



## La cizalla de Villalcampo (Zamora), geometría cinemática y condiciones de la deformación asociada

### The Villalcampo Shear Zone (Zamora, Spain), geometry, kinematics and the physical conditions of the strain

GONZALEZ CLAVIJO, E., ALVAREZ, F., DIEZ BALDA, M. A.

En este trabajo se presenta una cartografía detallada de un sistema de cizalla que incluye la zona de cizalla de Villalcampo propiamente dicha y las bandas asociadas. Este sistema tiene carácter regional, afecta a granitos intruidos después de la segunda fase hercínica y a sus encajantes metamórficos en un área de al menos 150 Km<sup>2</sup>. El estudio geométrico y cinemático de las bandas, la distribución de las rocas de falla, así como el estudio microestructural han permitido interpretar todo el sistema como una cizalla subvertical dextra de carácter dúctil-frágil, que termina hacia el NW en un abanico extensional y que se prolonga hacia el SE en otra amplia área interpretada como un duplex extensional. El valor de la cizalla  $\gamma$  es de 1,55 y el desplazamiento mínimo calculado es de 3,7 Km. Todas las bandas de cizalla que incluye el sistema de Villalcampo y las venas o filones asociados pueden relacionarse con un único campo de esfuerzos en el que la trayectoria del esfuerzo principal  $\sigma_1$ , subhorizontal y de dirección aproximadamente N-S sufre una desviación en la zona terminal de la banda en sentido diferente según el labio de que se trate, tal como propone Anderson (1951).

Para caracterizar el régimen y los mecanismos de la deformación se ha realizado un análisis microestructural detallado de las rocas de falla y un estudio petrográfico y de la petrofábrica de las milonitas. Se concluye que los yacimientos de oro de Pino están controlados estructuralmente por este sistema de cizalla ya que aparecen en venas extensionales ocupadas por milonitas brechificadas; las condiciones de la deformación de carácter alternativamente dúctil-frágil habrían permitido la migración de fluidos mineralizadores y el sellado de las fracturas en ciclos repetidos. Se propone como hipótesis que los yacimientos de estaño y wolframio que aparecen en la región de Villaseco-Almaraz de Duero puedan estar controlados también por el duplex extensional de este sistema de cizalla.

**Palabras clave:** Zona de cizalla dúctil-frágil, fase 3, Zona Centro Ibérica, Cadena Hercínica, yacimientos de oro, control estructural de yacimientos.

The present work reports\* on a detailed mapping of the Villalcampo shear system, including the Villalcampo shear itself together with related shears and veins. This regional shear system affects granites intruded after the second hercynian deformation phase and their metamorphic host rocks over an area of about 150 Km<sup>2</sup>. A structural study of the shear bands, encompassing geometric and kinematic criteria and also the distribution of fault rocks, has allowed the authors to interpret the whole of the system as a ductile-fragile subvertical dextral shear spaying to the NW in an extensional fan that is prolonged to the SE over a broad area interpreted as an extensional duplex. The value of the shear strain,  $\gamma = 1.55$ , and the minimum displacement,  $s = 3.700$  m, is calculated. The distribution of shear bands and veins is coherent with the notion of a single stress field where the principal stress,  $\sigma_1$ , is subhorizontal and has a N-S trajectory that deviates to the tips of the main shear, as proposed by Anderson (1951). With a view to gaining insight into the shearing regimen and the physical conditions of the deformation, a microstructural exploration of the fault rocks was carried out together with a petrographical and petrofabric study of the mylonites. It is concluded that the Pino ore veins —with Au mineralization— are structurally controlled by this shear system because they are related to the extensional veins infilled by brecciated mylonites. Additionally, it is proposed that the deformation conditions would have alternated between brittle and ductile; this would have permitted the migration and sealing of microfractures by mineralizing fluids during repeated cycles. As an hypothesis, it is proposed that the Sn and W ores situated in the Villaseco —Almaraz area are possibly related to the extensional duplex.

**Key words:** Brittle-ductile shear zone, third hercynian folding phase, Central Iberian Zone, Hercynian Fold Belt, Structural control of gold deposits.

GONZALEZ CLAVIJO, E. (I.T.G.E. Calle Toro 84-90, Salamanca-37002). ALVAREZ, F.; DIEZ BALDA, M. A. (Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Calle de la Merced, Salamanca-37008).

## INTRODUCCION

La zona de cizalla de Villalcampo afecta fundamentalmente a los granitos de Ricobayo, Villalcampo, Villaseco-Pereruela, apenas roza el borde Norte del Macizo de Sayago y se prolonga hacia el SW por la Serie Metamórfica del Duero (QUIROGA, 1981), que incluye a los Gneises de Villadepera, correlacionados con el Ollo de Sapo (IGLESIAS y RIBEIRO, 1981) y a los Esquistos de Villalcampo, equivalentes a la parte alta del Complejo esquistograuváquico. Su trazado se pierde hacia el NW en los materiales del Ordovícico inferior del flanco norte del Sinforme de Alcañices (Figs. 1 y 2).

Esta cizalla recibe el nombre del pueblo de Villalcampo situado al borde Sur del granito de Ricobayo, donde se localizan unas canteras con excelentes ejemplos de milonitas S-C desarrolladas a partir del granito. Estas rocas las fotografía en su tesis de 1981, QUIROGA (pág. 165), quien señala la fuerte tectonización visible en Villalcampo y cita por primera vez la existencia de la zona de cizalla; sin embargo, este autor, no la estudia en detalle ni la cartografía. GONZALEZ CLAVIJO (1990) ha realizado un estudio estructural y una cartografía detallada de la distribución de las rocas de falla o de las venas y filones mineralizados, así como muestreos selectivos y ha revisado los modelos genéticos propuestos anteriormente

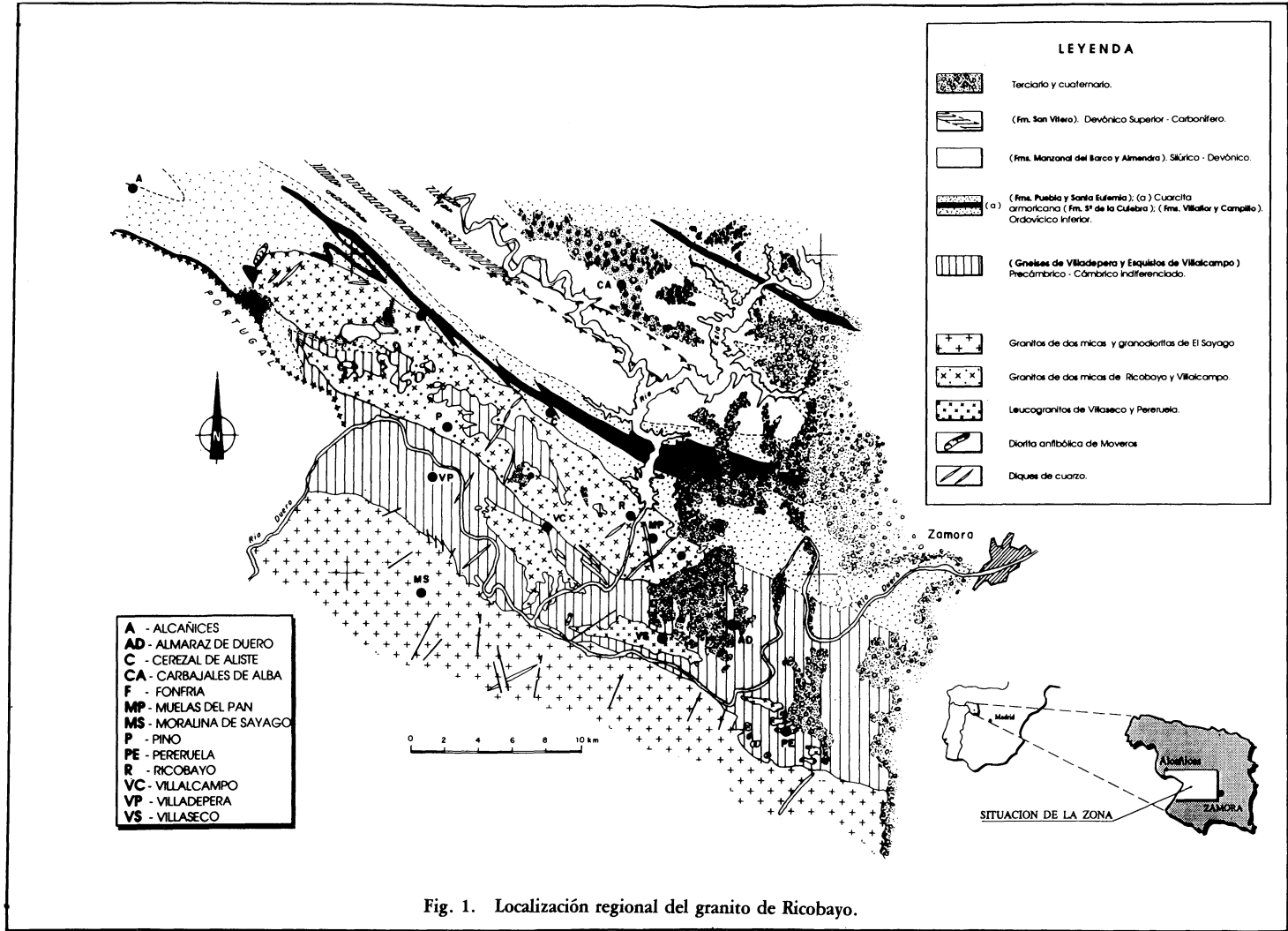


Fig. 1. Localización regional del granito de Ricobayo.

(JUNTA DE CASTILLA Y LEON, 1986) para relacionar los yacimientos de oro con las cizallas. En la cartografía presentada en este trabajo se distinguen las bandas subverticales y otras bandas de buzamiento intermedio localizadas en el borde SE del granito de Ricobayo, en las proximidades de Muelas de Pan, y que, en nuestra opinión, no pueden interpretarse como relacionadas genéticamente con las primeras (Fig. 2).

### SITUACION REGIONAL

La cizalla de Villalcampo se localiza en la Zona Centro Ibérica (JULIVERT *et al.*, 1977), en su dominio Norte o Dominio de los Pliegues Acostados de la división que se ha propuesto recientemente, atendiendo a las megaestructuras de la primera fase de deformación (DIEZ BALDA *et al.*, 1990).

Los materiales que afloran en la región se considera que están afectados fundamentalmente por una tectónica polifásica de edad hercínica, y además, como en toda la Zona Centro Ibérica se puede afirmar que la región fue afectada anteriormente por la deformación sárdica. La discordancia sárdica entre los materiales del ordovícico inferior y su substrato, constituido por los gneises de Villadepera, se reconoce en la Antiforma de Villadepera (IGLESIAS y RIBEIRO, 1981) y ha sido cartografiada recientemente por VILLAR (1990).

El plutón granítico de Ricobayo, en el que la cizalla de Villalcampo se ramifica en un abanico (o terminación en cola de caballo), separa dos dominios geológicos muy diferenciados. Al Norte se sitúa el Sinforme de Alcañices, que es una amplia estructura debida a la tercera fase de deformación hercínica de dirección NW-SE, formada por



Fig. 2. Disposición en «cola de caballo» de la terminación occidental de la cizalla de Villalcampo. Las cizallas senestras de segundo orden se han señalado en negro y las que presentan buzamientos hacia el norte en las proximidades de Muelas del Pan, en negro, con indicación del sentido de buzamiento.

metasedimentos paleozoicos afectados por un metamorfismo regional de grado bajo. Al Sur se localiza el Antiforme de Villadepera, también de la tercera fase hercínica y el macizo granítico de El Sayago; el grado de metamorfismo regional varía de medio a alto en este sector.

El plutón de Ricobayo está formado predominantemente por un granito de dos micas de grano grueso a muy grueso, presentando también facies con cordierita y sillimanita y facies granatíferas. Igualmente presenta pequeños cuerpos dioríticos siendo el de mayor tamaño el de Moveros, situado al NW del plutón. Estudiando la aureola de metamorfismo de contacto se concluye que este granito intruyó después de la segunda fase de deformación hercínica ya que los grandes cristales de andalucita que aparecen en su borde Norte o los de biotita que aparecen en su borde Sur engloban a la crenulación de segunda fase (QUIROGA, 1981; GONZALEZ CLAVIJO, 1990; VILLAR, 1990). Como el granito de Ricobayo está afectado claramente por las bandas terminales de la cizalla de Villalcampo y este granito intruyó después de la segunda fase, se puede considerar que las cizallas son claramente posteriores a la segunda fase hercínica y probablemente en parte sincrónicas con la tercera fase de deformación tal como se admite hasta ahora (DIEZ BALDA *et al.*, 1990). Según (PLAZA, 1982, FARIAS, 1989, DIEZ BALDA, 1986), estas cizallas dexas pueden formar un sistema conjugado con las senestras de dirección N 70° E, y ser sincrónicas con la tercera fase ya que ambas serían coherentes con unas direcciones de acortamiento próximas a N-S, es decir similar a la que ocasiona los pliegues de tercera fase. Sin embargo, todavía no se conoce con precisión la geometría detallada de todas las cizallas subverticales que afloran en la zona Centro Ibérica ya que salvo excepciones, es difícil establecer las relaciones temporales de unas con otras, existen dexas y senestras de direcciones aproximadamente coincidentes que, lógicamente, no

deberán ser coetáneas y hay evidencias de que algunas han funcionado antes de la tercera fase de deformación (DIEZ BALDA *et al.*, 1990).

## EL SISTEMA DE CIZALLA DE VILLALCAMPO

Las cizallas verticales forman lo que denominamos un sistema de cizalla que incluye a la banda principal de sentido dextro, a otras senestras y a las venas o filones que pueden interpretarse con un único esquema cinemático y dinámico.

### Geometría

La banda principal, o zona de cizalla de Villalcampo propiamente dicha, en cartografía presenta un trazado con tramos rectos y curvos, los tramos rectos tienen dirección N130°E y una anchura constante de más de 2 Km; los tramos curvos son más anchos y en ellos la dirección de las bandas varía de N 130 a N 170° E; uno de estos tramos curvos coincide con el granito de Ricobayo ya que la cizalla se divide en varias ramas curvándose al llegar al contacto entre el granito y su encajante, formando una terminación en cola de caballo (Fig. 2). Como veremos más adelante, es en estos tramos curvos donde se localizan preferentemente las cizallas senestras asociadas o las venas en extensión. Probablemente la desviación que experimenta el trazado de la banda principal al llegar al granito no sea casual sino que estará controlada por el contraste de competencia entre ambos materiales; en realidad puede explicarse como una refracción de la banda y es precisamente en estos cambios de dirección donde se localizan preferentemente las zonas en extensión favorables para la localización de venas mineralizadas. Así por ejemplo, estas desviaciones o curvaturas de las cizallas en las zonas de contacto entre rocas de diferente ductilidad resultan

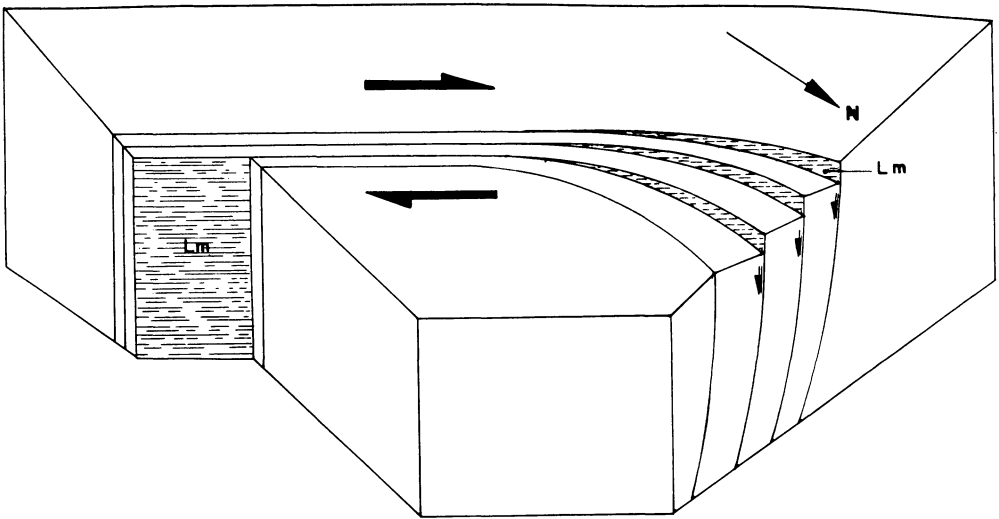
ser un control estructural de gran importancia en yacimientos auríferos ligados a venas en el escudo Canadiense (POULSE & ROBERT, 1989).

La geometría detallada de las bandas de cizalla de este sistema principal puede estudiarse dentro del granito, ya que en este tipo de rocas son fáciles de identificar, las bandas más deformadas se anastomosan unas con otras individualizando áreas alargadas fusiformes menos deformadas. Sin embargo, al adentrarse en las metapelitas del encajante resulta más difícil localizarlas a simple vista y es necesario recurrir a la observación microscópica para reconocer las milonitas micáceas. Como excepción justamente en el contacto del borde Norte del granito se reconocen estrechas bandas de filonitas con microestructuras S-C o clivaje de crenulación extensional (PLATT & VISERS, 1980) visibles macroscópicamente.

Las rocas de falla que predominan en la banda principal son milonitas S-C del tipo I (BERTHÉ *et al.*, 1979; LISTER & SNOKE,

1984), con escasas milonitas intensamente foliadas y ultramilonitas. En los planos de la foliación aparece una lineación de estiramiento muy desarrollada que es subhorizontal en los tramos rectilíneos de las bandas y débilmente inclinada hacia el SE en las ramas situadas en su terminación occidental (Fig. 3).

El hecho de que las bandas de cizalla sean verticales y la topografía llana permite obtener en la cartografía prácticamente una sección coincidente con el plano XZ de la deformación y medir directamente sobre el mapa desplazamientos y ángulos. El borde Norte del granito de Ricobayo es a «grosso modo» rectilíneo pero si se cartografía en detalle se observan unos pequeños escalones, justo donde está afectado por las ramas de la banda principal. Estimando que este contacto fuera recto, de dirección N 120° E, y sumando los desplazamientos de todos los escalones se calcula un desplazamiento total de 3.750 metros. Por razones de compatibilidad de la deformación (RAMSAY & HU-



### ABANICO EXTENSIONAL

Fig. 3. Interpretación de la refracción y bifurcación de la cizalla de Villalcampo al llegar al granito de Ricobayo como un abanico extensional que desarrolla una flor negativa. Obsérvese que la lineación milonítica presenta una débil inclinación hacia el SE en esa zona pero es horizontal en los tramos rectilíneos de la cizalla.

BER, 1983) este desplazamiento deberá ser absorbido por la banda principal cuando ésta se presenta como una banda única y aproximadamente planar.

El desplazamiento puede calcularse en esta banda a partir del ángulo  $\Theta'$  entre los planos C y S y utilizando la expresión:

$$\text{tg}2\Theta = 2/\gamma \quad (\text{RAMSAY \& GRAHAM, 1970})$$

Hemos estimado que el ángulo  $\Theta'$  es de  $22^\circ$  (entre la dirección media de los planos C: N  $142^\circ$  E y la dirección media de los planos S: N  $120^\circ$  E, así hemos obtenido un valor para el valor de la deformación por cizalla de  $\gamma = 1,55$ .

El valor del desplazamiento se calcula multiplicando este valor por la anchura de la banda:

$$S = \gamma \cdot z \quad (\text{RAMSAY, 1980})$$

Así considerando un anchura de 2.000 m se obtiene un desplazamiento de 3.100 m, si consideramos una anchura de 2.500 m obtenemos un desplazamiento de 3.875 metros. Como se ve, se obtienen resultados muy parecidos al que resulta de sumar directamente sobre el mapa.

Relacionadas con el abanico extensional aparecen varias cizallas senestras que hemos agrupado en dos familias según su dirección:

Las cizallas de dirección media N  $108^\circ$  E y las de dirección media N  $68^\circ$ .

#### *Las cizallas senestras de dirección N $108^\circ$ E*

Estas cizallas se localizan preferentemente en la parte central del arco interno que describe la banda principal y únicamente dentro de ella. Los planos C son subverticales con dirección N  $108^\circ$  E y la lineación milonítica tiene dirección N  $112^\circ$  E y es subhorizontal o débilmente inclinada hacia el NW. Estas cizallas presentan en cartografía un trazado en escalón, relevándose unas a otras.

Sus dimensiones varían de un metro a

varias decenas de metros de anchura y su longitud puede alcanzar varios centenares de metros.

Las rocas de falla presentes son las milonitas foliadas y las ultramilonitas, con algunas milonitas brechificadas, cementadas con turmalina; en estas bandas son muy escasas las milonitas S-C.

Estas cizallas desplazan a las dexas de la banda principal pero, como admiten con las primeras una misma dirección de acortamiento y están claramente restringidas dentro de ella, se interpretan como desarrolladas posteriormente pero relacionadas genéticamente con las primeras. No ha sido posible encontrar la relación con el sistema senestro N  $68^\circ$  E, ya que en la zona donde aparecen ambos, como la Norte y Este de Villalcampo no hay buenos afloramientos.

#### *Las bandas mineralizadas de dirección N $68^\circ$ E*

Estas bandas son subverticales, presentan una lineación milonítica horizontal y se localizan en la parte central del arco externo que describe la banda principal.

Sus dimensiones varían desde las de longitud métrica y anchura de varios milímetros, a las de varias decenas de metros de anchura y hasta 1 Km de longitud.

Lo más característico de las mismas es que están ocupadas por milonitas brechificadas, fuertemente silicificadas y cementadas con turmalina a las que se asocia un enriquecimiento en sulfuros (arsenopirita, pirita) y oro. Paralelamente a estas bandas aparecen abundantes filones de cuarzo y diques básicos.

Las relaciones que se observan en los afloramientos indican que estas bandas mineralizadas son posteriores a las bandas dexas del sistema principal, las desplazan en sentido senestro y borran la textura milonítica o las estructuras S-C previas. Sin embargo como están restringidas y localizadas dentro de la banda principal, ocupando una

posición tensional en el arco externo del pliegue que dibuja la banda principal, se interpretan como generadas por el mismo campo de esfuerzos y en gran parte sincrónicas.

Las bandas senestras tienen unas dimensiones que varían desde las de longitud métrica y anchura de varios milímetros a las de varias decenas de metros de anchura y hasta 1 Km de longitud.

### *Las venas de cuarzo*

En todo el área situada al Oeste del Río Esla, donde aflora el granito de Ricobayo, aparecen venas tensionales rellenas de cuarzo, piritita y calcedonia. Los cristales que rellenan las venas tienen sus caras más largas orientadas perpendicularmente a la pared de la vena es decir, dispuestas «en peine». Las venas tienen una dirección N 42° E y son subverticales. El tamaño es muy variable, algunos filones son muy continuos y atraviesan todo el granito. No aparecen estructuras S-C o rocas miloníticas paralelas a estas venas, las rocas asociadas son únicamente brechas. Las interpretamos como venas tensionales del sistema principal ya que ocupan una posición aproximadamente ortogonal a la foliación milonítica. Probablemente son sincinemáticas con la cizalla principal aunque hay evidencias de que algo de deformación dúctil ha continuado después de su relleno. Así por ejemplo al Norte del Pino, aparece una vena de cuarzo desplazada unos 200 metros en sentido dextro por una banda de cizalla paralela a la banda principal.

### **Cinemática**

El desarrollo de estructuras o de rocas de falla con indicadores cinemáticos ha permitido identificar fácilmente los sentidos de movimiento de las diferentes bandas anteriormente descritas. En muchos casos simplemente las observaciones macroscópicas

eran suficientes, pero siempre fueron confirmadas con el estudio microscópico. Así mismo el desarrollo de una intensa lineación milonítica nos ha permitido establecer que el movimiento general de la banda principal ha sido subhorizontal. La lineación milonítica únicamente presenta un cabeceo superior a los 10° en la parte final del abanico, donde llega a los 24° SE. Este mayor cabeceo era de esperar, ya que el carácter distensivo del abanico lleva asociada una cierta componente de salto de buzamiento para estas cizallas. Observada la estructura en un corte vertical transversal al abanico, vemos que puede explicarse el cabeceo de las lineaciones en el abanico extensional y el hundimiento de ese área, generando una estructura en flor negativa (Fig. 3).

Los mejores indicadores cinemáticos que hemos encontrado aparte de los desplazamientos visibles en la cartografía o en el afloramiento han sido los pliegues intrafoliares asimétricos, los peces de mica (Fig. 9), los porfiroclastos tipo sigma (PASSICHER y SIMPSON, 1986), los granos rotos y desplazados, las estructuras S-C (BERTHÉ *et al.*, 1979) y el clivaje estacionario («steady state cleavage») o clivaje oblicuo marcado por la orientación de los lados largos de los granos de cuarzo recrystalizados (Fig. 8,b). Este clivaje oblicuo, independientemente de como se interprete constituye un excelente indicador cinemático (MEANS, 1981, SIMPSON & SCHMID, 1983, LAW *et al.* 1984). Se admite que los granos nuevos recrystalizados están orientados con sus lados más largos fosilizando la dirección de estiramiento incremental infinitesimal, es decir a 45° del plano de flujo de cizallamiento, aunque el ángulo que forma con el bandeo milonítico es variable de unas milonitas a otras (de 45 a 10°) su orientación con respecto al plano de cizallamiento es constante y está a 45° de las guirnaldas de ejes c del cuarzo (LAW *et al.*, 1984). Para altos valores de la deformación por cizalla, el bandeo milonítico ha rotado paralelizándose al plano de flujo del cizallamiento (marcando el plano de aplasta-



miento finito) pero el clivaje oblicuo queda formando un ángulo constante con el anterior («steady state cleavage» de MEANS, 1981). La aparición de este clivaje oblicuo indica además que la recuperación y la recristalización dinámica han sido muy intensas. Por otra parte, el hecho de que únicamente aparezcan profiroclastos tipo sigma y no hayamos encontrado porfiroclastos tipo delta en las milonitas estudiadas, nos permite llegar a la conclusión de que la relación entre la velocidad de recristalización y la de cizallamiento fue alta (PASSCHIER & SIMPSON, 1986).

### Interpretación estructural

De lo expuesto anteriormente se puede concluir que el sistema de cizalla de Villalcampo forma en su terminación NW una imbricación en abanico extensional y que se prolonga hacia el SE en tramos rectilíneos que se relevan unos a otros generando una zona en extensión, en la zona de Villaseco—Almaraz, que se interpreta como un duplex extensional en el sentido de WOODCOCK & FISCHER (1986). Todas las cizallas y las venas de este sistema son coherentes con la distribución de esfuerzos que se señala en la Fig. 4. Las cizallas senestras de dirección N 108° E aparecen en el semiplano en extensión (o labio que se desplaza hacia la derecha) y serían conjugadas con las dexas que aparecen en el mismo semiplano, siendo  $\sigma_1$  la bisetrix obtusa de ambas direcciones (Fig. 4). Las cizallas senestras de dirección N 68° E aparecen únicamente en la zona terminal de la cizalla principal en el semiplano en compresión, donde el esfuerzo principal  $\sigma_1$  se desvía paralelizándose al labio que se desplaza hacia la izquierda. Esta disposición de las trayectorias de esfuerzos en una zona terminal de una falla es la que propone ANDERSON (1951) y es la que nos ha parecido más lógica para explicar la disposición encontrada en el sistema de Villalcampo. Otras tentativas como la de

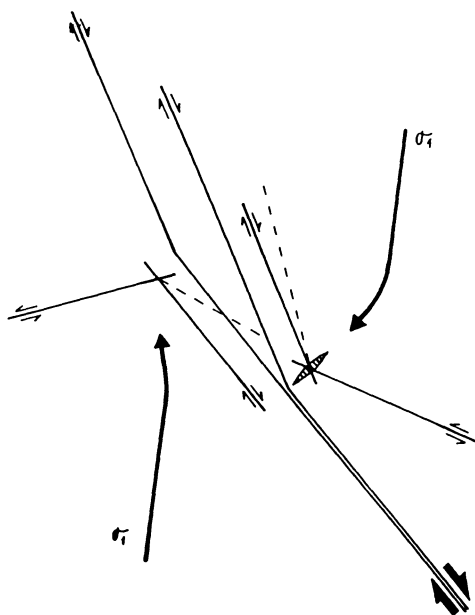


Fig. 4. Interpretación de las cizallas del sistema de Villalcampo y de las venas extensionales en relación con un campo de esfuerzos en el que la trayectoria de  $\sigma_1$  sufre una desviación en su zona terminal tal como propone Anderson (1951).

asociar las distintas fallas a familias R, T o P de un sistema Riedel han chocado con incoherencias y dificultades, ya que por ejemplo las cizallas N 108° E, si las asociamos a las P de un sistema Riedel, deberían ser dexas y no senestras. Por tanto pensamos que no son válidas las interpretaciones dadas en el estudio de la JUNTA DE CASTILLA Y LEON (1986).

Otro factor que ha podido influir en la disposición y orientación de las distintas cizallas es el contraste reológico entre el granito y su encajante. Parece probado, en otras áreas, que la dirección de filones o lechos competentes constituyen un factor determinante y fundamental y condicionan la localización de las cizallas más que los ejes externos de la deformación (POULSEN y ROBERT, 1989).

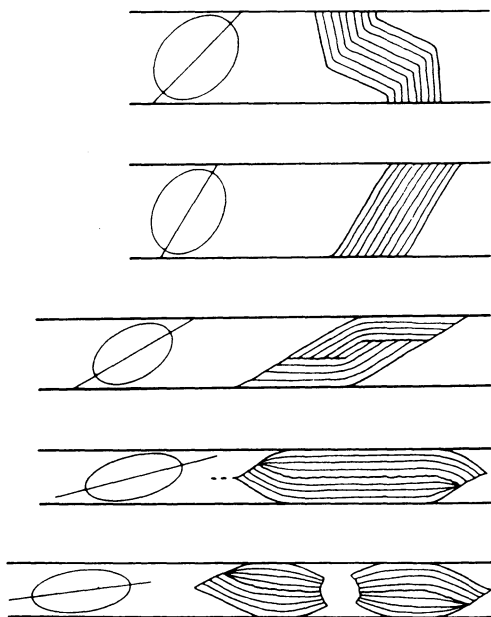


Fig. 5. Los peces de mica observados en las milonitas S-C aparecen con distintas características según la posición que ocupara el plano de clivaje (001) en relación con la elipse de la deformación. Si el clivaje cae en el campo de estiramiento de la elipse observamos peces de moscovita budinados o muy aplastados (Fig. 8 D y C).

### Las rocas de falla presentes, su distribución y mecanismos de deformación

Las rocas de falla reconocidas en nuestro estudio indican una deformación en la zona de transición frágil-dúctil, ya que existen rocas (milonitas, ultramilonitas) en las que la deformación del cuarzo ha sido predominantemente en condiciones dúctiles con aparición de ribbons y orientaciones cristalográficas preferentes, que se obtienen por deslizamiento de dislocaciones según planos cristalográficos determinados. Estas evidencias de deformación plástica o dúctil del cuarzo, contrastan con el comportamiento frágil de otros minerales presentes en las rocas como el feldespato potásico, las plagioclasas y la turmalina. Las micas se deforman principalmente por plegamiento tipo kink o

por deslizamiento según los planos de clivaje, en algunos casos, cuando sus planos de clivaje están subparalelos a la foliación milonítica, aparecen boudinadas. Excepcionalmente en algunas láminas observamos que el feldespato potásico ha recrystalizado dinámicamente formando un mosaico de granos nuevos de menor tamaño.

Los tipos de ribbons que aparecen son: Monocristalinos y policristalinos de los tipos 1, 2 y 4 de BOULLIER et BOCHEZ (1978) sin ribbons policristalinos del tipo 3 o platten quartz. También se encuentran asociaciones o tipos intermedios como 2 + 4, es decir con granos alargados, paralelos al bandeo, de bordes sinuosos o aserrados y granos de menor tamaño equigranulares y oblicuos a la foliación. Los más abundantes son del tipo 2b, es decir con granos equigranulares, alargados en su interior. La reducción del tamaño de grano es muy intensa y aparecen granos nuevos de 16 micras de diámetro en los bordes de los ribbons o en su interior. En general la recrystalización dinámica del cuarzo ha sido tan intensa, que aparece un mosaico de granos alargados orientados formando un ángulo constante (25 a 28°) con respecto a los ribbons, desarrollando un clivaje oblicuo que enmascara la estructura acintada. Por otra parte hay rocas que muestran que la deformación frágil ha posdatado a la deformación dúctil ya que aparecen milonitas brechificadas. También se interpreta que la deformación ha sido de carácter dúctil-frágil, alternando en ciclos repetidos ya que vemos milonitas brechificadas cuyos fragmentos a su vez se han deformado plásticamente y se han orientado preferentemente.

Se han identificado varios tipos de roca de falla como: protomilonitas, milonitas, ultramilonitas, milonitas S-C del tipo I y del tipo II (SIBSON, 1977; LISTER & SNOKE, 1984), milonitas brechadas, brechas, harinas de falla y filonitas. Su distribución permite afirmar que aunque en alguna banda coexisten varios tipos de roca, por ejemplo milonitas S-C en los bordes y ultramilo-

nititas en el centro, existe una cierta especialización. Así por ejemplo, las milonitas S-C son las rocas de falla más abundantes pero predominan claramente en la banda principal y en su terminación en cola de caballo. También pueden verse en relación con la banda principal, ultramilonitas, milonitas s. s. (foliadas) y filonitas (cuando afecta a los materiales esquistosos). En las bandas de dirección N 68° E también se presentan milonitas S-C pero la característica más importante es la presencia de brechas de fragmentos miloníticos, así como abundantes venas de cuarzo y diques de rocas básicas intruidas a favor de la estructura. En las de dirección N 108° E, además de las de siempre presentes milonitas S-C, encontramos milonitas foliadas y ultramilonitas.

De esta descripción de las estructuras, desde la perspectiva de los tipos de roca de falla presentes, queremos resaltar las estructuras de N 68° E, por ser en las que más desarrollo presentan las brechas, con un cemento muy rico en turmalina y paralelamente a ellas aparecen abundantes venas de cuarzo y diques básicos. Todo esto nos indicaría un carácter distensivo, con entrada de fluidos, a veces mineralizados, como indican la presencia de mineralizaciones de sulfuros y de oro en estas estructuras. Estos fluidos podrían ocasionar una alternancia en las condiciones de deformación de la roca, pues al aumentar la presión de fluidos se facilita la deformación frágil, se ocasionan roturas y brechas y los fluidos pueden escapar, bajando de esta manera la presión de fluidos y retornando a condiciones dúctiles. Los propios fluidos precipitan los elementos que llevaban disueltos y cementan la roca con lo que vuelve a disminuir el volumen de poros y aumenta de nuevo la presión de fluidos pudiéndose alcanzar otra vez la roca frágil. Una sucesión de este mecanismo de modo cíclico, daría lugar al llamado bombeo sísmico (SIBSON, 1975), mecanismo que puede explicar la concentración de un elemento tan escaso como el oro. Este mecanismo se ha invocado para explicar

otros yacimientos auríferos en cizallas de carácter frágil-dúctil, y se considera un mecanismo muy efectivo para la concentración de este elemento (KERRICH, 1989).

### Control estructural de los yacimientos auríferos

El control estructural de los yacimientos auríferos, localizados en filones o venas, en zonas de cizalla de carácter frágil-dúctil, y especialmente en las zonas de contacto con materiales de distinta competencia, ha sido puesto de manifiesto por otros autores para yacimientos en terrenos arcaicos en Sudáfrica, Australia o en el Escudo Canadiense (BURSNELL, 1989; JAY HODGSON, 1989; VEARNCOMBE *et al.*, 1989; GROVES *et al.*, 1989; PERRING *et al.*, 1989). Los fluidos hidrotermales enriquecidos en este elemento provendrán de las rocas fundidas en la base de cortezas engrosadas y aparecen asociados a granitoides tardíos de orógenos de colisión (JAY HODGSON & HAMILTON, 1989).

De lo expuesto anteriormente deducimos un control estructural semejante para los yacimientos auríferos de Pino ya que aparecen en venas extensivas relacionadas con la cizalla dúctil-frágil de Villalcampo, y asociados a la zona de contacto, donde la cizalla se refracta y ramifica. Por otra parte también en nuestro caso como en los citados por JAY HODGSON & HAMILTON (1989), aparecen asociados a granitos tardi-tectónicos de un orógeno colisional.

### Petrofábrica

Aunque los criterios cinemáticos, de escala meso y microscópica, han sido en casi todos los casos suficientes para conocer los sentidos de movimientos de las cizallas estudiadas, hemos estudiado la distribución estadística de los ejes ópticos del cuarzo en algunas milonitas. Este estudio permite concluir no sólo el sentido de cizallamiento,

cuando aparecen disposiciones asimétricas, sino deducir los sistemas de deslizamiento intracristalino que han intervenido, y así concluir algo acerca de las condiciones físicas de la deformación (BOUCHEZ, 1977; BLACIC, 1975).

Dos de los diagramas de ejes *c* de cuarzo obtenidos (correspondientes a la banda

principal y a la de dirección  $N 108^\circ E$  (Fig. 6, a y d respectivamente) presentan guirnaldas bien definidas con submáximos próximos a la dirección de *Z*, o próximos a la dirección de *Y* que permiten concluir que los deslizamientos que han operado son los basales en la dirección de «a» y prismáticos en la dirección de «a» que operan a tempe-

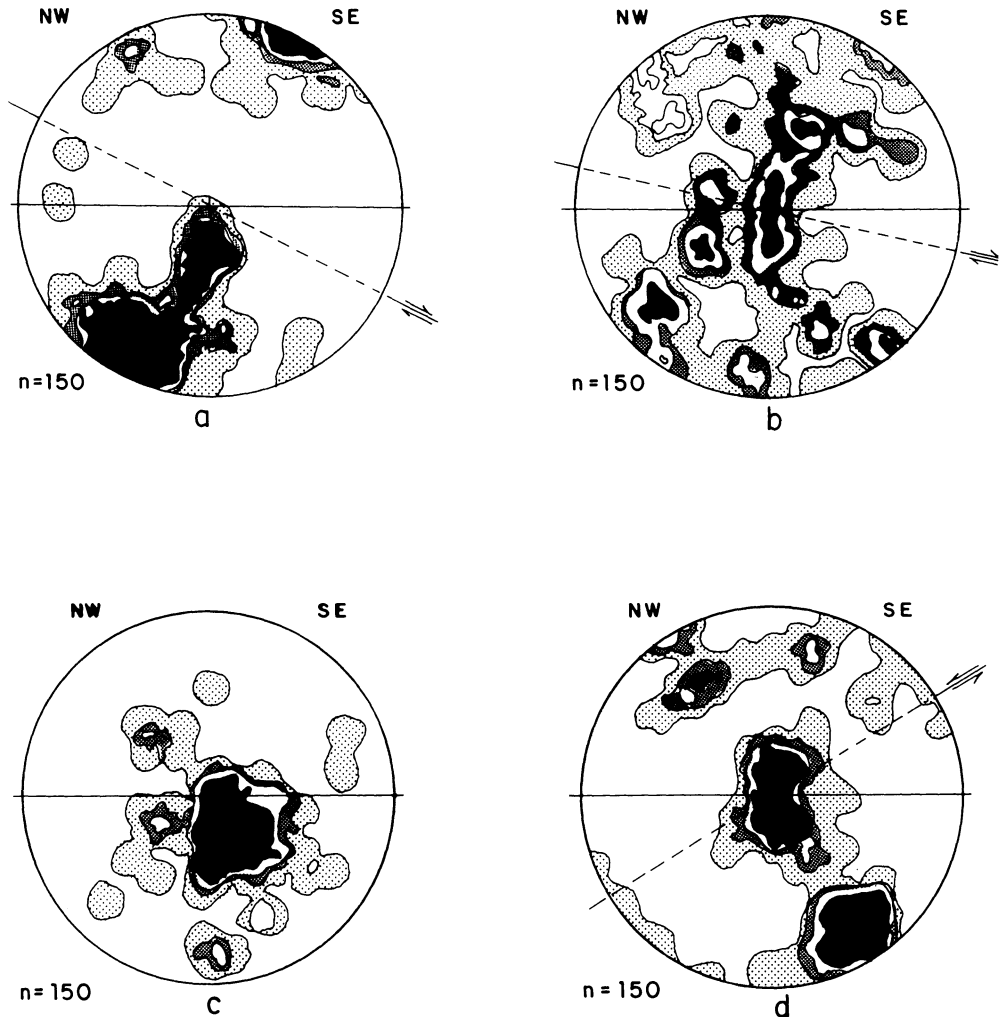


Fig. 6. Diagramas de ejes *c* de cuarzo, falsilla Schmidt, hemisferio inferior, contornos para el 1, 3, 5, y 7%,  $n = 150$  polos. a—Banda de cizalla principal, subvertical, dextra, al W de Villalcampo. b—Banda de cizalla de dirección  $N110$  y buz de  $52^\circ N$ , al N de Muelas del Pan, el bloque superior se movió hacia el SE. c—Banda de dirección  $N80^\circ E$  y buzamiento  $40^\circ N$  situada al E de Muelas del Pan, el máximo en *Y* indica que han operado los deslizamientos prismáticos en dirección «a». d—Banda  $N108^\circ E$  subvertical, senestra, situada al N de Villalcampo.

raturas bajas o intermedias (BOUCHEZ, 1977).

El diagrama obtenido para la banda situada al Este de Muelas del Pan (Fig. 6, c), no permite deducir el sentido de cizallamiento, pero el máximo en Y indica que ha predominado el sistema de cizallamiento prismático en la dirección de «a» que opera a Temperatura intermedia (superior a 400°C e inferior a 700°C) (BOUCHEZ, 1977; BLACIC, 1975). El diagrama obtenido para la cizalla que aparece en el borde NE del granito de Ricobayo al N de Muelas del Pan (Fig. 6, b) permite deducir que ha funcionado como dextra, inversa, con movimiento del bloque superior hacia el SE. La asimetría de este diagrama se determina con

la línea esqueleto, que se obtiene conectando los puntos de máxima curvatura de las curvas de igual densidad (SIMPSON & SCHMID, 1983). También se podía haber utilizado el trazado del «leading edge» (LISTER & HOBBS, 1980; SIMPSON & SCHMID, 1983), que separa «grosso modo» la zona sin puntos en la que cae la dirección de estiramiento. Ambos métodos darían el mismo sentido de cizallamiento. Aunque el único diagrama es insuficiente para deducir el sentido de cizallamiento, y en general se realizan estudios estadísticos. En este caso este sentido coincide con el que se deduce de un clivaje de crenulación extensional bien visible en el afloramiento por lo que no ha sido necesario repetir los muestreos.

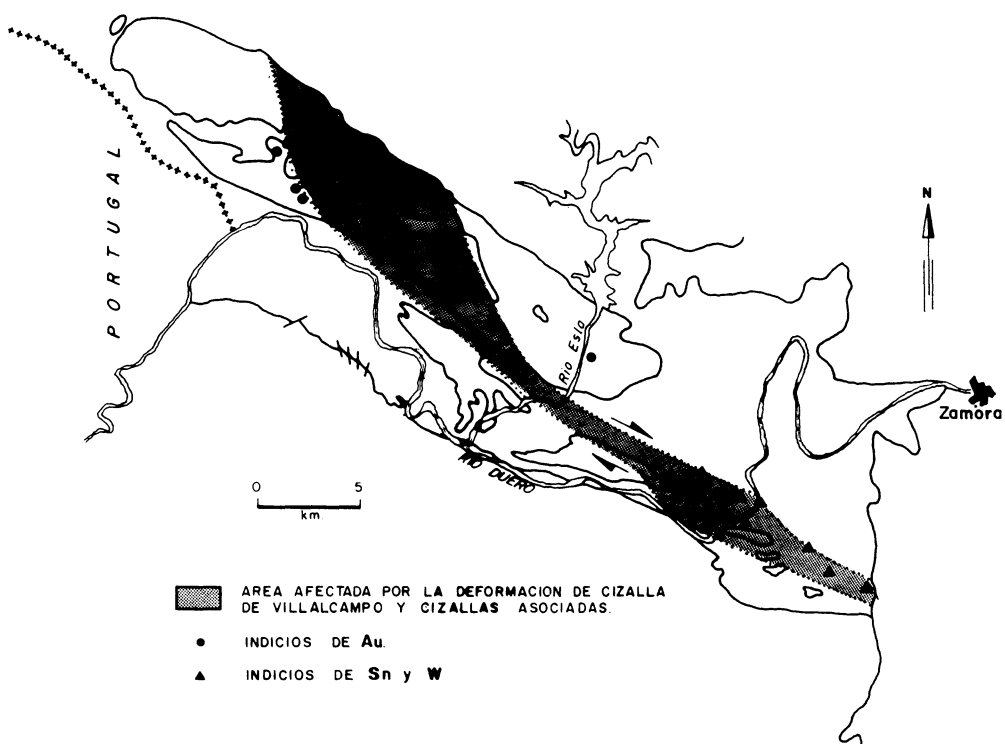


Fig. 7. Relaciones espaciales y control estructural propuesto para los indicios mineros de Au (Pino de Oro) en el abanico extensional y de Sn-W (Villaseco-Almaraz de Duero) en el duplex extensional del sistema de cizalla de Villalcampo.

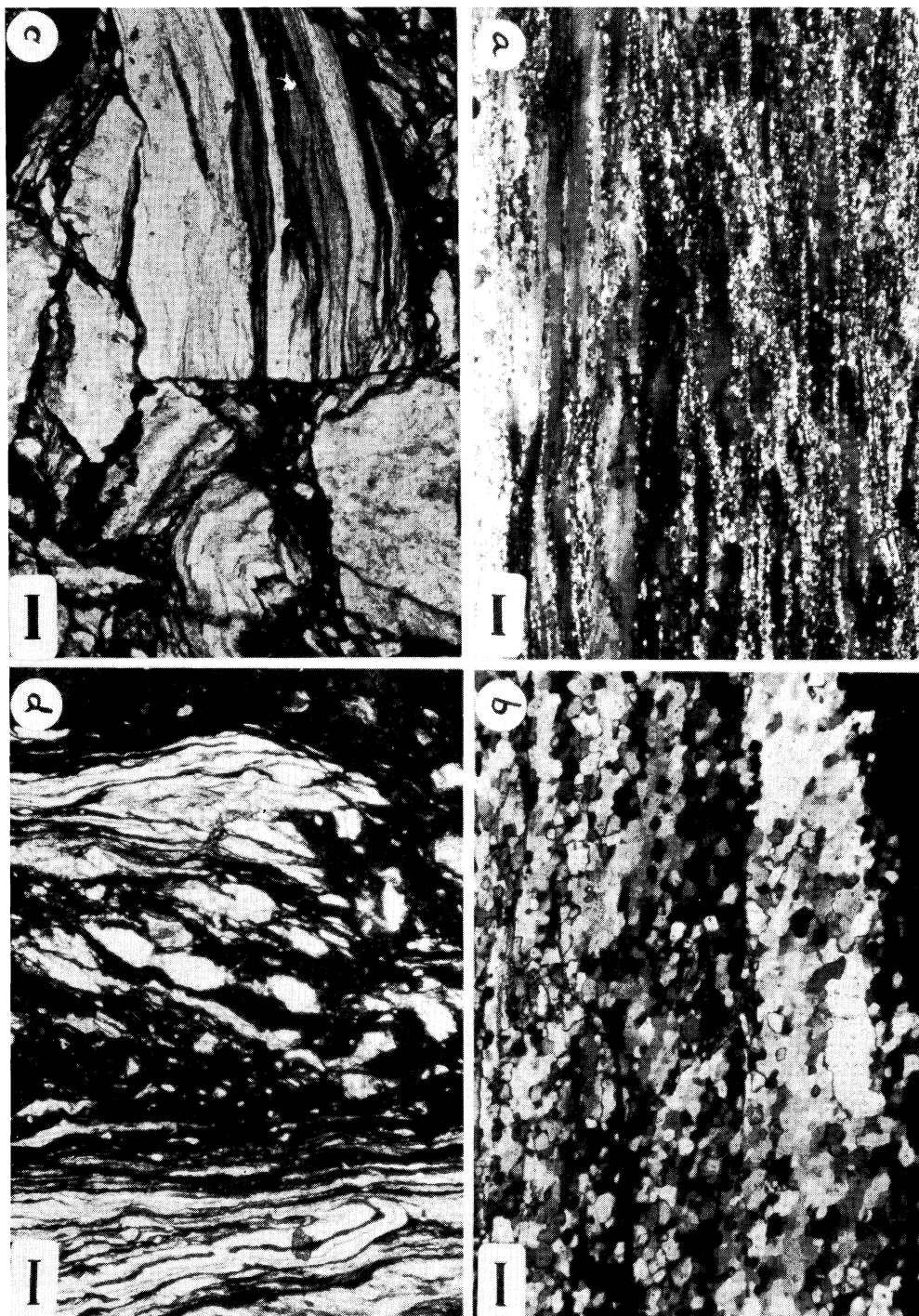


Fig. 8. Aspectos microestructurales de las rocas de falla: A—Ribbons de cuarzo en una milonita de la banda principal cerca de Villalcampo. B—Clivaje oblicuo en una milonita recristalizada de la banda situada al E de Muelas del Pan C y D—Brecha con fragmentos que presentan bandeado milonítico cementadas por turmalina, obsérvese un pliegue intrafoliar. Escala = 0.2 mm.

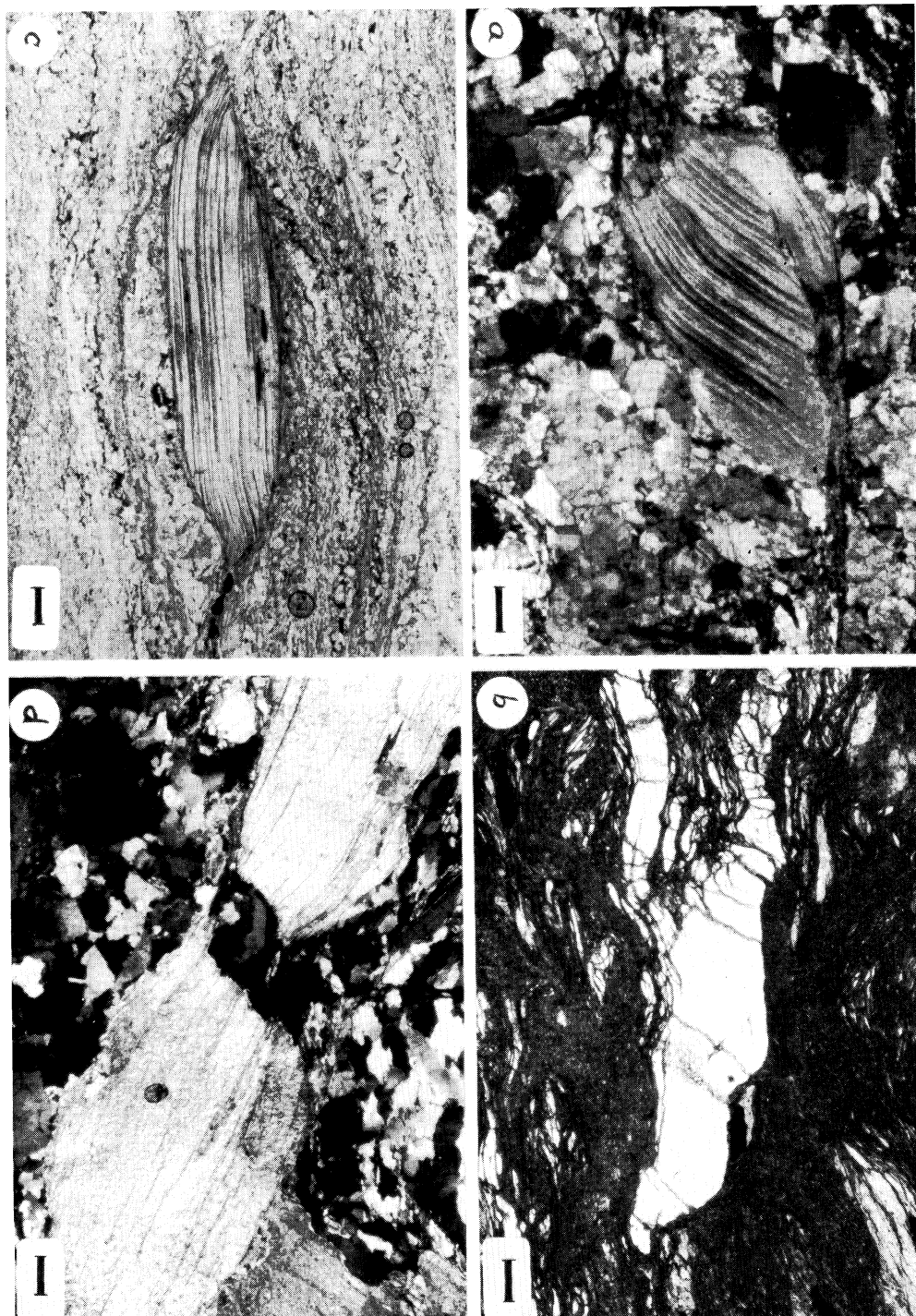


Fig. 9. A—Pez de moscovita que indica sentido de cizallamiento dextro, milonita S-C de la banda principal al E de Villalcampo. B—Ribbon policristalino de cuarzo formando un pliegue intrafoliar que ha sido posteriormente replegado, banda al N de Muelas de Pan. C—Pez de moscovita con sus planos (001) muy paralelizados a la foliación milonítica, los extremos sigmoidales indican sentido de cizallamiento dextro. D—Pez de moscovita budinado, protomilonita al Sur de Villalcampo. Escala = 0,2 mm.

## CONCLUSIONES

El sistema de cizalla de Villalcampo permite relacionar los yacimientos minerales de la zona de Pino de Oro o de Villaseco Almaraz de Duero, con el sistema de cizalla de Villalcampo, aquí estudiado. El control estructural de estos yacimientos resulta bastante evidente si tenemos en cuenta que los yacimientos de oro aparecen en venas que ocupan posiciones extensionales de la banda de cizalla dextra principal, en cuyas rocas hay evidencias de rotura y cementación. Por otra parte los indicios de Sn y W de Villaseco-Almaraz se localizan en una zona que se ha propuesto como un duplex extensional de este sistema de cizalla. Los mecanismos de deformación parecen haber alternado de dúctil a frágil en ciclos repetidos facilitando el bombeo sísmico y la acumulación de me-

tales de interés económico. Las condiciones de deformación que operaron en la génesis de las rocas de falla del sistema de Villalcampo, deducidas del estudio microestructural y de la petrofábrica, serían las de transición frágil-dúctil en condiciones de Temperatura de 400 a 500°C, en las facies de los esquistos verdes, parte media a alta, sin alcanzar la facies epidota-anfibolita. Únicamente en las cizallas de dirección NE-SW situadas al Este de Muelas de Pan puede señalarse que la deformación fue a mayor temperatura probablemente en la facies epidota-anfibolita.

## AGRADECIMIENTO

Este trabajo ha sido subvencionado con el Proyecto DGICYT: PB87-0737 C 03-02.

## BIBLIOGRAFIA

- ANDERSON, E. M. (1951). The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain. Oliver & Boyd, Edinburg, 206 p.
- BERTHE, D.; CHOUKROUNE, P. & JOGOUZO, P. (1979). Ortogneiss mylonite and non coaxial deformation of granites: The example of the South Armorican Shear Zone. *Jour. of Struct. Geol.*, 1, 31-42.
- BLACIC, J. D. (1975). Plastic deformation mechanisms in quartz: The effect of water, *Tectonophysics*, 27, 271-294.
- BOUCHEZ, J. L. (1977). Le quartz et la cinématique des zones ductiles. *These Univ. Nantes*. 165 pp.
- BOULIER, A. M. et BOUCHEZ, J. (1978). Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bull. Soc. géol. France* 7, XX, 3, 253-262.
- BURNSNALL, J. T. (1989). Review of mechanical principles, deformation mechanisms and shear rocks. In: Mineralization and shear rocks. *Geol. Assoc. Canada Short Course Notes*, v. 6, 1-27.
- DIEZ BALDA, M. A. (1986). El Complejo Esquisto Grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca. *Ediciones Univ. de Salamanca*, n.º 52. 162 p.
- DIEZ BALDA, M. A., GARCIA CASQUERO, J. L., MONTERSERIN, V., NOZAL, F., PARDO, M. V. y ROBLES R. (1990). Cizallamientos subverticales posteriores a la segunda fase de deformación hercínica al Sur de Salamanca (Zona Centro-Ibérica). *Rev. Soc. Geol. R. España* 3 (1-2). 117-125.
- DIEZ BALDA, M. A., VEGAS, R. & GONZALEZ-LODEIRO, F. (1990). Structure of the Central Iberian Zone. In: «Pre-Mesozoic Geology of Iberia». *Ed. Dallmeyer y Martínez García. Springer-Verlag*, Berlín.
- GONZALEZ CLAVIJO, E. (1990). Estudio geométrico y cinemático de la cizalla de Villalcampo (Zamora). Aplicación a la prospección minera. Tesis de licenciatura. Univ. Salamanca. 98 pp.
- GROVES, D. I., BARLEY, M. E. & HO, S. E. (1989). The nature, genesis and tectonic setting of mesothermal gold mineralization in the Yilgarn block, Western Australia. *Econ. Geol. Mon.*, 6, 71-85.
- IGLESIAS, M. & RIBEIRO, A. (1981). Position stratigraphique de la formation «Olla de Sapo» dans la région de Zamora (Espagne)-Miranda do Douro (Portugal). *Com. Ser. Geol. Portugal*, t. 67, fasc. 2. 141-146.
- JAY HODGSON, C. (1989). Pattern of mineralization. In: Mineralization and shear zones, *Geol. Assoc. of Canada Short Courses Notes*, v. 6, 51-58.



- JAY HODGSON, C. & HAMILTON, J. V. (1989). Gold mineralization in the Aibitibi Greenstone Belt: End stage result of archean collision tectonics? *Economy Geology*.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J. M., RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1977). Memoria explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. (1:1.000.000). *Inst. Geol. Min. Esp.*, Madrid.
- JUNTA DE CASTILLA Y LEON, (1986). Estudio geológico minero en el área del Pino de Oro (Provincia de Zamora), Fase I. Consejería de Industria y Energía, Consultor C.G.S. (Estudio inédito), 138 p.
- KERRICH, R. (1989). Geodynamic setting and hydraulic regimes: shear zone hosted mesothermal gold deposits, In: Mineralization and shear zones, *Geol. Assoc. of Canada Short Course Notes*, v. 6, 89-128.
- KERRICH, R. (1989). Geochemical evidence on the sources of fluids and solutes for shear zone hosted mesothermal Au deposits, In: Mineralization and shear zones, *Geol. Assoc. of Canada Short Course Notes*, v. 6, 129-198.
- LISTER, G. S. & SNOKE, A. W. (1984). S-C mylonites. *Jour. Struct. Geol.*, 6, 617-638.
- LISTER, G. S. & HOBBS, B. E. (1980). The simulation of fabric development during plastic deformation and its applications to quartzite: The influence of deformation history. *Jour. Struct. Geol.*, 2, 355-370.
- LOPEZ PLAZA, M. (1982). Contribución al conocimiento de la dinámica de los cuerpos graníticos en la Penillanura Salmantino-Zamorana. Tesis Doctoral, Univ. de Salamanca, 332 pp.
- MURPHY, J. B. (1989). Tectonic environment and metamorphic characteristics of shear zones, In: Mineralization and shear zones, *Geol. Assoc. Canada Short Course Notes*, v. 6, 29-49.
- OSMANI, I. A., STOTT, G. M., SANBORN-BARRIE, M. & WILLIAMS, H. R. (1989). Recognition of regional shear zones in South Central and North-western Superior province of Ontario and their economic significance, In: Mineralization and shear zones, *Geol. Assoc. of Canada Short Course Notes*, v. 6, 199-218.
- PASSCHIER, C. W. & SIMPSON, C. (1986). Porphyroclast systems as kinematic indicators, *Jour. Struct. Geol.*, 9, 679-690.
- PERRING, C. S., BARLEY, M. E., BETTENAY, L. S., CASSIDY, K. F. *et al.* (1989). The conjunction of linear orogenic belts, mantle crustal magmatism and gold mineralization in the Archean greenstone belts of Western Australia. *Econ. Geol. Mon.* 6, 571-584.
- POULSEN, K. H. & ROBERT, F. (1989). Shear zones and gold: Practical examples from the Southern Canadian Shield, In: Mineralization and shear zones, *Geol. Assoc. of Canada Short Course Notes*, v. 6, 239-266.
- QUIROGA, J. L. (1981). Estudio geológico del paleozoico del W de Zamora. Tesis doctoral, Univ. de Oviedo, 210 p.
- RAMSAY, J. G. (1980). Shear zone geometry: A review. *Jour. Str. Geol.*, 2, 1/2, 83-99.
- RAMSAY, J. G. & GRAHAM, R. H. (1970). Strain variation in shear belts. *Can. J. Earth Sci.*, 7, 786-813.
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I., (1983). The techniques of modern structural geology, vol. 1, *Academic Press*. London.
- ROBERTS, R. H. (1987). Archean lode gold deposits, in: *Geoscience Canada reprint. Series*, 3, 1-19.
- SIBSON, R. H. (1975). Generation of pseudotachylite by ancient seismic faulting. *Geophys J. R. Astr. Soc.*, 43, 775-794.
- SIBSON, R. H. (1977). Fault rocks and faults mechanism, *Jour. Geol. Soc. of Lond.*, 133, 191-213.
- SIMPSON, C. (1985). Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Jour. Struct. Geol.* 7, N.º 5, 503-511.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S. M. (1983). An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks, *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 94, 1.281-1.288.
- VEARCOMBE, J. R., BARLEY, M. E., EISENLOHR, B. N., GROVES, D. I., HOUSTOUN, S. M., SKWARNECKI, GRIGSON, M. W. & PARTINGTON, G. A. (1989). Structural controls on mesothermal gold mineralization: Examples from archean terranes of southern Africa and West Australia. *Economic Geology*.
- WHITE, S. H. (1984). Brittle deformation within ductile fault zones, *Tectonics*, 7, 327-350.
- VILLAR ALONSO, P. (1990). Estructura del Antiforme de Villadepera (Zamora). Tesis de Licenciatura. Univ. Salamanca, 66 pp.
- WOODCOCK, N. H. & FISCHER, M. (1986). Strike-slip duplexes, *Jour. Struct. Geol.*, 8, N.º 7, 725-735.

Recibido, 2-V-91  
Aceptado, 30-VI-91