

3. ESTRUCTURA Y METAMORFISMO

La zona estudiada en este trabajo se sitúa dentro del área correspondiente al macizo gneísico de l'Ospitalet, otra de las grandes unidades estructurales cambro-ordovícicas del Pirineo central. Esta área en lo que se refiere a sus características estructurales muestra similitudes importantes con el resto del sector central de la zona Axial Pirenaica y por tanto con el macizo de la Pallaresa en el que se situaba la zona estudiada el pasado año. Así pues el contexto estructural del que partimos en este trabajo sería prácticamente similar y nos encontraríamos esencialmente frente a la misma problemática que la existente en la zona de El Serrat - Arcalis. El macizo gneísico de l'Ospitalet junto con el de l'Aston ha sido descrito estructuralmente por diferentes autores desde la década de los sesenta y aunque su geometría general, definida a partir de las trayectorias de la foliación principal, es descrita de un modo próximo por los diferentes autores, otras cuestiones como: modo de formación, características de las fases de deformación superpuestas, su cronología etc, son todavía objeto de discusión. Las diferentes interpretaciones se suelen ajustar a tres esquemas de evolución de la deformación, que por otra parte intentan explicar, como ocurre en el resto de la zona Axial pirenaica, la existencia de dos dominios estructurales superpuestos denominados *infraestructura* y *supraestructura* y caracterizados por la diferente disposición de la foliación principal en cada uno de ellos. Esta foliación está asociada en el primero a estructuras acostadas desarrolladas en condiciones de metamorfismo de grado medio a alto, mientras que en la supraestructura se asocia a estructuras subverticales en condiciones de bajo grado metamórfico (Zwart, 1979). Los tres esquemas de deformación para esta zona son los siguientes:

1) De manera general en esta interpretación autores como Zwart, 1965; Verhoef, 1984; diferencian una infraestructura caracterizada por una foliación plana que sería la dominante en la zona y cuyo desarrollo será posterior a las estructuras subverticales que caracterizan la supraestructura. Posteriormente debemos destacar las modificaciones introducidas a este modelo por Van den Eeckhout, (1986), este autor en su trabajo realizado en la zona del macizo de l'Ospitalet señala la existencia de zonas de alta deformación producto de cizallas extensivas. Así pues, según estos autores la deformación se produciría en un contexto geodinámico general de extensión (Van den Eeckhout y Zwart, 1988 y Vissers, 1992).

2) Se diferencia la superposición de tres fases de plegamiento. Una primera fase con dirección compresiva E-O a la que se le superpone una segunda fase N-S, con una foliación plana generalizada y una tercera fase de plegamiento tardío con superficies axiales subverticales de dirección SE-NO a OSO-ENE. Estas estructuras se producirían en un contexto tectónico compresivo (Seguret y Proust, 1968 a y b; Besson en Barnolas *et al.* 1996)

3) Finalmente Soula, 1982, 1986 a y b y Soula en Barnolas *et al.* 1996, realiza una Interpretación del edificio de l'Aston – Ospitalet como un gran domo estructural – metamórfico que se emplaza diapíricamente sugiriendo que la foliación de los gneisses sería la misma que la foliación principal que se observa en los metasedimentos.

A la vista de las interpretaciones propuestas para este sector de la zona Axial y por supuesto teniendo en cuenta los datos aportados en los trabajos realizados anteriormente (Clariana, 2004, 2005 y 2006), en este trabajo se ha intentado caracterizar la estructura de la zona y comprobar si se reconocen características similares a las descritas en dichos trabajos además de mejorar en la medida de lo posible la caracterización estructural del área estudiada.

El estudio estructural de esta zona se ha llevado a cabo a partir de la realización de la cartografía geológica a escala 1:25000 (ANEXO I), la elaboración de un mapa de flancos de pliegues (ANEXO II) y la reconstrucción de cortes geológicos detallados a escala 1:10000. Todo esto está apoyado a su vez por el análisis microestructural de las láminas delgadas y el estudio petrográfico de estas, lo que nos proporcionara los datos necesarios para realizar la caracterización del metamorfismo y su relación con la deformación. Los cortes geológicos realizados en este trabajo tienen una dirección aproximada N-S, es decir se han realizado buscando la dirección perpendicular a la orientación general de las estructuras. Como podemos observar en la cartografía geológica (ANEXO I) la zona se sitúa al sur de la falla de Merens, extendiéndose al este del gran afloramiento Silúrico situado al norte del sinclinorio de Tor – Casamanya. A primera vista a partir de la cartografía podemos observar trazas axiales de pliegues que atraviesan la zona en dirección general E-O así como la existencia de varias fallas entre las que cabe destacar la falla inversa de dirección E-O que podemos observar de manera clara en la zona del Coll de la Mina.

3.1 Corte geológico A-A'

Este corte se extiende en dirección aproximada NO-SE desde la Portella de la Cebollera al norte hasta el Pic de la Cabaneta al sur (figura 10) (corte A-A', mapa, Anexo I). En él afloran materiales de edad cambro-ordovícica, mayoritariamente corresponden a areniscas y lutitas con una intercalación intermedia de lutitas negras y calizas blancas. A primera vista observando el corte podemos apreciar la existencia de grandes estructuras de escala cartográfica de vergencia norte y una serie de fallas en su mayoría inversas que afectan sobre todo a la zona central.

En general a lo largo de todo el corte las relaciones entre estratificación y foliación dominante observadas así como los datos de polaridad sedimentaria, nos han permitido reconstruir situaciones de flanco inverso o de flanco normal de grandes pliegues acostados y vergentes al norte a los que esta asociada la foliación dominante en prácticamente todo el área de estudio. En el sector meridional del corte se ha podido reconstruir un gran pliegue hectométrico, de plano axial subhorizontal y vergencia norte plegado por pliegues de plano axial subvertical o vergente al sur. Estos últimos se observan a todas las escalas y en aquellas zonas donde afloran niveles cuarcíticos de potencias decimétricas pueden observarse claramente a escala de afloramiento como es el caso de la figura 11.



Figura 11. Pliegues de plano axial subvertical marcados por niveles cuarcíticos en la cresta que va desde la collada de les Meners al norte al Pic de la Cabaneta al sur.

En la parte central, como señalábamos al principio existe una falla inversa de dirección E-O con sentido de movimiento del bloque superior hacia el norte a la que se le asocian una serie de fallas que están afectando al tramo intermedio de pizarras y calizas dando lugar a una serie de láminas en las que se produce la repetición de ambas unidades. Esta zona de falla es en la que se ubica la antigua explotación minera del Coll de la mina. Como puede observarse en el corte estas fallas afectan al flanco normal de un pliegue kilométrico de plano axial subhorizontal que se encuentra plegado por pliegues subverticales bastante laxos. Al norte del Pic de la Serrera existe otra falla visible claramente tanto a escala de afloramiento como a escala de foto aérea (figura 12) que se ha interpretado como una falla inversa que provoca un salto importante, como queda reflejado en el corte por la traza de la unidad carbonatada, que marca el levantamiento del bloque superior al sur y el hundimiento del bloque inferior al norte.

En el sector septentrional del corte hemos podido identificar la presencia de una falla normal, probablemente más tardía que la estructura general marcada por los grandes pliegues subhorizontales plegados. Esta falla tiene una dirección NE-SO y buzamiento alto hacia el sur. En esta zona a escala de afloramiento se observan pliegues de plano axial subhorizontal y vergentes al norte, a los que está asociada la foliación dominante. Ambas estructuras se encuentran plegadas por pliegues subverticales poco apretados como podemos observar en la figura 13. Además en las láminas delgadas procedentes de esta zona puede observarse claramente que la foliación principal corresponde a una foliación de crenulación (S2) que afecta a un clivaje anterior (S1) que queda definido por la orientación de los cristales de micas en los microlitones. A su vez a escala microestructural también podemos ver que la foliación S2 se encuentra plegada por una fase de deformación posterior en la que apenas llegan a desarrollarse los dominios de clivaje (S3) (figura 14).

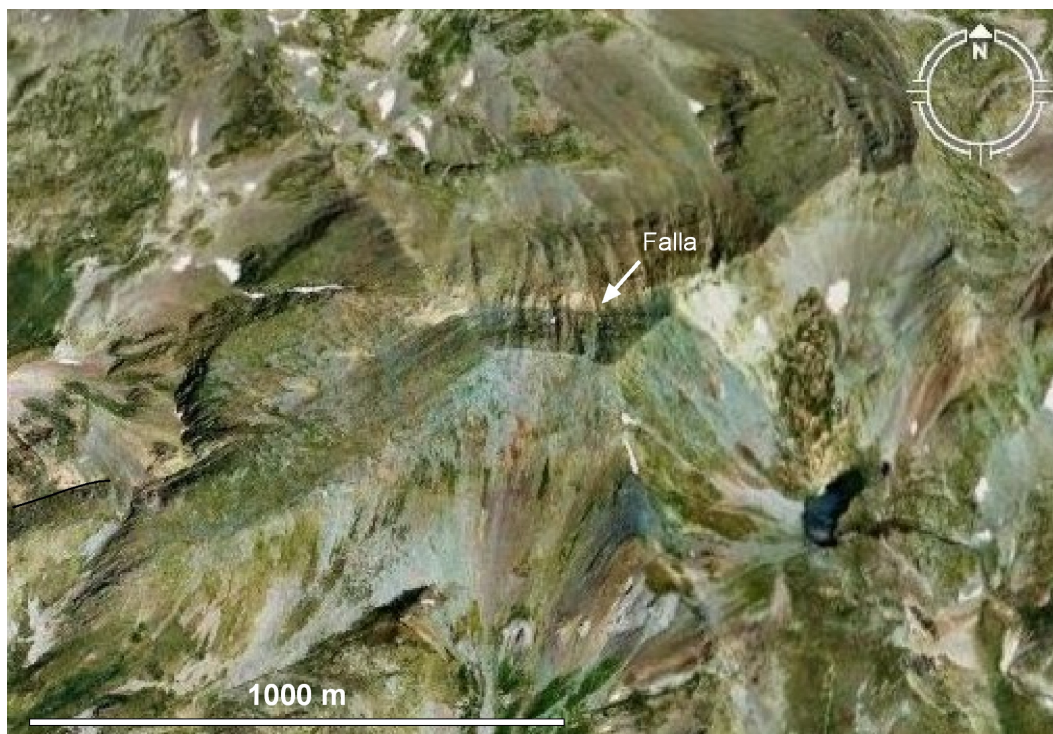


Figura 12. Foto a escala cartográfica de la falla situada al norte del Pic de la Serrera. (Foto del área de cartografía del Govern de Andorra)

El extremo norte de este corte alcanza la cresta de dirección E-O de la Serra de la Cebollera, la orientación de esta cresta no es favorable para reconocer las estructuras presentes en esta zona ya que sus orientaciones son similares. Sin embargo podemos considerar prácticamente continua la estructura observada a lo largo del corte descrito, con el corte B-B' que describiremos en el siguiente apartado.

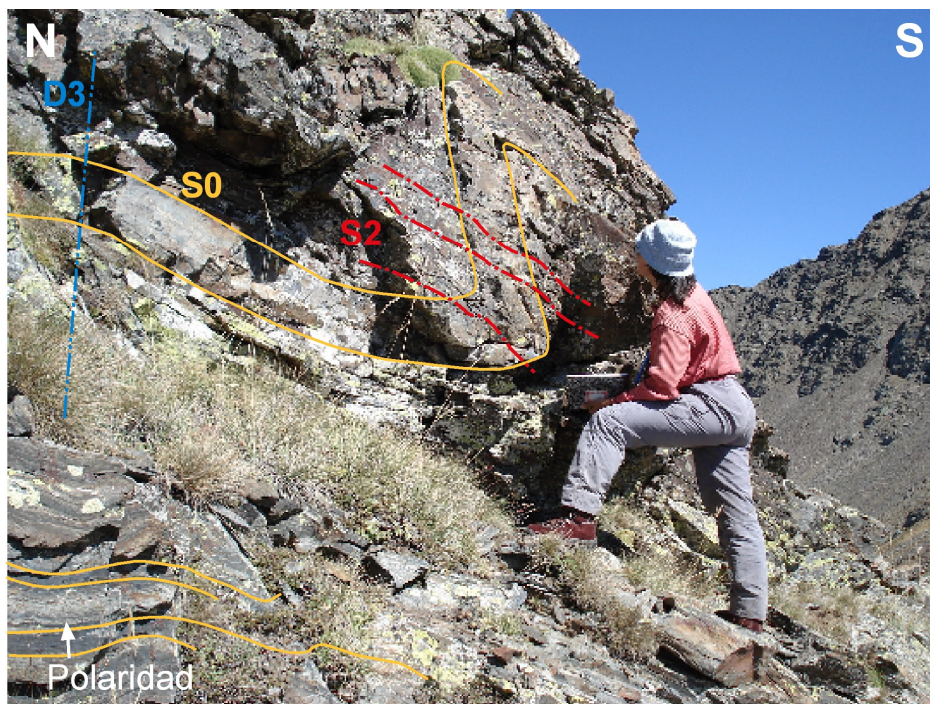


Figura 13. Pliegue de plano axial subhorizontal y foliación asociada (S2) plegados por pliegues de plano axial subvertical (D3).

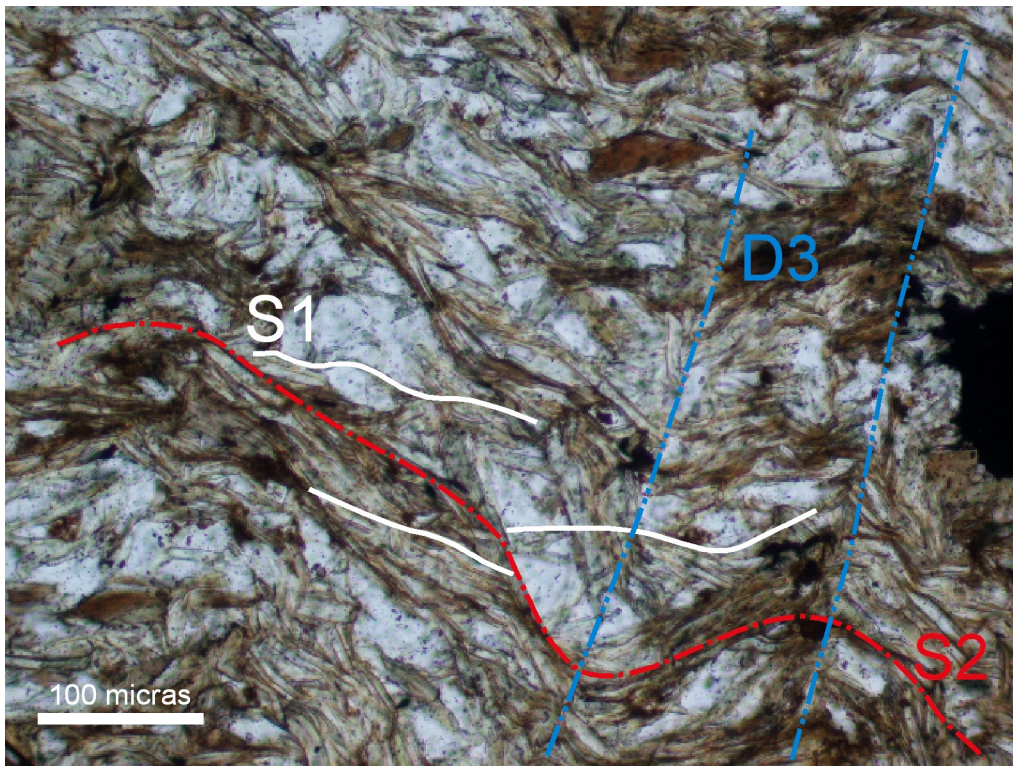


Figura 14. Clivaje de crenulación dominante (S2) afectando a una foliación anterior (S1) y plegado por la tercera fase de deformación (D3), Vall de la Cebollera.

3.2 Corte geológico B-B'

Este corte (figura 10) (Corte B-B' mapa, Anexo I) se extiende en dirección SE-NO desde la Portella del Forn al sur hasta el Port de Banyell al norte. Durante su realización siguiendo el mismo método de observación en el campo de las relaciones entre la foliación dominante y la estratificación y teniendo siempre que sea posible el apoyo de los datos de polaridad sedimentaria, se han podido reconstruir situaciones tanto de flanco inverso como de flanco normal de un pliegue de escala kilométrica de plano axial subhorizontal vergente al norte. Tanto la foliación dominante asociada a este pliegue (S2) como la estratificación se encuentran plegadas por pliegues subverticales que en ocasiones presenta una geometría angulosa (D3) y que son especialmente abundantes en el extremo sur del corte.

En el extremo norte de este corte se alcanza la falla de Merens, en este punto se ha podido observar la presencia de una banda milonítica asociada a esta falla. En las láminas delgadas de las muestras tomadas en esta zona se aprecia la alta deformación característica de las zonas miloníticas. En este caso se puede observar la importante recristalización que afecta a estos materiales y que da lugar a una reducción del tamaño de grano del cuarzo y el feldespato, así como la textura bandeada definida por la orientación de las micas (figura 15).

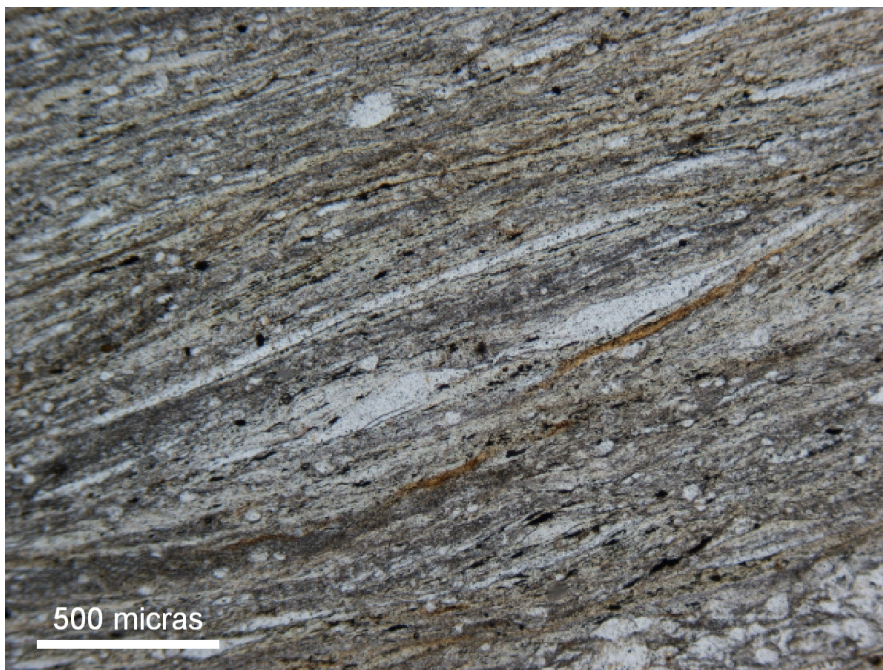


Figura 15. Detalle de lámina delgada en el que se aprecia la textura típica de una zona con deformación milonítica. Zona milonítica asociada a la falla de Merens, Port de Banyell.

3.3 Mapa de flancos

Las relaciones observadas en el campo, entre la estratificación y la foliación principal (S2) que como ya hemos señalado corresponde a la foliación de plano axial asociada a los pliegues vergentes al norte, nos han permitido obtener un mapa de flancos de pliegues de fase 2 (Anexo II). Estas relaciones nos permitieron dibujar las trazas axiales de dichos pliegues y en el mapa podemos observar la localización y distribución de sus flancos normales e inversos. Estos pliegues constituirían las estructuras mayores de la zona estudiada este año así como de la zona de El Serrat - Arcalis (Clariana, 2006).

Las lineaciones de intersección entre la estratificación y la foliación principal tienen dirección E-O y pueden tener entre 8° y 30° de inmersión hacia el O, ONO y E.

Por otra parte hay que señalar que estas relaciones que se observan en los afloramientos de materiales cambro-ordovícicos, normalmente son muy difíciles de observar en los afloramientos silúricos y finalmente en el caso de los materiales devónicos, representados también en el mapa, aunque en ocasiones pueden observarse estructuras de fase dos, normalmente son mucho más abundantes los pliegues subverticales o vergentes al Sur pertenecientes a la fase 3 que se superponen a los primeros por lo que, hasta el momento no se ha podido reconstruir la distribución de los pliegues de segunda fase en estas zonas.

3.4 Zonas metamórficas

El análisis petrográfico de las láminas delgadas procedentes de las muestras tomadas en esta zona pone de manifiesto la diferenciación de tres zonas metamórficas: *Zona Moscovita – Clorita*, *Zona Biotita* y *Zona Andaluçita*. Estas fueron definidas por Alias (1995), quien realizó un importante trabajo en el que llevó a cabo la caracterización del metamorfismo regional hercínico de esta zona. Estudiando al microscopio las láminas delgadas hemos podido reconocer los diferentes minerales que caracterizan cada una de las zonas nombradas anteriormente y por otra parte realizar un primer análisis de la relación metamorfismo - deformación.

3.3.1 Zona Moscovita - Clorita

La *Zona Moscovita – Clorita*, se extiende sobretodo en el sector más meridional del área estudiada, se caracteriza por abundante presencia de moscovita y sobretodo de clorita además de otros minerales como cuarzo, feldespato y algunos cristales idiomorfos de turmalina, esta última probablemente de recristalización tardía. La clorita se puede observar en porfidoblastos que crecen en el dominio de los microlitones del clivaje dominante (figura 16).

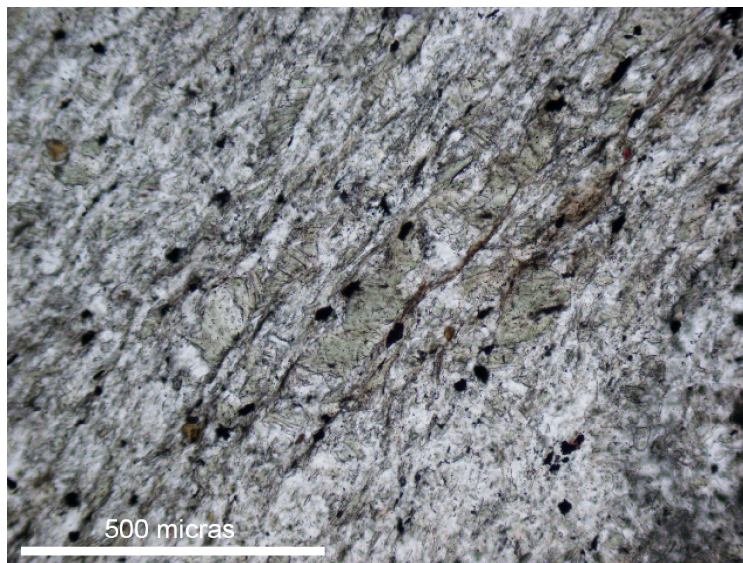


Figura 16. Aspecto microscópico de los materiales pertenecientes a la zona Moscovita-Clorita, en ella pueden verse los porfidoblastos de clorita, zona central de la foto.

3.3.2 Zona Biotita

En cuanto a la *Zona Biotita*, en ella se ha identificado además de la Biotita, mineral índice en esta zona, cuarzo, feldespato, moscovita, clorita y abundantes minerales opacos. En las láminas procedentes de esta zona se puede apreciar que los porfidoblastos de biotita crecen elongándose a favor de la dirección de la foliación dominante (S2), en ocasiones pueden apreciarse los porfidoblastos de biotita orientados paralelamente al plano axial de los pliegues de fase 2. Esta zona esta representada en el área occidental y centro-norte de nuestra zona de estudio (figura 17).

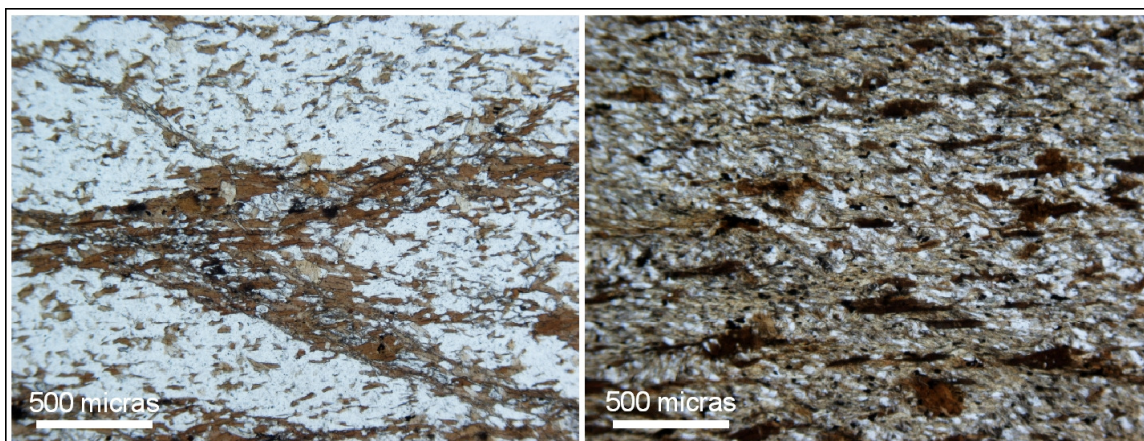


Figura 17. Diferentes aspectos de la zona Biotita en la que se puede apreciar por un lado, porfidoblastos de biotita paralelos a la dirección de plano axial de un pliegue de segunda fase y por otra porfidoblastos de biotita marcando claramente la orientación de la foliación dominante S2.

3.3.3 Zona Andalucita

Finalmente la *Zona Andalucita*, puede apreciarse de manera clara a escala de afloramiento ya que las andalucitas pueden alcanzar tamaños centimétricos como es el caso del sector del Valle de la cebollera. En lámina delgada además de la Andalucita como mineral índice se identifica también: Estauroilita, biotita, cuarzo, feldespato, moscovita, clorita y opacos. En los porfidoblastos de andalucita pueden apreciarse las huellas tanto de la foliación dominante S2 como de una foliación anterior S1, esto podría indicar que el crecimiento de la Andalucita se produjo posteriormente al desarrollo de estas dos foliaciones. En esta zona también puede apreciarse los porfidoblastos de biotita creciendo a favor de la foliación dominante S2, además en alguna de estas muestras vemos claramente como estos porfidoblastos de biotita están plegados por una fase de deformación posterior (D3) (figura 18).

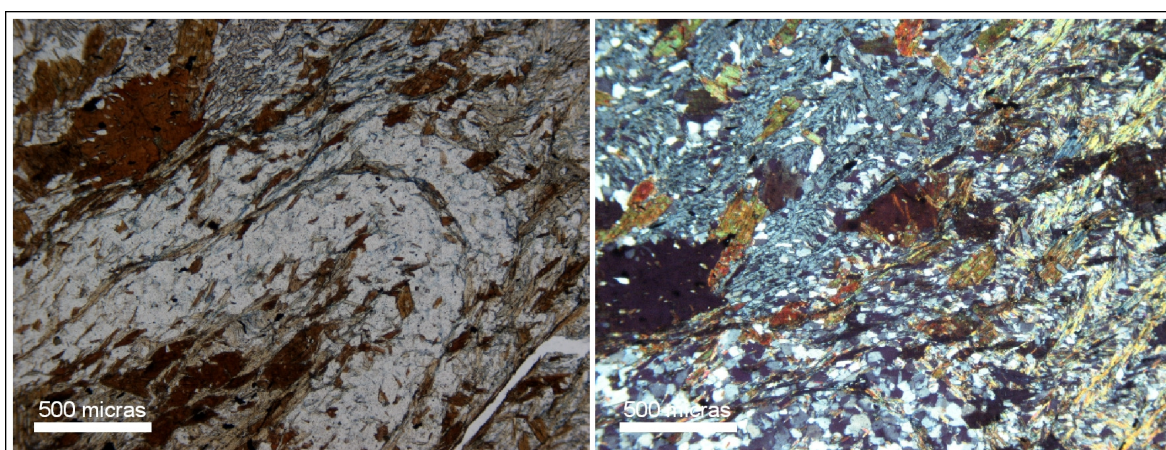


Figura 18. En esta figura se pueden apreciar porfidoblastos de Andalucita, (esquina superior izquierda) tanto en nicoles paralelos como en nicoles cruzados, que son el mineral índice de esta zona metamófica.