

Modelo analítico para estimar la deformación mediante el uso de shear bands

An analytical model to estimate deformation using shear bands

E. Gómez-Rivas ⁽¹⁾, P.D. Bons ⁽²⁾, A. Griera ⁽¹⁾, L. Evans ⁽³⁾, J.K. Becker ⁽²⁾ y A. Peschler ⁽²⁾

⁽¹⁾ Departament de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra (Barcelona). enrique.gomez@uab.es

⁽²⁾ Institut für Geowissenschaften, Eberhard Karls Universität Tübingen, Sigwartstrasse 10, D-72076 Tübingen, Germany

⁽³⁾ School of Earth Sciences, University of Melbourne, Victoria, 3010, Australia

ABSTRACT

Shear bands are geologic structures widely used as kinematic indicators. They have been studied by different authors and recently classified, but they have not been used to analyze deformation. This work presents an analytical model to estimate deformation from shear bands. It takes in account four parameters easily measurable in the field. The applicability and accuracy of this model has been successfully tested in numerical simulations using BASIL, a finite elements method. It, has been applied, as an example, to a real field case study in Rabassers de Dalt outcrop (Cap de Creus, Girona, Spain).

Key words: deformation analysis; vorticity; shear band; foliated rocks, numerical simulations.

Geogaceta, 41 (2007), 99-102

ISSN: 0213683X

Introducción

A nivel mecánico un *shear band* se puede definir como una discontinuidad altamente no coaxial, de dimensión espacial y temporal limitada, dinámicamente compleja y que se desarrolla en zonas de alta deformación. Implica deformación por cizalla y, a nivel cualitativo no controla el sistema en cuanto a esfuerzos, ya que se genera en un contexto de deformación distribuida. Estas estructuras están presentes en distintos contextos de deformación, y varían en un rango desde fractura frágil (ej. cizallas de tipo *Riedel*) hasta estructuras dúctiles (ej. zonas de cizalla).

Son numerosos los trabajos que tratan sobre estas estructuras. Algunos trabajos clásicos sobre los *shear bands* fueron publicados por Cobbold, Cosgrove y Summers (1971), Cosgrove (1976), White (1979), Berthé *et al.* (1979), Platt (1979) o Passchier (1991). Más recientemente, Grasemann y Stüwe (2001) y Passchier (2001) acuñaron el término *flanking folds* y Grasemann *et al.* (2003) realizaron una extensa clasificación de este tipo de estructuras dentro de un rango más amplio de geometrías.

Los *shear bands* se utilizan habitualmente como indicadores cinemáticos. Sin embargo no existen métodos para cuantificar el *strain* o la vorticidad cinemática a partir su análisis. El objetivo este trabajo

consiste en presentar un modelo analítico sencillo para determinar el *strain*, la vorticidad cinemática y el ángulo de nucleación de *shear bands* a partir de parámetros geométricos medibles en el campo. Este modelo ha sido comprobado mediante el análisis de simulaciones numéricas de elementos finitos para el estudio de su validez y precisión, como se muestra más adelante.

Modelo analítico

Asunciones, definiciones y ecuaciones

El método de análisis que propone este estudio se basa en la deformación de una fractura recta y aislada en un medio homogéneo que también se está deformando. Se asume que la fractura presenta una longitud finita, es decir, que el desplazamiento es nulo en las dos terminaciones de la misma. Se considera que tanto la fractura como el plano de referencia están orientados perpendicularmente al plano de análisis, y por lo tanto se trata el problema en dos dimensiones. En la tercera dimensión puede haber estiramiento o acortamiento, pero esto tan sólo causaría un cambio de área en el plano de estudio y no de los ángulos u otros parámetros de análisis.

Este modelo considera a la foliación como sistema de referencia, es decir, los

ejes de coordenadas se establecen paralelo y perpendicular al plano de foliación. El campo de flujo se define según el tensor gradiente de deformación finita \mathbf{F} :

$$\mathbf{F} = \begin{pmatrix} a & g \\ 0 & 1/a \end{pmatrix} \quad (1)$$

donde a es el valor del estiramiento y g el valor de la cizalla, ambos paralelos a la foliación. En este caso se asume que la

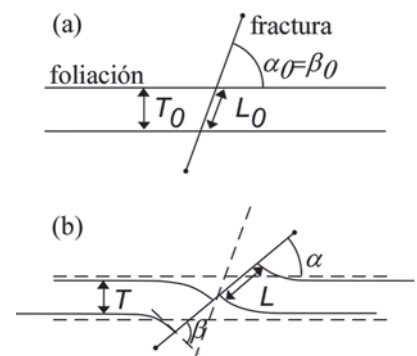


Fig. 1.- Esquema que muestra un *shear band* en un estadio indeformado (a) y deformado (b), y los diferentes parámetros utilizados para los cálculos en este modelo analítico.

Fig. 1.- Sketch showing a shear band in an undeformed (a) and deformed (b) stage, and the various parameters used in this analytical model.

deformación conserva el área constante.

Los planos de foliación no rotan con respecto al sistema de referencia, pero sí que pueden extenderse o acortarse. Se asume asimismo que no hay fricción a lo largo del plano de fractura, y que el volumen de material que la rodea se deforma en un régimen de cizalla pura paralelo al plano de fractura. Como consecuencia de la deformación se añade una componente de rotación al plano de fractura, pero la deformación en el volumen adyacente al mismo se considera coaxial. La fractura se comporta como un plano pasivo en tres dimensiones o como una línea en el caso bidimensional, de forma que se estira o acorta según el campo de flujo general.

Para desarrollar este método analítico se deben definir los siguientes parámetros (Fig. 1): orientación de la fractura con respecto a la foliación previa (α_0) y posterior (α) a la deformación; ángulo entre la foliación y el plano de fractura medido en el centro de la misma previo (b_0) y posterior (b) a la deformación; espesor de la capa previo (T_0) y posterior (T) a la deformación; espesor de la capa medido paralelamente al plano de fractura y a lo largo de la misma previo (L_0) y posterior (L) de la deformación; extensión de la fractura después de la deformación (e).

En el campo tan solo podemos observar el último momento en la secuencia de deformación (Fig. 1b y Fig. 2), de forma que únicamente es posible medir los parámetros geométricos a , b , L y T . Utilizando una población lo suficientemente amplia de estos conjuntos de datos se puede calcular la cantidad de estiramiento que ha sufrido la fractura y la cantidad de rotación que ha experimentado durante el periodo de deformación. Para ello se considera un vector unidad paralelo a la fractura con coordenadas iniciales $[\cos(\alpha_0), \sin(\alpha_0)]$. Una vez deformado el medio, y como resultado de la aplicación del tensor F , el vector queda definido por unas nuevas coordenadas $[a \cdot \cos(\alpha_0) + g \cdot \sin(\alpha_0), (1/a) \cdot \sin(\alpha_0)]$. En este caso, se puede expresar la extensión (e) del vector unidad después de la deformación mediante la siguiente ecuación:

$$e = \left\{ (a \cdot \cos(\alpha_0) + g \cdot \sin(\alpha_0))^2 + \frac{1}{a^2} \sin^2(\alpha_0) \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (2)$$

La nueva orientación (α) del plano de fractura con respecto al plano de foliación se define como:

$$\alpha = \arctan \left(\frac{\sin(\alpha_0)}{a^2 \cdot \cos(\alpha_0) + a \cdot g \cdot \sin(\alpha_0)} \right) \quad (3)$$

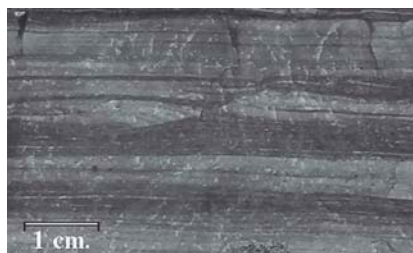


Fig. 2.- Fotografía de un *shear band* antitético en una cuarcita en el afloramiento de Rabassers de Dalt (Cap de Creus, Girona, España).

Fig. 2.- Photograph of an antitetic shear band in a quartzite from the Rabassers de Dalt outcrop (Cap de Creus, Girona, Spain).

Como consecuencia del incremento de deformación, la foliación se reorienta en la fractura describiendo un ángulo de curvatura o *drag* (b) con el plano de fractura. Es posible calcular este ángulo asumiendo que la deformación es coaxial en el plano de fractura y que el estiramiento (e) es paralelo a la misma. Se puede definir un tensor local gradiente de deformación finita (F') con respecto a un sistema de coordenadas paralelo a la fractura:

$$F' = \begin{pmatrix} e & 0 \\ 0 & 1/e \end{pmatrix} \quad (4)$$

Un vector unidad en ese sistema local de coordenadas cambiaría de una posición inicial $[\cos(b_0), \sin(b_0)]$ a una posición final $[e \cdot \cos(b_0), (1/e) \cdot \sin(b_0)]$. El ángulo b entre la foliación y el plano de fractura se podría calcular según la ecuación:

$$\beta = \arctan \left(\frac{\sin(\beta_0)}{e^2 \cdot \cos(\beta_0)} \right) = \arctan \left(\frac{\sin(\alpha_0)}{e^2 \cdot \cos(\alpha_0)} \right) \quad (5)$$

puesto que en el estadio inicial los ángulos α_0 y b_0 son idénticos.

La capa de referencia debe coincidir con la fractura en la parte central de ésta, donde el desplazamiento es máximo. Esta capa se engrosa o se estrecha paralelamente al acortamiento o extensión perpendicular a la misma según:

$$T = \frac{T_0}{a} \quad (6)$$

El espesor inicial de la capa medido en paralelo al plano de fractura (L_0) se puede expresar mediante la ecuación:

$$L_0 = \frac{T_0}{\sin(\alpha_0)} \quad (7)$$

Esta línea L_0 se estira en la misma cantidad (e) que la fractura, puesto que es paralela a ella. De esta manera su longitud después de la deformación será:

$$L = e \cdot L_0 = e \cdot \frac{T_0}{\sin(\alpha_0)} \quad (8)$$

Los cuatro parámetros medibles en el campo se pueden reducir a tres relacionando L y T mediante su cociente. Así se eliminan sus valores absolutos y se simplifican los parámetros de cálculo. La relación entre ellos queda definida según:

$$L/T = \frac{e \cdot T_0 / \sin(\alpha_0)}{T_0 / a} = \frac{a \cdot e}{\sin(\alpha_0)} \quad (9)$$

Implementación del modelo

Para poder aplicar el modelo se deben medir en el campo conjuntos de datos formados por a , b y L/T (Fig. 1) a partir de *shear bands* aislados. La manera más precisa de realizar estas mediciones consiste en tomar una fotografía en el plano perpendicular a la foliación y paralelo a la lineación de estiramiento. A partir de la fotografía se pueden medir estos tres parámetros, que deben ser rectificadas en el caso de que el plano de observación sea una sección aparente. Es importante tomar las mediciones lo más cerca posible del medio de la fractura, donde el desplazamiento es máximo. Así, la ecuación determina el estiramiento del material justamente adyacente al plano de fractura. Este método es preciso en el caso de *shear bands* discretos o pequeñas fracturas. Por el contrario, el modelo se alejaría de la realidad si el plano C del *shear band* representa una discontinuidad no discreta, puesto que en ese caso el ángulo b no se podrá medir con la precisión adecuada.

Mediante el uso de las ecuaciones definidas anteriormente se pueden confeccionar gráficos de evolución de los parámetros a , b y L/T según sea la deformación progresiva, para diferentes orientaciones iniciales de los *shear bands* y según distintos ángulos de vorticidad (w). Si asumimos que todos los *shear bands* nuclean con un ángulo inicial (α_0) similar con respecto a la foliación, todos los grupos de datos deben situarse cerca de una única curva característica para cada vorticidad y ángulo de nucleación. De esta manera, cada sistema de fracturas o *shear bands* observado en el campo representa un estadio diferente en la progresión de la deformación. Según este modelo, el valor esti-

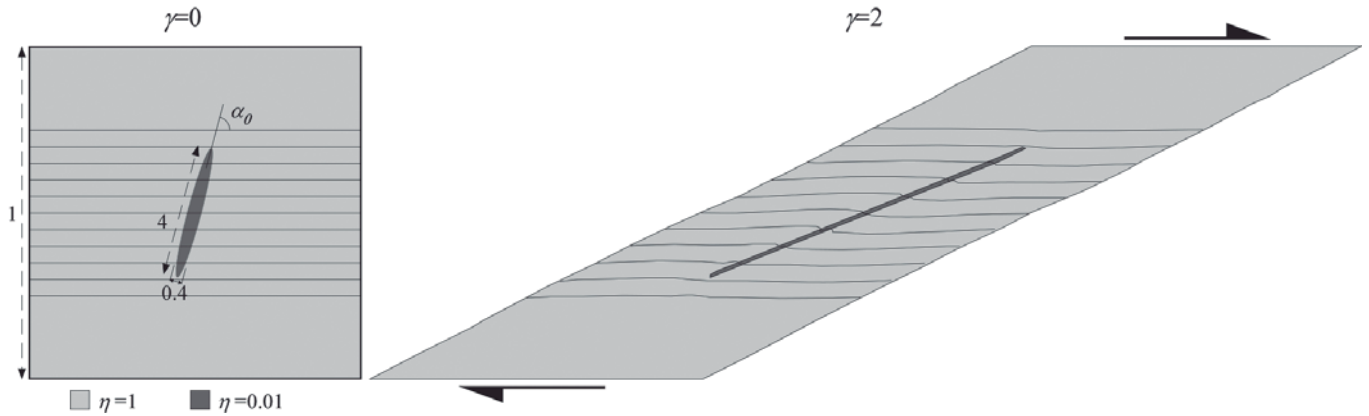


Fig. 3.- Ejemplo de una simulación numérica de un *shear band* orientado originalmente a 75° del plano de foliación. Los marcadores horizontales indican el *drag* o curvatura de la foliación en el *shear band*.

Fig. 3.- Example of a numerical simulation for a shear band originally oriented at 75° from the foliation plane. The horizontal markers show the drag of the foliation close to the shear band.

mado más cercano al ángulo inicial (α_0) debe ser próximo al valor de menor *strain* acumulado, y la cantidad de *strain* total producida se puede estimar a partir de la fractura o *shear band* que registra una deformación interna mayor. El valor de la deformación finita R_f se puede calcular a partir de los datos obtenidos.

Para calcular los parámetros considerados según la deformación progresiva se debe establecer una relación entre a y g para un ángulo de vorticidad (w) concreto. Este ángulo w se puede definir como el ángulo entre dos líneas que no rotan, siendo una de ellas la foliación. Este ángulo es de 90° para una deformación coaxial y de 0° para el caso de cizalla simple. Se puede establecer una relación según la siguiente ecuación:

$$g = \frac{1-1/a}{\tan(\omega)} \quad (10)$$

Validación del modelo mediante simulaciones numéricas

Para comprobar la validez y precisión de este modelo analítico se realizaron una serie de simulaciones numéricas utilizando el software de elementos finitos BASIL (Barr y Houseman, 1996). Para ello se generaron distintos modelos con *shear bands* orientados a diversos ángulos iniciales con respecto al plano de foliación, y se deformaron bajo distintas condiciones de vorticidad cinemática. Posteriormente se tomaron datos de los parámetros de análisis (a , b , L/T) en diversos estadios de la deformación finita. Estos datos se proyectaron en gráficos para ver su grado de ajuste con las curvas teóricas, para estimar la precisión del modelo analítico a la hora de prede-

cir la vorticidad y el ángulo inicial del *shear band* con respecto a la foliación.

Para llevar a cabo las simulaciones se definió un modelo cuadrado de longitud de lado 1. En el centro de cada modelo se insertó una elipse con una relación axial

de 10 (longitudes de eje largo 4 y eje corto 0.4) y con una viscosidad 100 veces menor que la de la matriz (Fig. 3). Los modelos se definieron como lineales ($n=1$). La elipse definida simula una superficie de deslizamiento similar a un

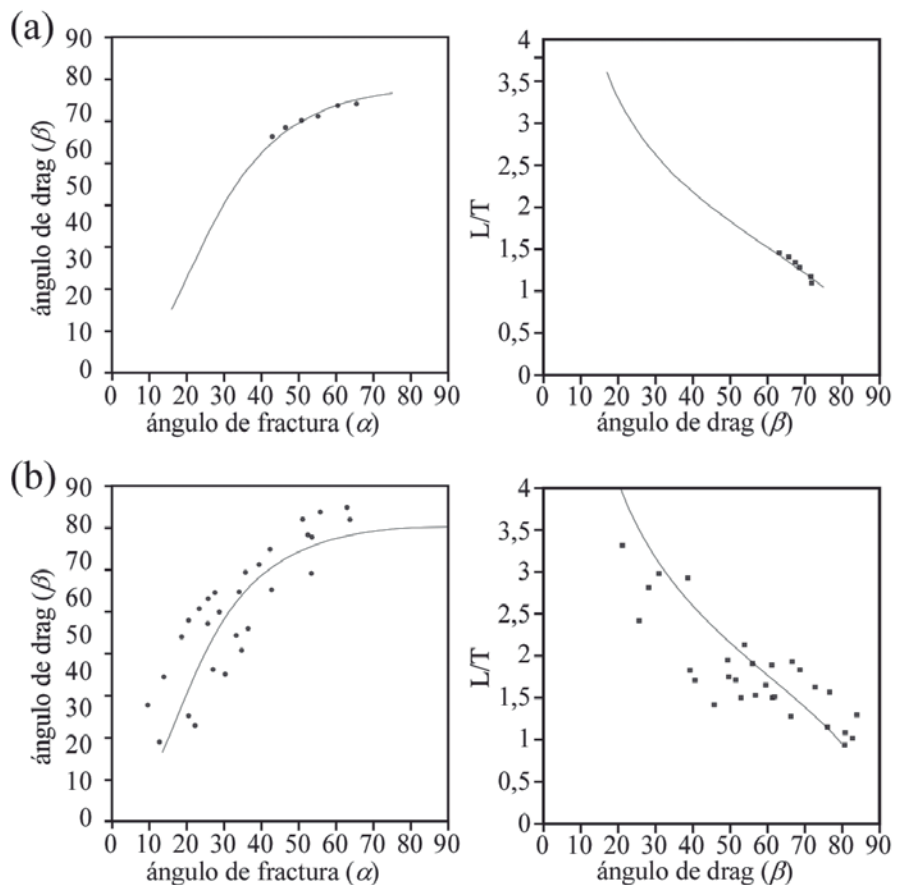


Fig. 4.- Gráficos de **a-b** y **b-L/T** que muestran un análisis de deformación: (a) en un modelo numérico en cizalla simple ($w=0^\circ$) y con un *shear band* con una orientación inicial de $\alpha_0=75^\circ$; (b) en el afloramiento de Rabassers de Dalt (Cap de Creus) con una población total de 29 *shear bands*.

Fig. 4.- **a-b** y **b-L/T** graphs showing analysis of deformation: (a) for a numerical model deformed under simple shear conditions ($w=0^\circ$) including a shear band initially oriented at $\alpha_0=75^\circ$; (b) for the Rabassers de Dalt outcrop (Cap de Creus), using a population of 29 shear bands.

shear band, orientada a diferentes ángulos iniciales α_0 con respecto a la foliación (45° y 75°). Todos los modelos se deformaron mediante unas condiciones de contorno de velocidad de deformación constante con ángulos de vorticidad variables de 0°, 30°, 60° y 90°. La malla se generó mediante una rutina automática que realiza una triangulación de tipo Delaunay con un ángulo mínimo de 10°.

El grado de ajuste de los datos obtenidos mediante las simulaciones numéricas y las curvas analíticas calculadas es alto, como muestra la figura 4a, correspondiente a un ejemplo de modelo numérico. Por lo tanto se considera al modelo como válido y con una precisión adecuada.

Discusión y conclusiones

Este modelo analítico permite estimar la deformación a partir de tres parámetros medibles en el campo en *shear bands* aislados (a , b , L/T). Se puede estimar el ángulo inicial de nucleación de los *shear bands*, las condiciones de vorticidad bajo las que se ha deformado la roca y la cantidad de *strain* que ha sufrido cada *shear band* y el mínimo que ha experimentado la roca en general. Se puede considerar que el método es válido para estimar la deformación si se cumplen las siguientes condi-

ciones: (a) los *shear bands* se generan en diferentes momentos durante la deformación y por lo tanto registran diferentes cantidades de *strain*; (b) todos los *shear bands* comienzan con una orientación inicial (α_0) similar; (c) las condiciones cinemáticas no cambian con el tiempo durante el proceso de deformación; (d) existe una población de datos lo suficientemente amplia y numerosa como para determinar qué curva se ajusta mejor a los datos.

Este método se ha aplicado a un ejemplo de campo en el afloramiento de Rabassers de Dalt (Cap de Creus, Girona, España) a partir de *shear bands* antitéticos contenidos en una capa de cuarcitas deformados en una zona de cizalla (Fig. 2). El grado de ajuste de los datos de campo con respecto a las curvas calculadas se puede considerar alto (Fig. 4b). En este caso concreto se ha podido estimar una vorticidad cinemática (Wk) de 0,99, un Rf mínimo en la banda de deformación de 15 y un ángulo de nucleación de los *shear bands* con respecto a la foliación (α_0) de 78°.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado con el proyecto de investigación CGL2004-03657 (MEC), y por la beca

FPI BES-2003-0755 (MCYT) de E. Gómez-Rivas. Los autores agradecen la colaboración y discusiones en el campo de J. Carreras y E. Druguet.

Referencias

- Barr, T. D. y Houseman, G. A. (1996). *Geophysical Journal International*, 125, 473-490.
- Berthé, D., Choukroune, P. y Gapais, D. (1979). *Bulletin de Minéralogie* 102, 265-272.
- Cobbold, P. R., Cosgrove, J. W. y Summers, J. M. (1971). *Tectonophysics* 12(1), 23-53.
- Cosgrove, J. W. (1976). *Journal of Geological Society*, 132, 155-178.
- Grasemann, B. y Stuwe, K. (2001). *Journal of Structural Geology* 23, 715-724.
- Grasemann, B., Stuwe, K. y Vannay, J. C. (2003). *Journal of Structural Geology* 25, 19-34.
- Passchier, C. W. (1991). *Geologie En Mijnbouw* 70(2), 203-211.
- Passchier, C. W. (2001). *Journal of Structural Geology* 23, 951-962.
- Platt, J. P. (1979). *Journal of Structural Geology* 1, 95-96.
- White, S. (1979). *Journal of Structural Geology* 1, 333-339.