

# Estudio Geológico y Metalogénico de la Zona de Beariz (Orense) y de sus Yacimientos Minerales de Sn-W

## III-Tectónica

Por R. CASTROVIEJO (\*)

### RESUMEN

Se han distinguido tres clases tectónicas hercínianas, siendo las dos primeras homoaxiales, con un eje aproximadamente N-S, mientras que el de la tercera es más o menos perpendicular a éste (Tectónica  $B \perp B'$ ). La primera fase da lugar a una esquistosidad  $s_1$ , de rumbo NNW-SSE predominantemente. La segunda repliega  $s_1$  en algunas zonas y de forma casi nunca penetrativa y es responsable de la fracturación principal; por ser contemporánea de la intrusión, son sus direcciones de tensión  $ac$  (aproximadamente E-W) las que predominan entre las mineralizadas: las fracturas de dirección N-S con relleno pueden deberse, ya sea a la mecánica de la intrusión, ya sea al relajamiento elástico de los esfuerzos de esta segunda fase, ya sea a la fase tercera, que es mucho más débil que las anteriores que se manifiesta por la fracturación y por las dispersiones que produce en los máximos de los polos de  $s_1$ .

Los principales datos del análisis estructural se han resumido en un cuadro sinóptico; en otro cuadro se representa esquemáticamente la historia geológico-tectónica de la zona de Beariz durante la Orogenia Herciniana.

### ABSTRACT

Three Hercynian tectonic phases were distinguished; the first ones are homoaxial, their axis-direction being about N-S, while the axis of the third phase is approximately perpendicular to this direction ( $B \perp B'$  Tectonic). The first phase causes a schistosity  $s_1$  that strikes mainly NNW-SSE. The second one, which is contemporary of the intrusion, folds  $s_1$  in some places in a seldom penetrative way and is responsible for the principal and most abundant fractures; it is its  $ac$ -direction (about E-W) which predominates among the mineralized lodes. The N-S fractures with filling (of subordinate importance) can be explained in a variety of ways: through the mechanics of the Beari-Area during the Hercynian orogeny is schemes of this second phase and through the third phase, which is much weaker than the preceding ones, and originates fractures and dispersions in the pole-concentrations of  $s_1$ .

The more significant data of the structural analysis are summarized in a table; the geological-tectonic history of the Beariz-Area during the Hercynian orogeny is schematically shown in another one as well.

### RÉSUMÉ

Trois phases tectoniques hercyniennes ont été distinguées. Les deux premières sont homoaxiales, avec un axe à peu près N-S, tandis que la troisième est plus ou moins perpendiculaire à celui-ci (Tectonique  $B \perp B'$ ). La première phase donne lieu à une schistosité  $s_1$ , de direction fondamentale NNW-SSE. La deuxième phase plie  $s_1$  en quelques zones très rarement elle est pépétrative; elle est la responsable de la fracturation principale; comme elle est contemporaine de l'intrusion ce sont ses directions de tension  $ac$  (à peu près E-W) qui l'emportent parmi les minéralisées; les fractures de direction N-S avec remplissage peuvent être dues, soit au relâchement élastique des efforts de cette seconde phase, soit à la troisième phase, qui est beaucoup plus faible que les antérieures et qui se manifeste par la fracturation et les dispersions qu'elle cause dans les maximums des poles de  $s_1$ .

Les principales données de l'analyse structurale sont résumées dans un cadre synoptique; dans un autre cadre on représente schématiquement l'histoire géologique-tectonique de la zone de Beariz pendant l'orogénèse Hercynienne.

(\*) Cátedra de Mineralogía y Petrografía. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid.

### INTRODUCCION.

El presente trabajo se ha agrupado, junto con otros tres—de los cuales los que anteceden ya han sido publicados—y bajo el título general de "Estudio Geológico y Metalogénico de la Zona de Beariz (Orense) y de sus Yacimientos Minerales de Sn-W", en una serie que se completa en números sucesivos de esta revista. Considerando dicho Estudio como una unidad, se ha seguido el criterio de mantener para figuras, cuadros, diagramas, etc., una numeración única a lo largo de toda la serie, de publicar resumen e introducción generales al principio y conclusiones al final y de reunir toda la bibliografía también al final, a fin de evitar enojosas repeticiones.

De los rasgos generales de la Tectónica que afecta a la zona de Beariz se ha hablado ya anteriormente (v. al respecto I.4.c y figuras correspondientes; también II.1.b, acerca de las cuarcitas); evitamos, por tanto, repeticiones innecesarias.

### III.1) GEOLOGÍA ESTRUCTURAL: OBSERVACIONES PREVIAS.

Desde el punto de vista tectónico basta con distinguir tres tipos de rocas en la zona de Beariz: esquistos, cuarcitas y granito (los filones se estudiarán como caso particular). Los esquistos proporcionan abundantes datos para la geología estructural gracias a la esquistosidad, lineaciones y fracturación, mientras que de las cuarcitas sólo las lineaciones han sido utilizables, puesto que la estratificación se adapta a la dirección de la esquistosidad ("Transposición", v. I.4.c y también II.1.b y figuras 18 y 19), reduciéndose considerablemente el número de medidas útiles al disminuir la homogeneidad (TURNER y WEISS (\*) 1963, figuras 5-15 y pág. 185). Del granito se ha utilizado fundamentalmente la fracturación.

Es indispensable, antes de comenzar todo estudio estructural, el probar que el dominio estudiado es homogéneo o bien, en caso contrario, el dividirlo en dominios parciales homogéneos (TURNER y WEISS, págs. 147 ss.). La esquistosidad tiene continuamente un rumbo NNW-SSE a NW-SE; los buzamientos pueden variar manteniéndose generalmente entre los límites 25 a 70 W, pero estas variaciones son aleatorias y no permiten distinguir zonas parciales de orientaciones constantes; lo mismo sucede con las

(\*) La bibliografía se incluye en el último trabajo de la serie.

lineaciones (direcciones N-S a NNW-SSE, aproximadamente horizontales). Por tanto, puede concluirse que el dominio estudiado es homogéneo con respecto a la esquistosidad y lineaciones, pero no—según se ha visto más arriba—con respecto a la estratificación.

A escala regional podría considerarse la zona de Beariz como un dominio parcial, homogéneo a grandes rasgos, encuadrado en estructuras hercínianas heterogéneas de orden mayor.

El método seguido en esta investigación consiste en la representación de las medidas de campo en diagramas por medio de la falsilla de Schmidt, su análisis estadístico y geométrico y finalmente su interpretación cinemática, con la ayuda de los diagramas rosa; éstos se han construido para representar la fracturación en esquistos y granitos a partir de la foto aérea, mientras que en las zonas de mina se han medido la fracturación y los filones in situ, por lo que ha sido posible en este caso hacer representaciones tridimensionales.

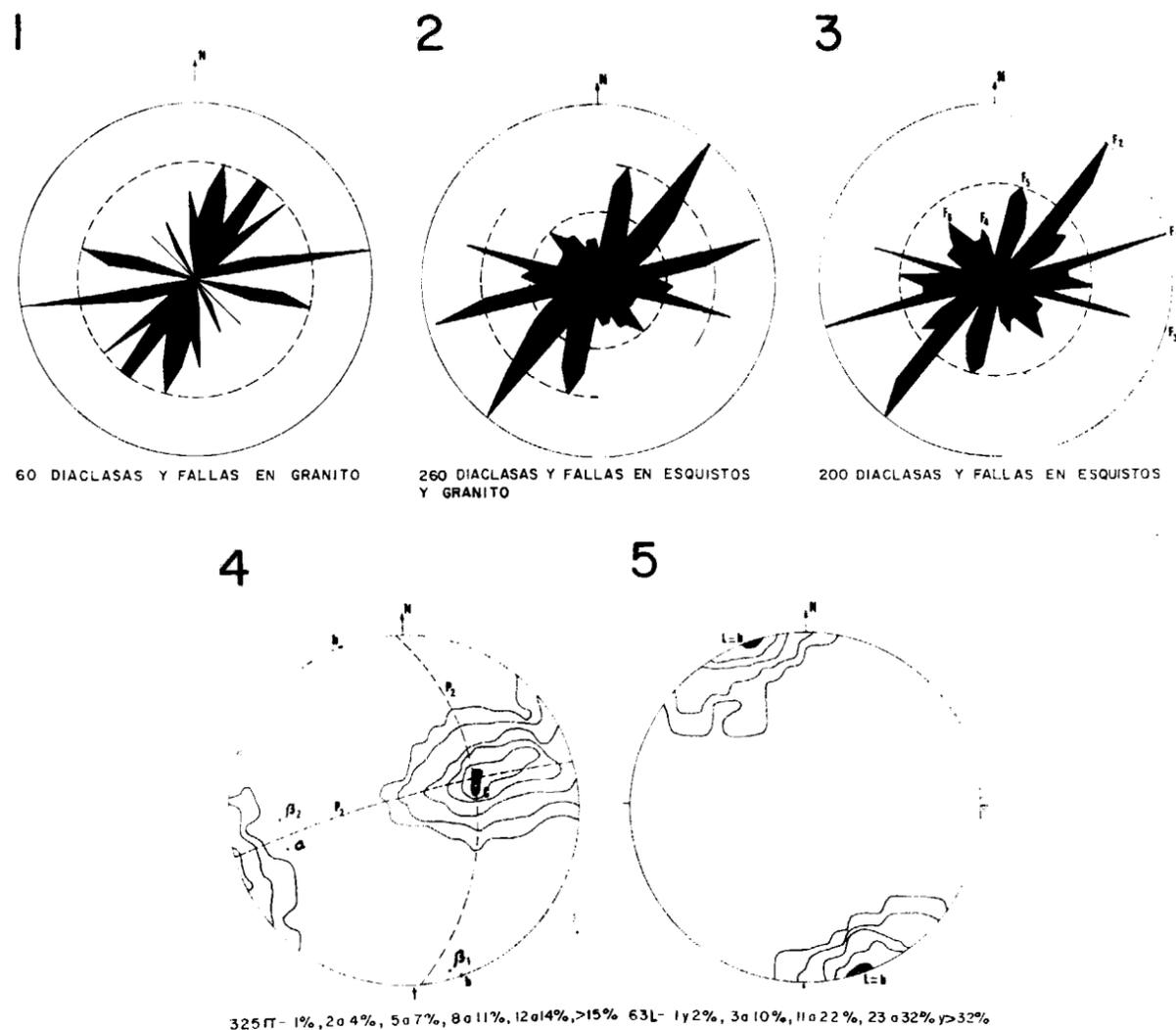
### III.2) GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LA ZONA DE BEARIZ.

#### III.2.a) Esquistosidad y lineaciones : Geometría.

En los diagramas 4 y 5 se han representado 325 polos de planos de esquistosidad en micacitas y esquistos y 63 lineaciones—observables a escala mesoscópica—en cuarcitas y esquistos, respectivamente.

Se ha elegido el plano de esquistosidad—máxima frecuencia N 18 W, 35 W— como plano  $ab$ , haciendo coincidir el eje  $b$  con la orientación—N 18 W, horizontal—de máxima frecuencia del diagrama de las lineaciones (diagr. 5); el eje  $a$ —N 72 E, 34 W— queda ya automáticamente definido como perpendicular al primero en el plano  $ab$  y el eje  $c$ —N 72 E, 56 E—, como polo de este plano (es decir, el máximo del diagr. 4).

El eje de la única estructura plegada que puede observarse en la zona—el anticlinal de cuarcitas situado al N de Bouza—, coincide también, a grandes rasgos, con el eje  $b$ , que, al fin y al cabo, es también la orientación general del rumbo de la esquistosidad en esta región. Por lo tanto, puede suponerse  $b=B$ , aproximadamente (TURNER y WEISS, 1963, pág. 83 s. y 154 ss.).



La dirección  $a$  coincide con la que puede suponerse como dirección más frecuente de movimiento (WILSON, 1961, pág. 434).

El diagrama 4 muestra un plano de simetría— $P_1$ ; N 76 E, 84 N—y un eje de simetría binario— $\beta_1$ ; N 14 W, 6 S—, perpendicular al primero; la simetría del diagrama, es por tanto, monoclinica ( $C_{2h}$  en la terminología de Schoenflies).

El plano de simetría  $P_1$ , que es casi vertical—fuerte buzamiento hacia el N—, es el principal plano de dispersión de los polos de esquistosidad, cuyos planos tienen una disposición “en abanico” alrededor de  $\beta_1$ , que es casi horizontal. Existe también otra dispersión de menor categoría a lo largo de otro círculo máximo—el plano  $P_2$ ; N 2 W, 57 E—, es decir, alrededor de un eje  $\beta_2$  coincidente con

el polo de dicho plano. Este eje—N 88 E, 33 W—tiene la particularidad de ser aproximadamente perpendicular al eje  $\beta_1$  definido anteriormente y también aunque menos, al eje  $B$ . En adelante, denominaremos las estructuras y las deformaciones de eje  $B$  o  $\beta_1$  como “Tipo I” y las de eje  $\beta_2$  como “Tipo II”. Esta denominación es puramente descriptiva, geométrica, y carece de todo significado dinámico o genético por el momento.

Las lineaciones (diagr. 5) se distribuyen con una simetría axial ( $D_{\infty h}$ ) alrededor de un máximo cuya orientación es N 18 W, 0° y que, por definición, coincide con el eje  $b$ .

La diferencia entre  $b$  y  $\beta_1$  es bastante pequeña (7°), por lo que puede considerarse  $\beta_1=b$ , aproximadamente.

III.2.b) *Fracturación: Geometría.*

Se han construido los diagramas 1, 2 y 3 para representar la fracturación en esquistos y granito. Los datos se han tomado de la foto aérea (rumbos aproximados: figuras 12, 13 y 14), por lo que la representación—bidimensional—es sólo posible en diagramas rosa. Se ha representado primero la fracturación por separado para cada tipo de roca (diagramas 1 y 3) y finalmente para todas las rocas en conjunto (diagrama 2).

Los tres diagramas dan los mismos resultados, los cuales se desarrollan aquí sobre el diagrama 3 por ser el más claro. Las fracturas pueden agruparse en dos sistemas, cada uno de los cuales consta de tres grupos dispuestos en forma simétrica, es decir: un grupo central y dos laterales formando un ángulo de 20 a 35° con el central, de manera que éste es la bisectriz del ángulo formado por los otros dos. Así pues, el sistema principal tiene un grupo central,  $F_1$ , de orientación N 75 E y dos laterales,  $F_2$  y  $F_3$ , cuyos rumbos—N 39 E y N-75 W—difieren aproximadamente 35° del central, mientras que en el segundo sistema, menos importante, los rumbos son N 15 W ( $F_3$ ), N 15 E ( $F_2$ ) y N 39 W ( $F_1$ ). Puede verse también que dentro de cada serie no todos los grupos tienen la misma importancia; así, por ejemplo,  $F_2$  es indudablemente más importante que  $F_3$ .

Puesto que sólo se han podido medir y representar las orientaciones en dos dimensiones (rumbos), es preciso interpretar los resultados con cautela, por carecer de una representación espacial completa.

III.2.c) *Interpretación.*

La simetría de la estructura de una tectonita refleja la de los movimientos o deformaciones que la han originado (TURNER y WEISS, 1963, pág. 363), pero no da ninguna información directa sobre la distribución y naturaleza de los esfuerzos que han causado estas deformaciones. Una interpretación rigurosa ha de limitarse, por tanto, a la cinemática en el actual estado de conocimiento de la geología estructural.

Sin embargo, en nuestro caso sería de indudable interés económico el llegar a conocer la distribución original de los esfuerzos, dada su relación con la fracturación y, por tanto, con la mineralización, que es filoniana. Debido a ello se ha elaborado un modelo teórico incluyendo una interpretación dinámica, que se propone como explicación de los hechos observados.

La representación dinámica ha de considerarse, por tanto, solamente como una hipótesis de trabajo.

Como se ha visto, el diagrama 4 muestra que la esquistosidad está afectada por dos dispersiones, de ejes  $\beta_1=B$  (aproximadamente), la más importante, y  $\beta_2$ , la menos manifiesta, que corresponden a otras tantas deformaciones que serán analizadas a continuación.

*Primera deformación de la esquistosidad (Tipo I).*

Suponemos como punto de partida los sedimentos plegados según un eje  $B$  y sometidos a metamorfismo, lo que ha dado lugar a una esquistosidad de plano axial,  $S_1$  (“axial plane cleavage” HILLS, 1972, pág. 314; WILSON, 1961, pág. 459).

Según se deduce del diagrama 4, la esquistosidad se despliega “en abanico” (fig. 44) alrededor de un eje  $\beta_1$ , de modo que los polos se dispersan según un círculo máximo,  $P_1$ , pero sin alejarse considerablemente del máximo  $c$ . Esta dispersión puede ser en parte original—no es raro que el cruce de un sistema plegado por una sola fase muestre una disposición en abanico (TURNER y WEISS, 1963, fig. 12.3, págs. 456 s.)—y en parte impuesta posteriormente por una deformación homooxial con respecto al primer plegamiento; esta nueva deformación se manifiesta por un fino repliegue de  $s_1$  que, a veces, unido a un sistema de microfisuras subparalelas, puede llegar a producir un arrugamiento de la esquistosidad según apretados plieguecillos o incluso micropliegues (figs. 22 y 23). Es decir, que a la esquistosidad normal o de plano axial puede superponerse un cruce de fractura, pudiendo llegar a aparecer “strainslip cleavage” (estos términos se precisarán un poco más adelante; la transición entre estos tipos viene indicada en la figura 44 por la serie  $a, b, c, d$ ).

En esta figura se representan esquemáticamente las variaciones de la esquistosidad en la zona a grandes rasgos, así como su aspecto al microscopio. Es de notar que—frente a lo que el dibujo pueda hacer suponer—no hay dominios parciales en los que la esquistosidad permanezca con orientación completamente constante, sino que la variación es bastante aleatoria; algo parecido sucede con los tipos de esquistosidad que se han representado con detalle en los cuadros  $a, b, c$  y  $d$  de dichas figuras: los más frecuentes son los de tipo  $a$  y  $b$ , pero no puede establecerse en la región estudiada un gradiente general que conduzca a la aparición generalizada de los tipos  $c$  y  $d$ , sino que éstos se encuentran en diver-

los lugares, sin que pueda predecirse su aparición, hecho que es lógico, si se tiene en cuenta la diversidad de factores que influyen en su formación. Es interesante, sin embargo, intentar una interpretación que permita explicar los diversos tipos de esquistosidad encontrados: esto puede hacerse suponiendo un desarrollo continuo a partir de la esquistosidad normal  $s_1$  (cuadro *a*), para pasar sucesivamente a los tipos *b*, *c* y *d*, con intensidad creciente de la deformación, de modo que en casos extremos el crucero  $s_2$ , impuesto sobre  $s_1$ , llega a parecerse a una nueva esquistosidad por ser localmente penetrativo; naturalmente, no aparecen en todas las zonas estas cuatro etapas.

Se trata, por tanto, de un crucero de fractura (de SITTER, 1970, págs. 96 ss.) o "shear cleavage" (WILSON, 1961, pág. 454),  $s_2$ , superpuesto a una esquistosidad normal,  $s_1$  ("Slaty cleavage" o "flow cleavage", WILSON, 1961, págs. 459, 462 ss. y 483 ss.), de plano axial; por continuación del cizallamiento a lo largo de estos planos de fractura subparalelos pueden llegar a producirse casos extremos de "strain-slip cleavage" (WILSON, 1961 págs. 480 ss.).

Realmente no puede pensarse que los fenómenos observados obedezcan a una causa única y sencilla, sino que han de tenerse en cuenta los diversos factores que contribuyen a la formación de estas estructuras: compresión, aplanamiento, cizallamientos ("shear"), alargamientos, flujos, etc. Así, por ejemplo, según el último autor citado (págs. 489 s.): "El apizarramiento sugiere... el flujo laminar de un material viscoso petrificado; la estructura de un esquisto sugiere que el flujo está a punto de transformarse, o se ha transformado ya, en turbulento. Las superficies de esquistosidad principales son todavía prominentes, pero ya no lisas; son irregulares u onduladas en mayor o menor grado".

El tránsito entre estos dos tipos de superficies de orientación preferente, caracterizado por la formación de ondulaciones y micropliegues en la esquistosidad, se produce, según FOURMARIER (en WILSON, 1961, pág. 490) precisamente en la epizona, en la cual se encuentran los esquistos de Beariz.

Además, según WILSON (1961, pág. 456): "...si el efecto de plegamiento ha sido alterar la resistencia de las rocas a la deformación, no es improbable que la dirección de mínima presión haya sido también alterada, por lo que las posiciones de los esfuerzos principales pueden también haber sido cambiadas, rotando también, en consecuencia, los planos de

cizallamiento máximo en el espacio. Es posible, por tanto, que las zonas de "shear cleavage", "monoclines" o "joint-drags" tengan cualquier posición con respecto al pliegue o a su plano axial". Teniendo esto en cuenta, se puede considerar la pequeña discrepancia observada entre  $\beta_1$  y  $b$  (diagrama 4) como un efecto normal, sobre todo si se tiene en cuenta la posibilidad de flujo plástico.

Otro factor que favorece el que la deformación sea por cizallamiento según un crucero de fractura es el endurecimiento de la roca por la recristaliza-

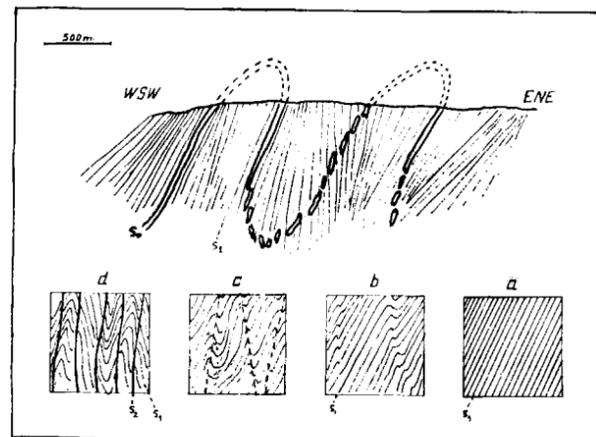


Figura 44

Corte esquemático idealizado, en dirección *ac*, a través de las rocas metamórficas de la zona de Beariz:  $s_0$  = superficie de estratificación, puesta de manifiesto por lecho más competente: cuarcitas; obsérvese la transposición de  $s_0$  para adaptarse a  $s_1$ .  $s_1$  = esquistosidad (el rayado representa su buzamiento, que es variable).

*a*, *b*, *c*, *d*: diversos aspectos de la esquistosidad al microscopio (corte según el plano *ac*).  $s_2$  = crucero superpuesto sobre  $s_1$ .

ción metamórfica, que impide el plegamiento normal al dar al material mayor rigidez (WILSON, 1961, página 488). En estas fracturas pueden cristalizar nuevos minerales metamórficos, sobre todo micas (figura 23a).

Los movimientos según planos de cizallamiento se traducen en giros de los granos, que son a veces observables al microscopio (figs. 24 a 26), como se ha visto (II.1).

Los pliegucillos de la esquistosidad se manifiestan por la aparición de lineaciones (diagrama 5 y figura 11), que son las que definen el eje *b*.

De acuerdo con estos datos, caben dos hipótesis

acerca del origen de los tipos de esquistosidad descritos:

i) origen por un sistema de esfuerzos único, el mismo que da lugar al plegamiento de los estratos,  $s_0$  (WILSON, 1961, pág. 454): una sola fase tectónica con un primer período en el que se forma una esquistosidad normal o de plano axial,  $s_1$ , y un segundo período en que ésta sufre deformación.

ii) la formación de  $s_1$  y su deformación tienen lugar en dos fases tectónicas—homoaxiales—distintas, sin relación mutua (WILSON, 1961, pág. 457).

La probabilidad de estas dos hipótesis se discutirá más tarde, teniendo en cuenta los datos que ofrece la fracturación.

En cualquier caso, se originan estructuras de eje *B* (aproximadamente N 18 W, horizontal), es decir, estructuras horizontales o subhorizontales de rumbo próximo al N-S. La dirección más frecuente de compresión máxima,  $\sigma_1$ , correspondería a la del eje *c*—perpendicular a la esquistosidad (TURNER y WEISS, 1963, pág. 524)—, dando lugar posiblemente a un flujo en el plano *ab* y a deformaciones en la esquistosidad. La dirección de flujo no se conoce con seguridad, puesto que no se han encontrado lineaciones debidas a dicho movimiento, pero la existencia de pliegues a diversas escalas con las características explicadas, parece indicar que es la del eje *a*.

Estos últimos efectos, que curvan la esquistosidad inicial  $s_1$ , disminuyen la simetría del conjunto, de modo que el plano *ab* deja de ser plano de simetría; el diagrama 4 muestra, por tanto—aun prescindiendo de la segunda dispersión— simetría monoclinica, en lugar de la rómbica, que le correspondería si no hubiese habido más esfuerzos que los de compresión (TURNER y WEISS, 1963, pág. 458). Sin embargo, la simetría del diagrama es bastante próxima a la rómbica, por lo que cabe suponer que de todas formas las fuerzas de compresión han sido esenciales en esta primera deformación de  $s_1$ .

#### Segunda deformación de la esquistosidad (Tipo II).

En cuanto a la segunda deformación, no puede observarse directamente en el campo, pero su existencia se deduce del diagrama 4 por la dispersión de los polos de esquistosidades según el plano  $P_2$ —N 2 W, 57 E— o, lo que es lo mismo, alrededor de un eje  $\beta_2$ —N 88 E, 33 W—, que es el polo de dicho plano y que casi coincide con el eje *a* primitivo. De todos modos, muestra una intensidad bas-

tante menor que las de Tipo I y en esta zona no ofrece información sobre la distribución de esfuerzos, aunque cabría suponer que la compresión, en caso de existir, habría tenido una dirección aproximada N-S, dando lugar a estructuras de ejes ~ E-W, pinchando hacia el W, es decir, que los ejes *a*, *b* y *c* de esta deformación coincidirían más o menos con los ejes *c*, *a* y *b* de la anterior, respectivamente ("Tectónica  $B \perp B'$ " de SANDER, 1948). El único efecto claro de esta deformación sobre la esquistosidad es la dispersión de los rumbos de la primera, pero no llega a crear otra nueva en la zona de Beariz.

Todo esto podría resumirse en la figura 45, que expresa la orientación de la esquistosidad Tipo I—coincidente con el plano *AB* del elipsoide de deformación—y su deformación en una hipotética fase tectónica posterior de eje  $\beta_2 \perp B$  (Tipo II), junto con los correspondientes elipsoides de deformación. En cualquier caso—exista esta última fase o no—, la geometría de la estructura resultante es la representada.

#### Fracturación.

La fracturación de las rocas de la zona de Beariz—excepto los filones de zonas mineras, III.3— se ha representado por medio de diagramas rosa. Es necesario insistir de nuevo (v. III. 2.b) en el hecho de que los datos en que se basan los diagramas 1, 2 y 3 son sólo aproximados: la intersección, medida en foto aérea, de los planos de fracturación con la superficie del terreno, que no siempre es horizontal; a esta dificultad se une una limitación connatural a los diagramas rosa: la falta de información sobre las pendientes de los planos medidos. Todo ello puede dar lugar a errores de medida no despreciables, lo que obliga a manejar estos datos con especial cautela y a evitar toda conclusión apresurada, basada únicamente en representaciones incompletas. A pesar de todos estos inconvenientes, el empleo de los diagramas rosa está bastante generalizado—por ejemplo, HILLS, 1972, pág. 152; de SITTER, 1970, págs. 124 ss.; METZ, 1963, fig. 42, pág. 80—, debido a su utilidad y veremos que en nuestro caso permite completar los resultados obtenidos por otros métodos.

La interpretación que sigue tiene por fin establecer las relaciones entre fracturación y deformaciones—estas últimas, consideradas a la luz de la información obtenida de los diagramas estructurales: diagramas 4 y 5—, por un lado, y el sistema o sistemas

de esfuerzos que las han originado, por otro, partiendo del actual conocimiento de los mecanismos de deformación y fractura de masas rocosas sometidas a esfuerzos mecánicos (WILSON, 1961, páginas 427 ss.; MCKINSTRY, 1941; HILLS, 1972, páginas 183 ss.; de SITTER, 1970, págs. 120 ss.; 132 ss.).

Se ha visto que la fracturación se distribuye según dos sistemas, cada uno de los cuales consta de tres grupos—dos de ellos dispuestos simétricamente con respecto al otro, que ocupa una posición central—, de modo que a todo grupo le corresponde otro aproximadamente perpendicular en el otro sistema. Uno de los sistemas, cuyo grupo central— $F_1$ , diagr. 3—tiene la dirección N 75 E, predomina sobre el otro. En el cuadro que sigue, se comparan las direcciones centrales de los dos sistemas con direcciones  $c$  (=supuestas direcciones de compresión) de los diagramas estructurales, partiendo de los dos tipos de deformaciones representados en la figura 45 (cuadro V).

CUADRO V

	Grupo central (rumbo aprox.)	Eje $c$ (rumbo)	
Sistema 1.º	N 75 E	N 72 E	Tipo I
Sistema 2.º	N 15 W	N 10 W	Tipo II

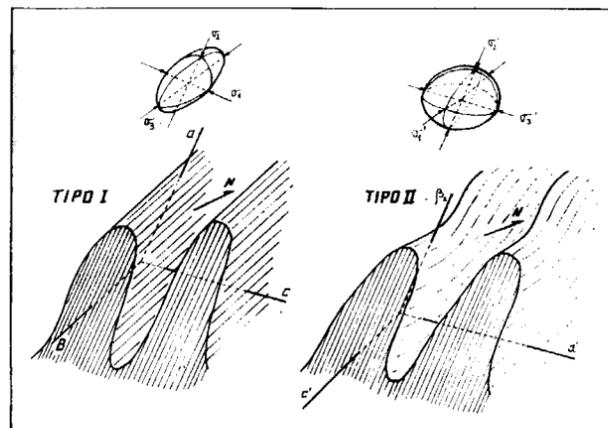


Figura 45

Esquema macroscópico idealizado de los tipos de deformaciones que aparecen en la zona de Beariz y posible interpretación dinámica de su origen, expresada por los correspondientes elipsoides de deformación (la orientación de éstos se refiere a las mismas coordenadas que la de los pliegues; posiciones de  $a$ ,  $B=b$  y  $c$ : v. diagrama 4).

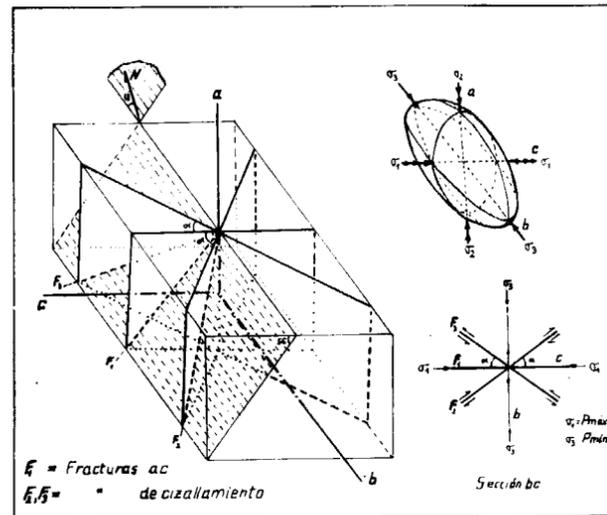


Figura 46

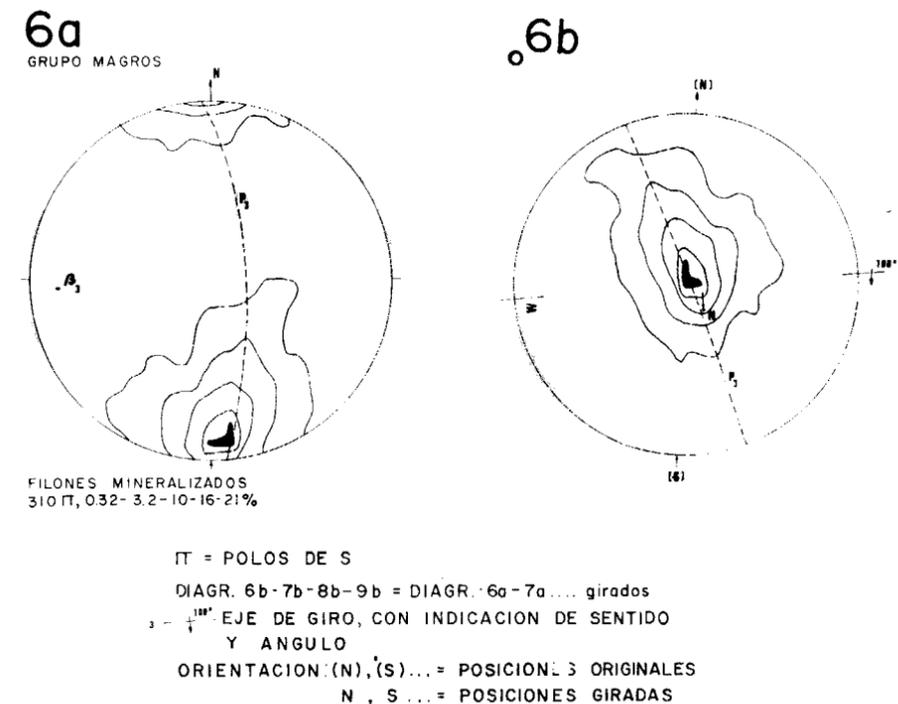
Interpretación dinámica de la fracturación predominante en la zona de Beariz (sistema principal, III.2.b), según un sistema de esfuerzos con compresión máxima en dirección ENE-WSW= $c$ . Las intersecciones de los tres tipos de fracturas representados con el plano horizontal corresponden, a grandes rasgos, a las direcciones  $F_1$ ,  $F_2$  y  $F_3$  del diagrama 3 (para mayor claridad, se ha girado el bloque hasta poner el eje  $a$  en posición vertical, de modo que una sección horizontal aparece ahora inclinada  $56^\circ$  hacia el W;  $\alpha < 45^\circ$ , aunque en la figura pueda parecer mayor por efecto de la distorsión debida a la perspectiva): orientación de los ejes  $a$ ,  $b$  y  $c$ : v. diagrama 4).

Como se ve, la coincidencia entre el sistema 1.º y el Tipo I es bastante grande. Parece, por tanto, bastante fundado el atribuir el primer sistema de fracturas a los esfuerzos de dirección ENE-WSW, responsables, además, tanto del plegamiento como de la esquistosidad y de todas las deformaciones de eje  $B$  o  $\beta_1$  (éste es el conjunto de esfuerzos al que nos hemos referido al hablar de Tipo I, prescindiendo de su relación temporal, es decir, de que realmente se trate de una sola o de dos fases tectónicas homooxiales). Es sabido—v. autores citados—que un esfuerzo de compresión, actuando sobre una roca sometida a presión litostática, da lugar a un grupo de fracturas de tensión paralelas al plano de esfuerzos—o plano de deformación (WILSON, 1961, pág. 435)—y a dos cortejos de fracturas de cizallamiento, en posición simétrica con respecto al primero y que forman con el plano de esfuerzos un ángulo generalmente menor de  $45^\circ$ . Esta observación inclina a interpretar el primer sistema de fracturas como efecto de la supuesta compresión ENE-WSW, según muestra el diagrama-bloque de la figura 46.

Así puede explicarse el hecho de que la mayoría de los filones mineralizados tengan dirección ~ E-W, puesto que es la de las fracturas de tensión, que son las que pueden abrirse y ofrecer espacio suficiente para la mineralización.

En cuanto al segundo sistema de fracturas, cabe interpretarlo asimismo como efecto de la fase tectónica supuesta para la deformación Tipo II en la figura 45, aunque la coincidencia entre las fracturas de tensión—algunas de las cuales están mineralizadas o al menos rellenas de cuarzo, etc—y la supuesta dirección  $c$  de esta fase no es tan grande. Otra causa de dichas fracturas podría ser el relajamiento elástico de la compresión, en cuya impor-

chas relaciones existen frecuentemente en los yacimientos filonianos (MCKINSTRY, 1941) y en el caso de los yacimientos primarios estanníferos están hoy en día impliamente reconocidas (MOUSSU, 1962; SAINSBURY y HAMILTON, 1967; LUGOW, 1968; TISCHENDORF, 1968, 1969), gracias a la investigación de las mismas en diversos yacimientos o regiones particulares: Cornwall (HOSKING, 1951, 1964, 1965, 1967; GARNETT, 1961, 1968), Portugal (CONDE y col., 1971, por ejemplo, en la mina de Borralha, páginas 49 ss.; THADEU, 1973), Erzgebirge (LEUTWEIN, 1965, págs. 65 ss; STENPROK, 1965, pág. 176; CCHUST, 1968; BAUMANN, 1970), China (ZEN QUING-FEN y YANG BAI-LIN, 1966), Africa (Zaire: VARLA-



tancia insiste de SITTER (1970, pág. 135), así como los efectos mecánicos de la intrusión granítica, en las zonas próximas a la misma (recuérdese la figura 15).

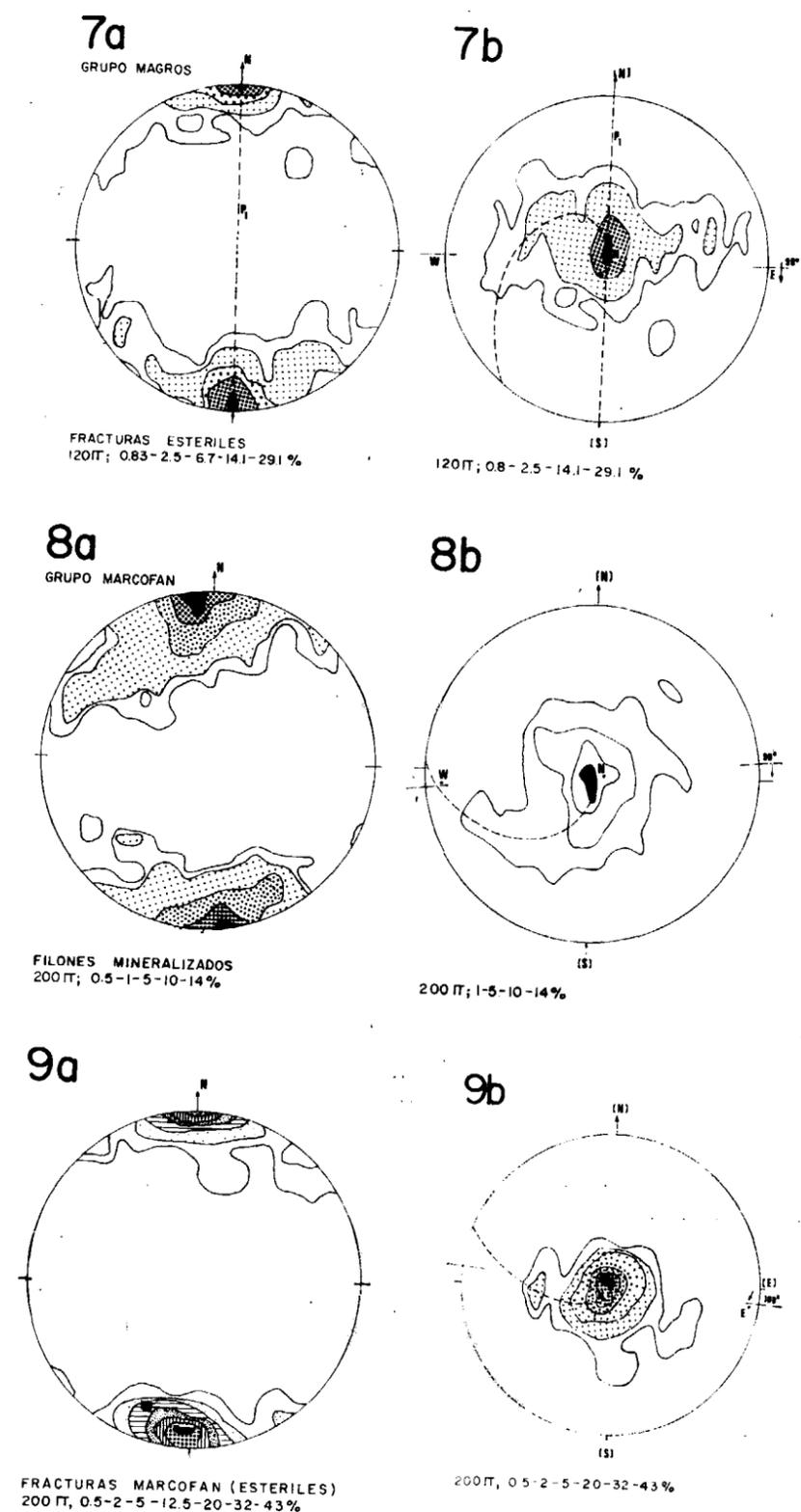
III.3) GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LAS ZONAS MINERALIZADAS.

Los filones de las principales zonas mineralizadas—Magros y Marcofán—se han investigado con especial atención, con el fin de descubrir las posibles relaciones de la mineralización con la tectónica; di-

MCFE, 1948, 1950; Ruanda: FRISCH, 1971), entre otros muchos.

En los diagramas 6 a 9 se han representado los polos de 830 medidas de filones mineralizados y fracturas estériles. En vista de la dificultad de estudiar las figuras resultantes en sus posiciones verdaderas (diagramas a) se ha optado por girarlas hasta llegar a poner cada máximo en el centro del diagrama respectivo (diagramas b), para poder analizar y comparar su simetría. En cada diagrama se indica el eje y ángulo de giro correspondiente.

El rasgo común a todos los diagramas es la exis-



tencia de unos máximos muy acentuados en posiciones parecidas, aproximadamente N-S, horizontal o subhorizontal (las medidas exactas se encuentran en el cuadro sinóptico de III.5 y en el diagrama 10). En cuanto a la simetría, los diagramas 6 y 7 (grupo Magros) muestran simetría monoclinica ( $C_{2v}$ ), con planos de simetría N 3 W, 73 E y N-S, vertical, respectivamente y ejes de simetría perpendiculares a dichos planos—es decir: N 87 E, 17 W y E-W, horizontal, respectivamente—, mientras que los diagramas 8 y 9 (grupo Marcofán) carecen de elementos de simetría (clase  $C_1$  según la terminología de Schoenflies), estrictamente hablando, aunque el diagrama 8 se aproxima algo a una simetría monoclinica—plano de simetría N 6 W, vertical— y el 9, a una axial (eje=máximo).

La primera consecuencia que se deduce de la observación de estos diagramas y de su comparación con los datos obtenidos de los anteriores—diagramas 4 y 5—es la predominancia de las fracturas  $ac$ —es decir, fracturas cuyo polo se sitúa en  $b$ —en las zonas mineralizadas. Como ya se sabe,  $ac$  es la orientación característica de las fracturas de tensión, por lo que cabe suponer que los esfuerzos predominantes en las zonas mineras han sido los de tensión de la tectónica principal (del tipo que hemos denominado Tipo I fig. 45). La frecuencia relativa de las fracturas de tensión en las otras zonas (no mineralizadas) es mucho menor (comparar con diagramas rosa).

En cuanto a las deformaciones posteriores a la formación de las fracturas, en el diagrama 6 se observa una dispersión a lo largo del plano de simetría,  $P_2$  (N 3 W, 73 E) o, lo que es lo mismo, alrededor del eje  $\beta_2$ =N 87 E, 17 W; estos elementos de simetría,  $P_2$  y  $\beta_2$ , están muy próximos de los equivalentes,  $P_1$  y  $\beta_1$ , del diagrama 4, como puede verse en el diagrama 10, lo que hace sospechar una relación entre las deformaciones del grupo de filones mineralizados de Magros y las que hemos denominado de Tipo II. Estas deformaciones serán, por tanto, posteriores a dicha mineralización, puesto que afectan a filones ya mineralizados, pero no se manifiestan—o, en todo caso, no pasan de esbozarse—en los demás grupos de filones; en éstos predomina, por el contrario, una dispersión en espiral alrededor del máximo ( $\approx$  eje B de la tectónica principal), que se ha indicado en los diagramas (girados) correspondientes. El significado espacial de estos efectos se muestra en la figura 47, en la que las deformaciones dibujadas corresponden a las dispersiones puestas de manifiesto por

los diagramas estructurales (el esquema 1 se refiere al diagrama 6 y el 2, a los diagramas 7, 8 y 9, cuyas dispersiones son similares).

Por lo que se refiere a las causas de dichas dispersiones, cabría atribuir la deformación representada en el esquema 1 a la mencionada fase tectónica de Tipo II—suponiendo esfuerzos de compresión según el primitivo eje  $b$ —, mientras que las representadas en el esquema 2, por corresponder a un desplazamiento de las fracturas  $ac$  hacia la posición  $bc$ —es decir, desde fracturas cuyo polo es  $b$ , hasta fracturas cuyo polo tiende a ser  $a$ , según muestra el diagrama 8—, podrían explicarse teóricamente por una variación de la distribución de esfuerzos o, si se quiere, una rotación del elipsoide de deformaciones, de modo que tendiesen a intercambiarse las posiciones de los esfuerzos mínimo e intermedio, pues es sabido que las fracturas de tensión se producen paralelamente al plano de deformación ( $ac$ ) y que tales rotaciones pueden produ-

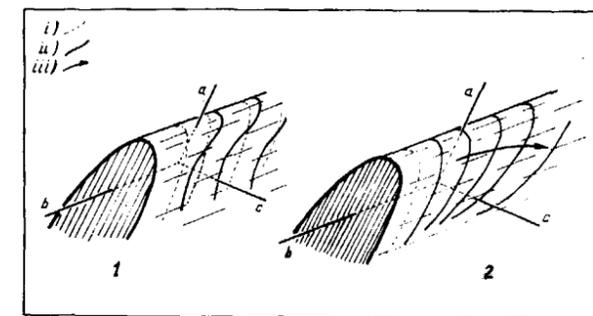


Figura 47

Esquema simplificado de las deformaciones sufridas por los filones mineralizados del grupo de Magros (1) y Marcofán (2) y de todas las demás fracturas en zonas de minas (2); los ejes  $a$ ,  $b$  y  $c$  son los de la tectónica regional (v. Diagramas 46 10, cuadro VI o figura 45, Tipo I).  
 i) fracturas  $ac$  originales (no deformadas)  
 ii) nuevas posiciones de las fracturas  $ac$   
 iii) tendencia de la deformación

cirse (por ejemplo, en la orogenia: WILSON, 1961, págs. 430 s.).

Sin embargo, son demasiados los factores que pueden entrar en juego, dando lugar al mismo efecto, para intentar llegar a una explicación única y definitiva con los escasos datos de que se dispone. Además, la mencionada posibilidad de interpretar las fracturas N-S que tienen relleno—sean mineralizadas o no—como fracturas de tensión debidas a una fase tectónica de Tipo II, al relajamiento elástico de la compresión de la tectónica Tipo I o,

finalmente, a la intrusión granítica, introduce una incertidumbre adicional sobre el origen de las mismas.

Sobre estas posibilidades se hablará de nuevo más adelante (III.5), una vez se hayan expuesto todos los datos.

#### III.4) FALLAS. TECTÓNICA Y MAGMATISMO.

Como hemos visto (I.4.c), hay dos tipos de fallas importantes en la zona de Beariz: fallas de gravedad y fallas rumbo-deslizantes o de cizallamiento. Las primeras se han interpretado como efecto de la intrusión del gran batolito granítico que aflora al W (fuera de la zona), correspondiendo su dirección a una de las de cizallamiento máximo en el elipsoide de deformaciones debidas a la intrusión, mientras que la dirección de mínima compresión del mismo es la de los diques pegmáticos mineralizados, que forman una banda paralela al borde del batolito (I.2.a); todo esto se ha representado en la figura 15.

La mayoría de las fallas rumbo-deslizantes muestran direcciones NE-SW, como ciertas fracturas de cizallamiento— $F_2$  y  $F_5$ —del diagrama 3. El movimiento es generalmente dextral—en el sentido de las agujas del reloj—, como corresponde al principal de estos grupos de fracturas ( $F_2$ ) del diagrama 3, si se supone una compresión en la dirección  $F_1$ —o, lo que es lo mismo, en una representación tridimensional, compresión según la dirección tectónica  $c$ —, según muestra la figura 45. Como sucede con frecuencia (MCKINSTRY, 1947, pág. 73), sólo una de las dos direcciones conjugadas— $F_2$  y  $F_5$ —de cizallamiento, en este caso la  $F_2$ , se manifiesta claramente en el sistema principal. Las fallas que muestran movimiento en sentido contrario—es decir, sinistral o contra las agujas del reloj—son escasas; naturalmente, no podrían explicarse por el mismo sistema de esfuerzos que da lugar a las primeras, pero sí, en cambio, por una compresión NNW-SSE, como la supuesta para el Tipo II, en cuyo caso aparecen dichas fallas rumbo-deslizantes sinistral como equivalentes del grupo de fracturas de cizallamiento  $F_5$ , mientras que, igual que antes, el grupo conjugado,  $F_2$ , prácticamente no se manifiesta.

Un caso especial, entre las fallas rumbo-deslizantes, lo constituye el sistema relacionado con la apófisis granítica, situada al S de Beariz (fig. 48). Dichas fallas, todas ellas dextrales, corresponden también a la dirección de cizallamiento principal

de la tectónica Tipo I, según se ve en el esquema del ángulo superior derecho de la figura 48; los desplazamientos producidos son relativamente grandes, llegando incluso a deformar la capa de cuarcitas situadas al W de dicho sistema, que normalmente iría paralela a la dirección general de la esquistosidad; pero lo más notable es la formación de desgarramientos de tensión durante el movimiento, de modo que a su desarrollo se superpone la curvatura de los mismos, dando lugar a las formas "en S" que se ven actualmente—"Fiederspaltten" (MURAWSKI, 1972), grietas sigmoidales "en échelon"—, las cuales responden al modelo propuesto por WILSON (1961,

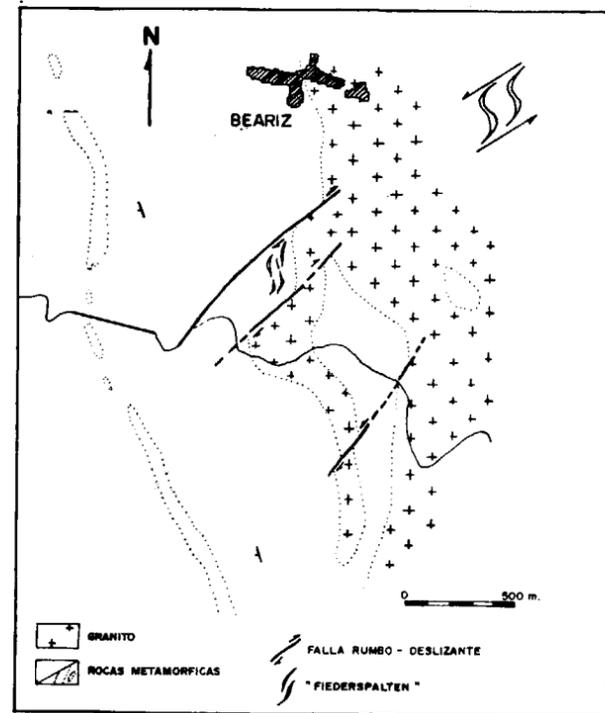


Figura 48

Interpretación tectónica del origen de la apófisis W del granito: "Fiederspaltten" (grietas "en échelon" de desgarramiento por cizallamiento, deformadas en S) de diversos tamaños, originadas por un sistema de fallas rumbo-deslizantes dextrales y paralelas, según el modelo del ángulo superior derecho.

págs. 448 ss.), basándose en el experimento de RIEDEL. El orden de dimensiones de dichos desgarramientos varía desde el del metro (lentejones o filones, con relleno de cuarzo generalmente, muy abundante en el borde NW de la apófisis) hasta el del hectómetro (la apófisis propiamente dicha, cuya forma reproduce también el citado modelo y que, por tanto, se debe al relleno por material granítico de

desgarres de orden mayor). Esto obliga a suponer que la masa granítica se encontraba en un estado—al menos parcialmente—fluido en el momento de producirse los fenómenos descritos, es decir, durante la actuación de un sistema de esfuerzos con orientaciones del Tipo I. Sabemos también—según se ha visto en Petrografía, II-2— que, además, hay tectónica postcrystalina.

#### III.5) RESUMEN Y CONCLUSIONES.

##### Resumen.

La información de los diagramas que se han visto hasta ahora se resume a continuación en forma de cuadro sinóptico (cuadro VI), cuyos datos se representan también en el diagrama 10, de nuevo en la falsilla de Schmidt, para obtener una visión de conjunto (las flechas en dicho diagrama indican sentidos de la dispersión de las máximas concentraciones de polos de filones).

##### Observaciones básicas.

De todos los datos del cuadro VI, así como de los expuestos anteriormente, destacaremos ahora algunos que es necesario tener en cuenta para establecer la historia tectónica de la zona en relación con el metamorfismo y el magmatismo (los ejes de referencia  $a$ ,  $b$  y  $c$  son los definidos en el cuadro VI):

1) la esquistosidad inicial  $s_1$  aparece replegada finamente, pero de manera discontinua y pocas veces penetrativa, según deformaciones homoxiales con  $s_1$  (ejes  $B$  o  $B_1$  NNW-SSE: deformaciones tipo I),

2) a esta deformación se superpone otra (Tipo II), de eje aproximadamente perpendicular ( $\beta_2 \sim$  E-W, pinchando W), que es mucho más débil y no crea esquistosidad nueva ni llega a deformar finamente las anteriores.

3) la fracturación en esquistos y granito ofrece dos sistemas aproximadamente perpendiculares, compuesto cada uno de ellos por tres grupos, dos de los cuales se disponen siempre simétricamente con respecto al central; esta disposición sería explicable dinámicamente por dos sistemas de esfuerzos—el principal con compresión  $\sim$  E-W y el otro con compresión  $\sim$  N—S, actuando separadamente—, que también son una posible explicación de las deformaciones de tipos I y II, respectivamente.

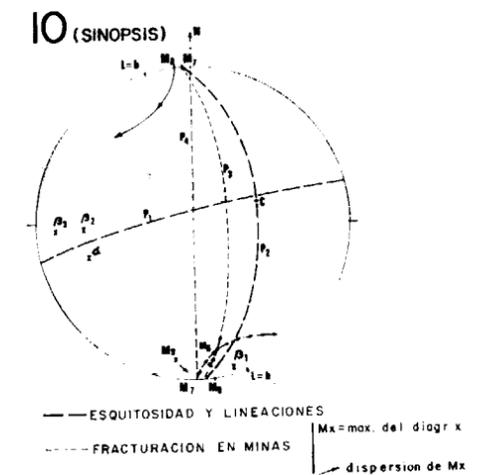
4) la fracturación en las zonas de minas es predominantemente  $ac$ , pero muestra deformaciones, puestas de manifiesto por la dispersión de los má-

ximos de sus polos, ya sea a lo largo de un círculo máximo (eje aproximado  $\beta_2$ ), ya sea en espiral (ejes próximos a  $B$ , coincidentes en cada caso con la máxima concentración de los polos de dichas fracturas); en este último caso se observa la tendencia a pasar de fracturas  $ac$  a fracturas  $bc$ .

5) algunas de las fracturas mineralizadas muestran direcciones aproximadas N-S.

6) las fallas rumbo-deslizantes son frecuentes en la zona, predominando las dextrales sobre las sinistralas.

7) algunas de estas fallas dextrales han jugado todavía durante la intrusión granítica, originándose a veces los típicos desgarramientos de tensión doblados en S—"Fiederspaltten",  $\sim$  1 kilómetro al S de Beariz—, rellenos de material granítico, lo que quiere decir que se trata de un granito sintectónico con



respecto a la fase que ha originado dichas estructuras.

8) la tendencia del granito a conformarse a las estructuras regionales (I.4.c) también está de acuerdo con dicha conclusión (7).

9) hay otras fallas rumbo-deslizantes (sinistralas) que no pueden ser explicadas dinámicamente por la misma distribución de esfuerzos (Tipo I) que las anteriores, pero sí lo podrían ser suponiendo una compresión principal  $\sim$  N-S (o NNW-SSE).

10) el estudio petrográfico de las rocas metamórficas (II.1) hace suponer que el metamorfismo "ha tenido lugar durante un período de tiempo más o menos largo, estando las rocas sometidas a una tectónica variable—ya sea continua, ya intermitente—, en la que podría aceptarse, si hay motivos para

CUADRO VI  
Datos de geología estructural de la zona de Beariz (Resumen)

DIAGRAMA (No y Objeto)	MAYOR	CLASE	S I N E T R I A		D I S P E R S I O N E S		E S F U E R Z O S supuestos	O B S E R V A C I O N E S
			Eje	Plano	Eje	Plano		
4 (Esquistosidad)	N 72 E, 56 E-o	C <sub>2h</sub> (Mon)	$\beta_1 = N 4 W, 6 S$	P <sub>1} = N 76 E, 64 N</sub>	$\beta_1$	P <sub>1}</sub>	$\sigma_1 = 0$ $\sigma_2 = a$ $\sigma_3 = b = L \approx \beta_1$ (o también $\sigma_2 = b, \sigma_3 = a$ )	$\sigma_1 = N 18 W, 34 W$ ; transposición de So • homaxial respecto al plegamiento (I) Ejes de referencia { a = N 72 E, 34 W b = N 48 W, H c = N 72 E, 56 E
5 (Inyecciones L)	L = N 18 W H = b	D <sub>2h</sub> (Axial)	L				$\sigma_1 = b = L$ $\sigma_2 = \beta_2 = a$ $\sigma_3 = 0$	• Tectónica ~ B.L.B' (II)  L = b ≈ B
6 Min.	M <sub>6} = N 6 W, 12 S</sub>	C <sub>2h</sub> (Mon)	$\beta_3 = N 87 E, 17 W$	P <sub>3} = N 3 W, 73 E</sub>	$\beta_3$	P <sub>3}</sub>	Id. TIPOS I y II	Predominio de fracturas ≈ 80  (Min = fracturas mineralizadas Sin = W (Est. = " estériles
7 Est.	M <sub>7} = NS, H</sub>	C <sub>2h</sub> (Mon)	E = N, H	N = S, 90°	M <sub>7}</sub>	Esbozo de dispersión	Esfuerzos eje B  + Rotación del elipsoide de deformación ?	
8 Min.	M <sub>8} = N 6 W, H</sub>	C <sub>1}</sub> (Tricl.)	-	-	M <sub>8}</sub>	según planos		
9 Est.	M <sub>9} = N 4 E, 12 S</sub>	C <sub>1}</sub> (Tricl.)	-	-	M <sub>9}</sub>	≈ P <sub>4} = N-S</sub>		

ello, la división en diversas fases. Sí es necesario, sin embargo, aceptar que han actuado esfuerzos tectónicos postcristalinos, dada la intensidad de la cataclasis observable en casi toda la zona".

Discusión.

El hecho (1) de la deformación homoaxial de  $s_1$ , por sí sólo, no permite distinguir si ha habido una sola o dos fases tectónicas separadas en el tiempo; pero, dado que la Orogenia Herciniana comienza a partir del Devoniano (MATTE, 1968, pág. 204; OENING SOEN, 1970, pág. 161; den TEX, 1966: fase Bretónica?) y dado que el granito, cuya edad es de unos 298 m. a. (Westfaliense, II.2.b), es sintectónico (7) y (8)—, hay que suponer que se trata de fases distintas; en caso contrario, tendría que ser una fase de duración extraordinariamente larga. La primera fase es, por tanto, responsable del plegamiento y de la esquistosidad inicial  $s_1$  y la segunda, contemporánea de la intrusión granítica, de su deformación (homoaxial con respecto a la primera).

A esta misma conclusión ha llegado MATTE (1968, págs. 200, 294, 236) para la virgación herciniana del NW de la Península Ibérica, tras sus investigaciones a escala regional. Sin embargo, hace notar (pág. 245) que "en las zonas en que la esquistosidad primaria era subvertical, por ser las dos fases homoaxiales, es difícil distinguir la presencia de la fase 2, que generalmente no ha producido ni microestructuras ni grandes estructuras netamente diferenciables de la fase 1"; esto es lo que sucede en la zona de Beariz.

Según los datos de que disponemos (1) y (3), cabe suponer que la distribución de esfuerzos en las dos primeras fases tectónicas (homoaxiales) es parecida (fig. 45, Tipo I), correspondiendo a una dirección más frecuente de compresión máxima ENE-WSW (=c), pero con respecto a las otras direcciones principales del elipsoide de deformaciones ( $\sigma_2 = P_{int}$  y  $\sigma_3 = P_{min}$ ) puede haber diferencias: podría considerarse, por ejemplo,  $\sigma_2 = b$  y  $\sigma_3 = a$  en la primera fase—según la idea de SANDER (en WILSON, 1961, Tabla 1, pág. 435), que hace corresponder la dirección de presión intermedia,  $P_{int}$  o  $\sigma_3$ , al eje  $b$ —y, por el contrario,  $\sigma_2 = a$  y  $\sigma_3 = b$  en la segunda—puesto que la dirección de la intersección de las fracturas de cizallamiento suele corresponder a la de la compresión intermedia (MCKINSTRU, 1941), v. fig. 46—; esta última interpretación es la única que se ha dibujado (figs. 45 y 46). Prescindiendo de interpretaciones teóricas, es de notar que, mientras que la primera fase es la más penetrativa ( $s_1$ ), la segunda pro-

duce una fracturación más importante, hecho que puede comprenderse teniendo en cuenta que ésta actúa sobre rocas ya endurecidas—recristalizadas durante la primera, que serán ya más frágiles y menos deformables que al principio (10)—, v. también MATTE, 1968, pág. 204.

En cuanto a la fracturación, la mayor parte (primer sistema) podría explicarse dinámicamente por cualquiera de las dos fases—fases que hasta ahora habíamos denominado como de Tipo I—, pero, por lo que se acaba de decir, se atribuyen principalmente a la segunda. En algunos casos—filones, diques, sistema de "fielderspalten" y apófisis granítica al S de Beariz—es evidente que el origen se debe a la segunda fase, que es la contemporánea de la intrusión y, por tanto, la única que puede dar lugar a fracturas susceptibles de ser rellenadas inmediatamente por material granítico.

Las fallas rumbo-deslizantes (7) dextrales pueden también asimilarse, en cuanto a su origen, a las fracturas  $F_2$  del primer sistema, por las mismas razones.

Lo dicho no excluye, de todos modos, la posibilidad de que grietas o fallas, formadas en la primera fase, hayan vuelto a ser reactivadas—incluso abiertas y rellenadas—durante la segunda.

A esta fracturación de la segunda fase se debe el origen de la mayoría de los filones mineralizados, que ocupan posiciones  $ac$ —(4)—y son, por tanto, fracturas de tensión rellenas. Los otros grupos del primer sistema de fracturas—(3), v. también diagramas 1 a 3—y las fallas rumbo-deslizantes—(6), (7)—dextrales no representan sino las direcciones de cizallamiento debidas a los mismos esfuerzos. Los filones N-S—(5)—, en cambio, no pueden explicarse directamente por este sistema de esfuerzos, pero sí—según se ha explicado ya—por efecto del relajamiento elástico de la compresión al cesar los mismos o como consecuencia de la intrusión (por ejemplo, los filones turmaliníferos de IV.2.a, que preceden a los demás), interpretación que parece más lógica que el atribuirlos a una tercera fase tectónica, pues todo el material magmático estaría ya entonces probablemente consolidado (comp. II.3.a); la deformación en espiral de ciertos filones, con ejes próximos a  $B$ —(4)—, podría también atribuirse a las mismas causas.

Los puntos (2), (3), (4) y (9), sin embargo, no pueden explicarse enteramente por ninguna de las dos fases tectónicas consideradas hasta ahora. Esto nos lleva a suponer la existencia, en esta zona,

de una tercera fase con compresión ~ N-S, correspondiente al Tipo II de la figura 45, que es la que ha causado las deformaciones Tipo II —dispersión de  $s_1$  con eje  $\beta_2$ —, el segundo sistema de fracturas, las fallas rumbo-deslizantes sinistralas y la deformación de los filones mineralizados ( $ac$ ) del grupo Magros con eje  $\beta_3 \simeq \beta_2$ . Esta fase sería, naturalmente post-magmática y poco intensa.

La interpretación propuesta para la zona de Beariz supone, por tanto, dos fases homoaxiales y una tercera fase, aproximadamente perpendicular (tipo  $B \perp B'$ ), mucho más débil. Encaja totalmente en la regional propuesta por MATTE (1968) para el geosinclinal herciniano del NW de la Península Ibérica—si bien este autor admite sólo dos fases a escala regional y considera la “tercera”, en todo caso, sólo local—, pero no en la de den TEX (1966), según el cual en Galicia han actuado tres fases tectónicas, la primera y la última de ejes ~ N-S, la segunda de ejes ~ E-W (v. I.5.a). Sin entrar en discusiones sobre la estructura regional, no parece que los hechos observados en la zona de Beariz—téngase en cuenta especialmente los puntos (2), (3), (4), (7) y (9)—puedan explicarse según la interpretación del segundo autor citado, que, por otra parte, fue elaborada cuando todavía no se habían publicado todas las dataciones de edad absoluta que hoy se conocen (por ejemplo, PRIEN et al., 1970).

Volviendo al metamorfismo regional, cabe suponer —(10)— que empezó con la primera fase tectónica y duró hasta comenzada la segunda, puesto que parece haber cristalización pre-, sin- y post-tectónica (v. II.1.a): sin- y post-tectónica con respecto a la primera fase; pre- y sintectónica—el crecimiento de micas según  $s_2$ , figura 23 a, sería un ejemplo de esta última—con respecto a la segunda. Este resultado está también de acuerdo con los obtenidos por MATTE (1968, pág. 200); sin embargo, en la zona de Beariz no se han encontrado datos que permitan afirmar que la actual facies de pizarras verdes sea debida a un metamorfismo retrógrado—que, según den TEX (1966, pág. 221) y MATTE (1968, pág. 236), habría sido general—, a pesar de observarse a veces estados intermedios de transformación entre biotita y clorita, pues en ningún caso quedan restos de minerales característicos de facies más elevadas—la andalucita es explicable por metamorfismo de contacto—; por ello parece más lógico suponer que las facies de pizarras verdes o epizona corresponde a la máxima intensidad del metamorfismo (progresivo) en el área estudiada (v. II.1.d).

**Resultados.**

En la zona de Beariz han actuado tres fases tectónicas:

— la primera (eje NNW-SSE), que es la más penetrativa, da lugar a la esquistosidad  $s_1$ .

— la segunda, que es homoaxial con la primera y contemporánea de la intrusión granítica (Westfaliense), pliega la esquistosidad primitiva con intensidades y en formas variables localmente y produce una serie de fracturas, de las cuales las de tensión ( $ac \sim E-W$ ) adquieren importancia económica al ofrecer el espacio necesario para la deposición de la metalización de Sn-W transportada por disoluciones graníticas póstumas.

— la tercera es de eje aproximadamente E-W y perpendicular al de las anteriores (Tectónica  $B \perp B'$ ), pero mucho más débil que éstas.

El metamorfismo regional empieza en la primera fase y se extiende hasta la segunda.

En cuanto a la prospección minera, es de destacar el especial interés de las fracturas E-W, debidas a la segunda fase, por ser las que estaban abiertas en la época de la mineralización. Los filones mineralizados tienen esta dirección en su mayor parte.

La historia Geológico-tectónica de la zona de Beariz durante la Orogenia Herciniana se resume en el siguiente cuadro (cuadro VII):

CUADRO VII

Historia geológico-tectónica de la zona de Beariz durante la Orogenia Herciniana

	Tectónica	Metamorfismo	Magmatismo
DEVONIANO	3ª fase Eje E-W. Compresión N-S?, poco intensa, no origina esquistosidad.	Metamorfismo de contacto de la intrusión.	Intrusión de granito de dos micas; metalización Sn-W.
	2ª fase Eje NS, compresión E-W, plegamiento no penetrativo de $S_1$ ; fracturación importante.	Metamorfismo regional de facies, pizarras verdes.	
	1ª fase Eje N-S, compresión E-W, esquistosidad $S_1$ .		
CARVONIFERO Westfaliense			