of the inversion results, impact factors controlling the inversion results and their errors. In this paper, the main factors affecting the result of paleostress inversion of fault-slip data are summarized as pure shear or simple shear strain regime, shear fracture type among Riedel shear system, length-to-width ratio of fracture and weak fabric or pre-existing fractures within geologic terrane as well. Comprehensive errors of paleostress inversion both from primary fractures and pre-existing weakness planes have been quantitatively analyzed in detail. It is proposed that the inversion results could be interpreted as stress states if the pure shear or simple shear regime can be clarified or the deviation is within the limit of error. Quantitative analysis in this paper implies that the inversion errors of principle stress direction should be confined less than 35° if the data were collected from faults formed under a specific tectonic stress filed. In other word, the inversion results with a direction deviation less than 35° could be grouped into one generation of paleostress field, if there is no evidence indicating that they were derived from different tectonic deformations.

Keywords Fault-slip data, Paleostress inversion, Error analysis, Grouping generations