

LA ESTRUCTURA DEL PALEOZOICO DEL VALLE DE ARAN,
ZONA AXIAL (PIRINEOS CENTRALES)

GARCIA SANSEGLUNDO, Joaquín. (IGME, Jaca).

1988

LA ESTRUCTURA DEL PALEOZOICO DEL VALLE DE ARAN, ZONA AXIAL
(PIRINEOS CENTRALES).

Joaquín GARCIA SANSEGUNDO

(JACA, 1988)

Seminario de investigación de tercer ciclo de D. JOAQUIN
GARCIA SANSEGUNDO.

Tutor: Dr. JUAN LUIS ALONSO ALONSO, Profesor Titular de la
Universidad de Oviedo.

Oviedo, junio de mil novecientos ochenta y ocho.

Fdo. D. Juan Luis Alonso Alonso.

INDICE

Resumen.

I.-Introducción.

II.-Estratigrafía.

II.1.-Cambro(?) -Ordovícico.

II.2.-Silúrico.

II.3.-Devónico.

II.4.-Carbonífero.

III.-Estructura.

III.1.-Estructura del Domo del Garona.

III.2.-Estructura del dominio del Sinclinatorio del Valle de Arán.

III.3.-Estructura del dominio del Anticlinal Central y del sinclinatorio de Plan d'Estang.

III.4.-Relación entre el Domo del Garona y los dominios del Sinclinatorio del Valle de Arán, Anticlinal Central y sinclinatorio de Plan d'Estang.

IV.-Conclusiones.

V.-Bibliografía.

RESUMEN

En el Valle de Aran, situado en la Zona Axial pirenaica se han distinguido tres dominios estructurales, que de Norte a Sur son los siguientes:

-El Domo del Garona, es el más septentrional y en él afloran materiales infrasilúricos. Aparece caracterizada por una estructura antiformal que deforma a una serie de pliegues acostados, vergentes al Norte, a los que se asocia la esquistosidad principal que afecta a este dominio.

-El segundo dominio situado al Sur del anterior se caracteriza por un buen desarrollo de pliegues rectos, despegados, con dirección Este-Oeste y llevan asociada la esquistosidad principal en este dominio.

-El tercer dominio, es el más meridional y en él afloran materiales que van desde el Cambro(?) -Ordovícico hasta el Carbonífero. Tiene las mismas características que el anterior, pero difiere en que se encuentra afectado por numerosas fracturas tanto hercínicas como alpinas.

Las diferencias existentes entre la estructura del Domo del Garona y la de los otros dos dominios, pueden ser explicadas en base a la existencia de un importante "decollement" que se ha reconocido en la base del Silúrico. Desde este horizonte despegado surgen cabalgamientos imbricados que hacia arriba se compensan en pliegues, algunos de los cuales pertenecen a la fase de deformación principal que afecta a los dominios del Sur.

Los materiales que afloran por encima del Silúrico parecen proceder de áreas muy alejadas, a juzgar por las diferencias que existen en lo que a la estratigrafía y estructura se refiere, pudiendo ser este despegue el responsable de su posición actual.

I. - INTRODUCCION

I.- INTRODUCCION.-

El Valle de Arán, situado en la parte central de la Zona Axial del Pirineo, de Norte a Sur comprende las siguientes unidades: el Domo del Garona (De SITTER & ZWART, 1962), el Sinclinatorio del Valle de Arán, el Anticlinal Central (ZWART, 1979) y el sinclinatorio de Plan d'Estang (Fig. 1 y 2).

En base a criterios estructurales se han distinguido tres dominios (Fig. 2):

-El primero correspondiente a la zona Norte, es el Domo del Garona, en donde afloran fundamentalmente materiales de edad presilúrica (DURAND, 1935) afectados por un metamorfismo regional de alta temperatura (ZWART, 1958, 1962 y 1963 a). El Domo está originado por una interferencia de pliegues rectos de direcciones oblicuas que a su vez deforman otros pliegues acostados a los que va asociada una esquistosidad de crenulación subhorizontal que es la foliación principal de este dominio.

-El segundo dominio se situa al Sur del anterior y corresponde básicamente al Sinclinatorio del Valle de Arán excepto un pequeño sector de su parte mas meridional. En este dominio afloran materiales de edad devónica (SNOEP, 1956) que se encuentran afectados principalmente por pliegues rectos de dirección E-W que llevan asociada una esquistosidad de crenulación.

-El dominio mas meridional comprende una pequeña parte del Sinclinatorio del Valle de Aran, el Anticlinal Central, constituido por materiales cambro(?) - ordovícicos (DESTOMBES, 1952 y DESTOMBES et RAGUIN, 1953) y el sinclinatorio de Plan d'Estang en el que afloran materiales carboníferos (DUROCHER, 1844 y CARALP, 1888).

En cuanto a la disposición de los pliegues, la estructura de este dominio es similar a la del anterior. No obstante en este dominio los materiales aparecen afectados por abundantes fracturas de edad alpina (MATTAUER et SEGURET, 1966). MAJESTÉ-MENJOULAS (1979) prolonga el cabalgamiento de Gavarnie desde la parte occidental del Pirineo, hasta la zona que es objeto de este estudio. Sin embargo algunas de las fracturas reconocidas parecen tener edad hercínica, en base a criterios estructurales y metamórficos.

El hecho de que en el Domo del Garona la esquistosidad principal tenga en general una posición subhorizontal y en el Sinclinatorio del Valle de Arán y dominio Sur se encuentre vertical ha dado lugar a una controversia geológica ya tradicional en este área. Los autores holandeses como BOSCHMA (1966) y ZWART (1963 b y 1979) entre otros, consideran que ambas esquistosidades son de una misma generación, la horizontal de-

sarrollada próxima a zonas con metamorfismo, en la "infraestructura" y la vertical en áreas epimetamórficas, "supraestructura". Sin embargo otros autores tales como SEGURET et PROUST (1968 a y b) y MATTE (1969) consideran que estas esquistosidades se formaron en diferentes fases de deformación. El principal objeto de este trabajo es el estudio de este problema. Para ello se ha realizado una cartografía, convenientemente apoyada en un estudio estratigráfico y paleontológico, dada la complejidad de los distintos cambios laterales de facies existentes principalmente en la serie devónica. También se ha llevado a cabo el análisis estructural correspondiente poniéndose en evidencia una serie de resultados a partir de los cuales se intenta aportar una solución a esta cuestión.

Estas diferencias existentes pueden ser explicadas en base a la presencia de un despegue generalizado, que se ha reconocido en la base del Silúrico y que pueden situar próximas, dos unidades anteriormente muy alejadas. Dentro de esta perspectiva se puede comprender el riesgo y la dificultad que conllevan los intentos de realizar una correlación entre las estructuras de estos dominios, asumiendo una superposición estructural similar.

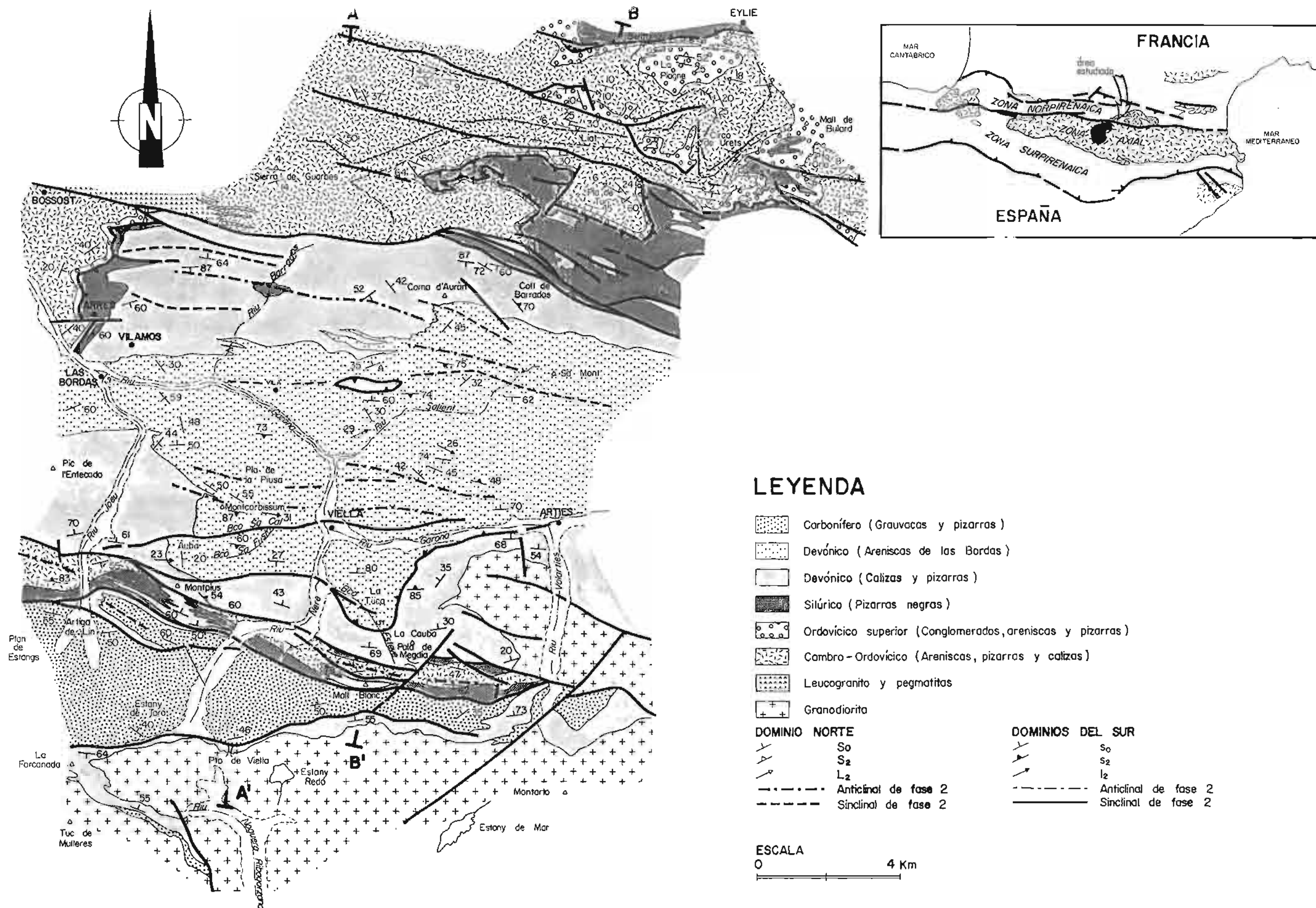


Fig. 1.- Mapa geológico del Valle de Arán. A-A' y B-B' situación de los cortes geológicos.

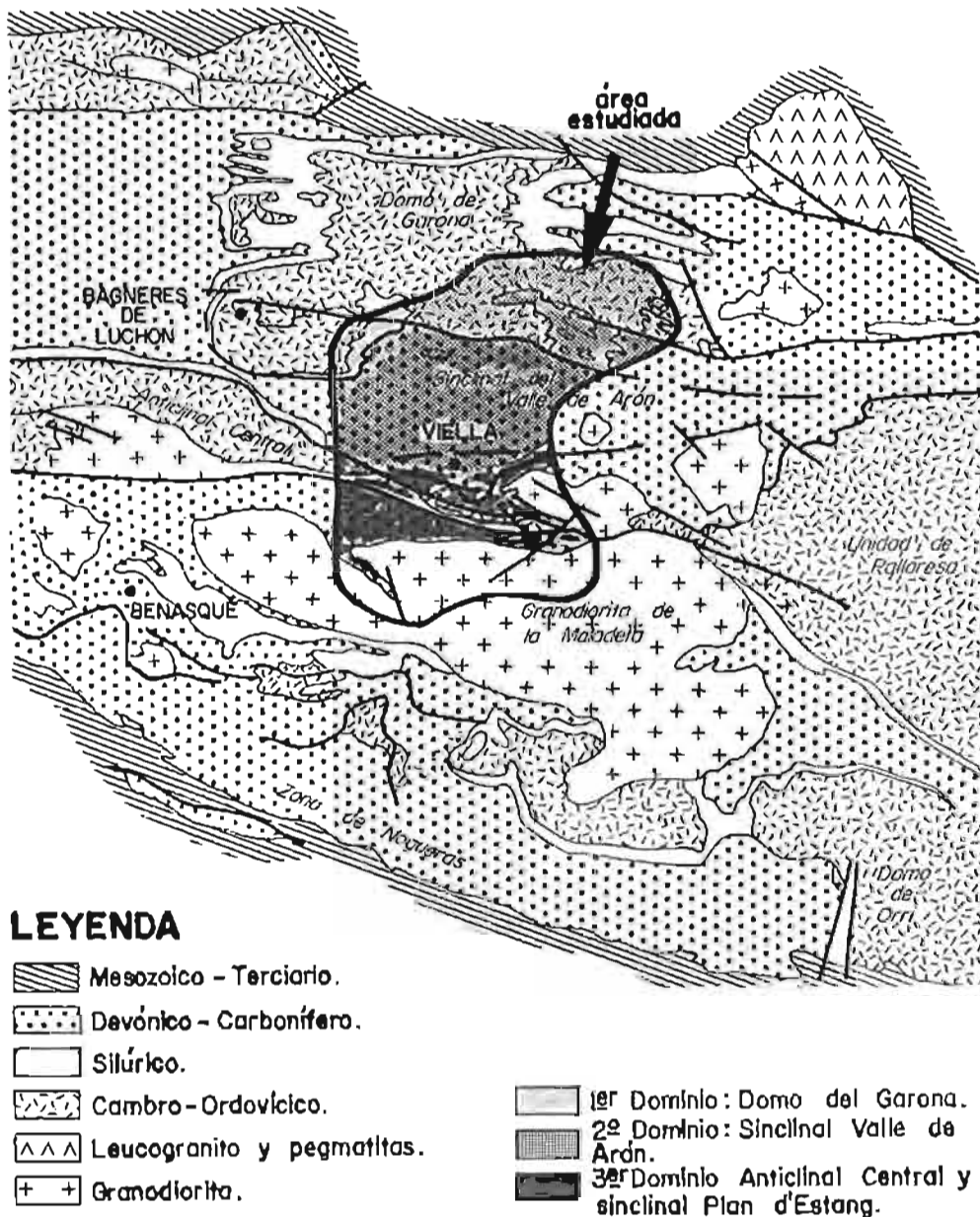
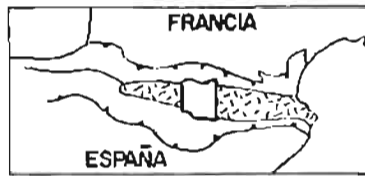


Fig 2 .- Mapa de situación geológica del área estudiada. Areas rayadas correspondientes a los dominios estructurales distinguidos.

II. - ESTRATIGRAFIA

II.- ESTRATIGRAFIA.-

En la zona donde se realiza este estudio afloran materiales que van al menos desde el Ordovícico (podrían llegar al Cámbrico) hasta el Carbonífero. La sucesión estratigráfica que se propone en este trabajo de muro a techo es la siguiente:

II.1.- Cambro(?)-Ordovícico:

La serie cambro(?)-ordovícica mejor representada se encuentra en el Domo del Garona, que se muestra en la figura 3, y consta de los siguientes términos:

- **Alternancias de Urets:** Son unos 300 m. de alternancias centimétricas y decimétricas de areniscas y pizarras comparables a la Serie de Joujols descrita por CAVET (1957) en el Pirineo oriental. A techo aflora un nivel de pizarras grafitosas que fueron denominadas "schistes pseudo-carbures" por DESTOMBES (1958).
- **Caliza de Bentaillou:** DURAND et RAGUIN (1943). Es un nivel de calizas masivas blancas con algunas intercalaciones pizarrosas de unos 150 m. de espesor máximo.

Estas calizas fueron denominadas "Calcaire metallifere" CARALP (1888), denominación debida a las importantes mineralizaciones de Zn(Pb) que aparecen en la localidad de Bentaillou.

Inicialmente fueron atribuidas al Devónico (BERT-RAND, 1908) y posteriormente DURAND (1935), dedujo que debían ser presilúricas.

- **Alternancias de Orlá:** Son areniscas y pizarras parecidas a la Serie de Joujols (CAVET, 1957) con un espesor máximo de 400 m. en el Puerto de Orlá.
- **Conglomerados de Mall de Bulard:** Son microconglomerados cuarcíticos que en la base suelen presentar un conglomerado poligénico con matriz sericitica o calcárea. En los clastos se pueden reconocer formas hexagonales y golfos de corrosión que pueden indicar una cierta participación volcánica.

Esta unidad se dispone de forma discordante sobre los materiales infrayacentes de manera que pasa de estar apoyada sobre las Alternancias de Orlá, a estarlo directamente sobre las de Urets, pudiéndose observar en la cartografía la desaparición de todas estas unidades que afloran por debajo.

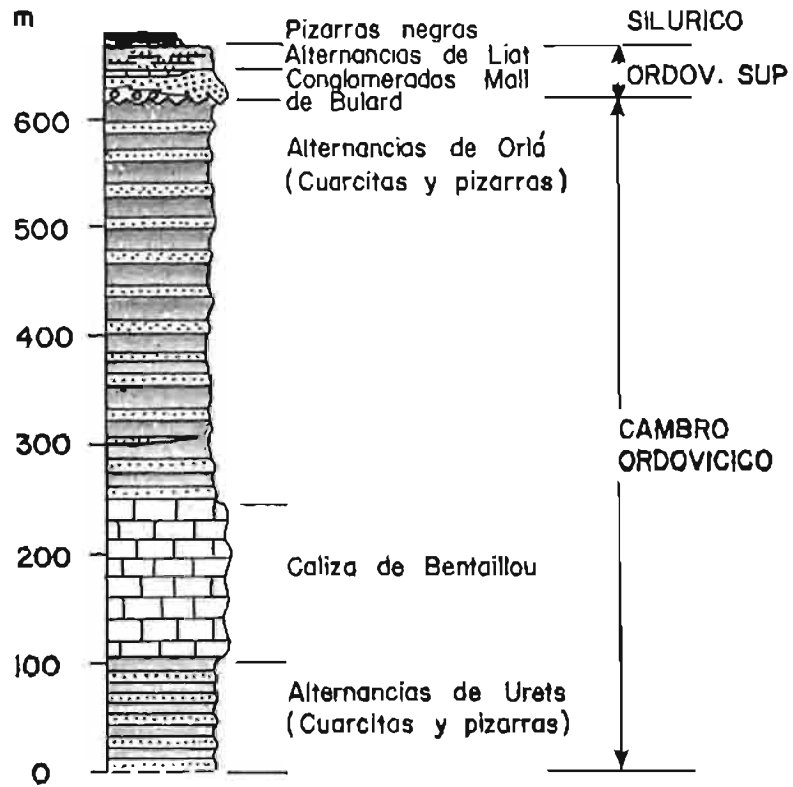


Fig. 3 .- Columna estratigráfica sintética del Cambro-Ordovícico del Domo del Garona.

Estos materiales pueden considerarse equivalentes al Conglomerado Rabasa (HARTEVELT, 1970) que ha sido considerado discordante en otras áreas del Pirineo y atribuido al Caradoc (SCHMIDT, 1931; LLOPIS LLADO, 1965; y SANTANACH, 1972).

- Caliza Sandwich: KLEINSMIEDE, 1960. Aparecen hacia el techo del microconglomerado y constituye un nivel muy característico de unos dos o tres metros de espesor.
- Alternancias de Liat: Son pizarras grises con alguna intercalación arenosa en las que también es posible reconocer algún nivel calcáreo cerca del techo. Esta unidad es comparable a la "Serie bleue" descrita por DESTOMBES (1958) y a la "Formación Cava" estudiada por HARTEVELT (1970).

Todo el conjunto atribuido al Ordovícico superior, desde la discordancia hasta la base del Silúrico tiene un espesor que no sobrepasa los 50 m..

Los restantes afloramientos de materiales presilúricos que aparecen en el área estudiada se sitúan en el núcleo del Anticlinal Central y fueron descritos en localidades próximas situadas mas al Oeste del área estudiada por DESTOMBES (1952), DESTOMBES et RAGUIN (1953) y por DONNOT et GUERANGE (1969). Sin embargo, en esta zona la sucesión presilúrica no está tan bien caracterizada como en el Domo del Garona pudiéndose únicamente reconocer alternancias centimétricas y decimétricas de areniscas y pizarras entre las que ocasionalmente se intercalan gruesos paquetes de areniscas y algunas capas de caliza muy esporádicas y discontinuas.

II.2.- Silúrico:

En esta zona aparece representado por pizarras ampelíticas negras. En zonas próximas situadas al Este (Camprodón), BARRDIS (1901) encontró restos de graptolites del Tarannon.

Posteriormente DALLONI (1930) los sitúa en el Wenlock. Mas recientemente DEGARDIN (1977 y 1978) ha estudiado ampelitas del Silúrico de Benasque (situado al SW del Valle de Arán) obteniendo edades comprendidas entre el Llandóvery medio y Ludlow superior, también con graptolites.

El espesor máximo de estos materiales es incierto pues a menudo se reconocen despegues dentro de esta unidad que sus traen o añaden serie. Sin embargo en aquellas zonas en donde estos materiales no parecen muy tectonizados se han medido unos 200 m. de potencia.

En áreas próximas a la estudiada se han encontrado niveles calcáreos con ortocerátidos que según DEGARDIN (1977) aparecen a partir del Wenlock. Al Este, en la zona de Marimanya se han datado, unas calizas masivas situadas por encima de las ampelitas y se ha obtenido para su base una edad Silúrica, posiblemente Ludlow, basada en conodontos (LOSANTOS et al., 1986).

11.3.- Devónico:

Aflora principalmente en el Sinclinorio del Valle de Arán y su principal característica es el gran desarrollo de materiales detríticos, los cuales fueron inicialmente atribuidos tanto al Silúrico (CARALP, 1888 y SCHMIDT, 1931) como al Carbonífero (CAREZ, 1903-1909; BERTRAND, 1908; DALLONI, 1930 y CALEMBERT, 1951).

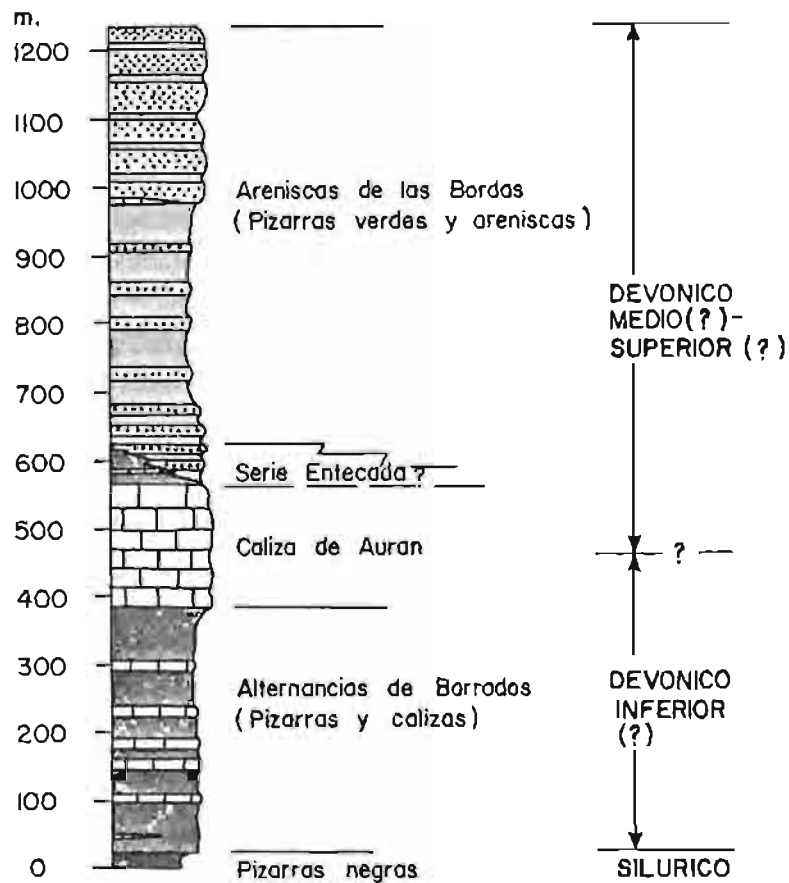
Más recientemente esta serie detrítica se denominó "Areniscas de las Bordas" y se atribuyó al Devónico (SNOEP, 1956); la descripción fue realizada por KLEINSMIEDE (1960) quien las situó sobre otra sucesión calcáreo-pizarrosa también de edad devónica (LEYMERIE, 1868).

La sucesión devónica que aflora en el Sinclinorio del Valle de Arán, se ha representado en tres columnas estratigráficas. Dos están situadas en el flanco Sur (Figs. 4 b y c) y se encuentran parcialmente datadas en base a conodontos, y la otra se sitúa en el flanco Norte (Fig. 4 a).

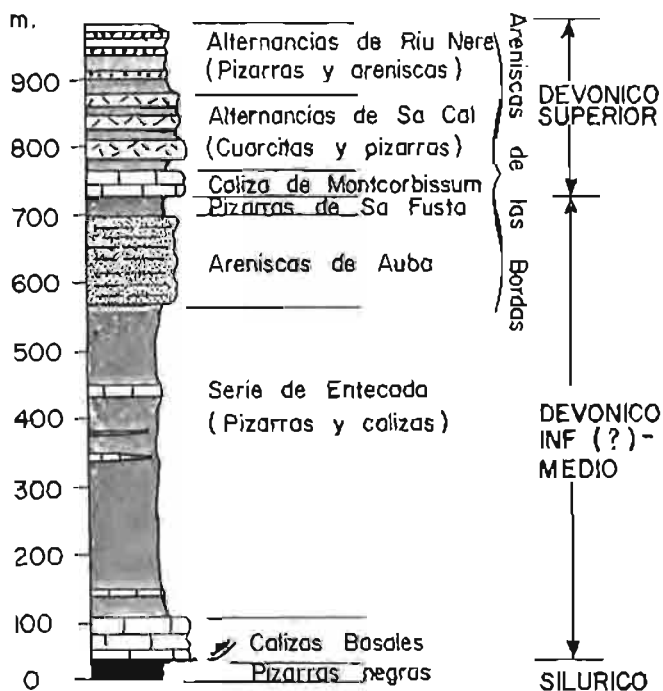
En la serie del flanco Norte, columna de Sa Mont, se han distinguido diversas unidades estratigráficas que de muro a techo son las siguientes:

- Alternancias de Barrados: Son unos 350 m. de pizarras negras y calizas ricas en crinoideos con un espesor que varía de 1 a 10 m.
- Caliza d'Auràn: Es un grueso paquete de calizas, a veces discontinuo con un espesor de unos 150 m. en las que pueden reconocerse frecuentemente crinoideos y corales. Desde un punto de vista litoestratigráfico estas calizas pueden considerarse equivalentes a la caliza "Dalle" (BRESSION, 1903) o a la Caliza Basibé de la subfacies Compte, para la cual se ha obtenido una edad de Siegeniense-Emsiense por conodontos (BOERSMA, 1973).
- Areniscas de las Bordas: Son alternancias centimétricas y decimétricas, de pizarras verdes y areniscas entre las que suelen intercalarse niveles de calizas que no superan los dos metros de espesor.

(a) SA MONT



(b) MONTPIUS - MONTCORBISSUM



(c) LA TÛCA

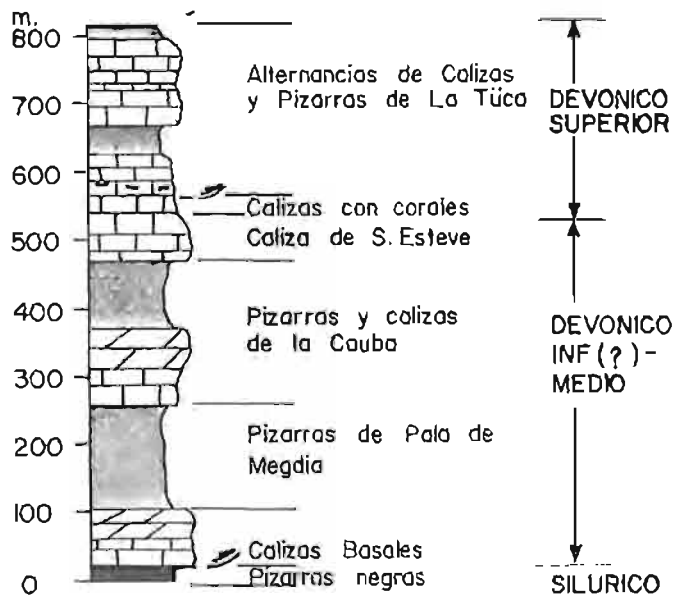


Fig. 4 .- Columnas estratigráficas sintéticas del Devónico del Sinclinatorio de Valle de Arán. (a) Columna estratigráfica del flanco Norte. (b) Columna estratigráfica situada en la parte Oeste del flanco Sur. (c) Columna estratigráfica situada en la parte Oriental del flanco Sur.

En las areniscas es frecuente encontrar estructuras sedimentarias tales como granoclasificaciones, "ripple marks", "flute cast" y ocasionalmente "slumps".

En el sector occidental del flanco Sur del Sinclinorio del Valle de Arán aflora una sucesión estratigráfica semejante a la descrita en el flanco Norte, aunque con mayor variedad litológica y aparece representada en la columna de Montpius-Montcorbissum (Fig. 4 b).

Esta serie es semejante a la descrita por KLEINSMIEDE (1960) y sirvió para definir la facies Central del Devónico del Pirineo (ZWART, 1979).

De muro a techo la columna estratigráfica es la siguiente:

- Calizas Basales: KLEINSMIEDE, 1960. Son unos 50 m. de espesor de calizas grises las cuales pueden ser equivalentes a la Caliza d'Auràn. La base de esta unidad se encuentra generalmente afectada por fallas.
- Serie de Entecada: KLEINSMIEDE, 1960. Son unos 470 m. de pizarras negras y calizas a veces encriníticas con restos de braquiópodos que pueden llegar a tener 20 m. de espesor. Estos materiales pueden ser atribuidos al Devónico medio por dataciones con conodontos realizada por BUTCHROITHNER (1978).
- Areniscas de Auba: Constituyen la base de las "Areniscas de las Bordas" y son unos 130 m. de alternancias centimétricas y milimétricas de areniscas de grano generalmente fino y pizarras. Ocasionalmente puede haber alguna capa de caliza de 1 ó 2 metros de espesor como máximo. Esta unidad fue denominada por KLEINSMIEDE (1960) "Areniscas litorales".
- Pizarras de Sa Fusta: Son aproximadamente 30 m. de pizarras negras con esporádicas intercalaciones arenosas.
- Caliza de Montcorbissum: Son unas calizas blancas con un espesor que rara vez sobrepasa los 30 m. El techo de esta unidad, datado con conodontos, marca el límite Givetiense-Frasniense.
- Alternancias de Sa Cal: Son alternancias decimétricas de cuarcitas y pizarras negras con alguna capa de caliza de grano fino intercalada. Cerca de la base puede encontrarse un grueso paquete de cuarcitas que puede llegar a tener hasta 30 m. de espesor.

La potencia total de esta unidad es de 120 m. y presenta estructuras sedimentarias tales como granoclasifi-

ficaciones y "convoluted beds". Estas alternancias fueron denominadas por KLEINSMIEDE (1960), "Areniscas no gradadas".

Este nivel se puede considerar litológicamente equivalente al nivel E1 descrito más al Oeste por KRYLATOV et STOPPEL (1969) de edad semejante a la que puede verificarse en esta zona.

- **Alternancias de Riu Nere:** Son alternancias centimétricas y decimétricas de pizarras verdosas y areniscas en las que se reconocen "ripple marks", granoclasificaciones y "slumps". Puede haber alguna intercalación calcárea.

Fueron denominadas por KLEINSMIEDE (1960) "Areniscas gradadas" y pueden ser litológicamente equivalentes a la Serie Sia descrita en la parte occidental del Pirineo central por MIROUSE (1966) y KRYLATOV et STOPPEL (1971) con una edad Devónico superior.

Desde un punto de vista litológico las alternancias de Riu Nere son equivalentes a todo el conjunto de "Areniscas de Las Bordas" que aparece en el flanco Norte del Sinclinatorio del Valle de Arán anteriormente descrito y en ambos casos aparecen unas estructuras sedimentarias que indican un medio de sedimentación inestable.

Como puede observarse, entre la serie devónica del flanco Norte y la del flanco Sur, la diferencia más importante es que las unidades que aparecen en el flanco Sur (Serie Entecada, Areniscas de Auba, Pizarras de Sa Fusta, Calizas de Montcorbissum y Alternancias de Sa Cal), hacia el Norte pasan lateralmente a las "Areniscas de las Bordas", de manera que las Alternancias de Riu Nere se disponen directamente sobre la Caliza d'Auràn.

La sucesión que aparece al Este del flanco Sur del Anticlinal del Valle de Arán, columna de la Tüca (Fig. 4 c), difiere claramente de las anteriores pues en ella no se reconoce la serie detrítica. De muro a techo se distinguen los siguientes tramos:

- **Calizas Basales:** Nivel de 75 m. de espesor de calizas masivas.
- **Pizarras de Pala de Megdia:** Pizarras negras con intercalaciones de areniscas de grano fino. El espesor es de 150 m.
- **Pizarras de la Cauba:** Son unos 70 m. de pizarras negras con alguna intercalación calcárea rica en crinoideos.

- **Calizas de San Esteve:** Son calizas masivas con un espesor de 55 m. y restos de crinoideos.

Dataciones con conodontos, permiten atribuir la parte intermedia de este nivel al límite Devónico medio-Devónico superior.

En el tramo superior de esta unidad aparecen unas calizas enriquecidas en chert y con abundantes corales (thamnopóridos). Son las Calizas coralinas.

- **Calizas y pizarras de La Tüca:** En conjunto son unas alternancias de gruesos paquetes de calizas de varias decenas de metros y de pizarras, entre las que suelen aparecer restos de crinoideos. El espesor total es de algo mas de 200 m.. Dataciones con conodontos permiten atribuir las al Frasnense. Para la parte inferior se obtiene una edad que puede corresponder a parte de la unidad infrayacente. Este hecho se interpreta como ocasionado por la presencia de cabalgamientos, deducidos en base a datos cronoestratigráficos (Corte B-B').

Como puede observarse esta sucesión estratigráfica de la Tüca difiere claramente de las anteriores en cuanto a litofacies. Probablemente se trata de la subfacies Sierra Negra (MEY, 1967 y 1968) que en esta zona se encuentra junto a la facies Central, debido a la posible presencia de cabalgamientos hercínicos.

II.4.- Carbonífero:

Únicamente aflora al Sur del área estudiada, en el sinclínorio de Plan d'Estang, y se encuentra separado de los materiales devónicos del Sinclínorio del Valle de Arán por una serie de fracturas, la mayoría de las cuales son de edad alpina.

Es una serie predominantemente detrítica en cuya base afloran unas calizas blancas que pueden corresponder al Carbonífero inferior aunque parte de ellas posiblemente tengan edad Devónico superior. Entre ellas se intercala una capa de sílice bastante continua que podría corresponder a un nivel de liditas característico en numerosos puntos del Pirineo, pero que en esta zona se encuentra muy afectado por el metamorfismo de contacto. La atribución al Carbonífero inferior (Dinantense) de las calizas que afloran en la base de la serie detrítica ya fue realizada en otras áreas del Pirineo por DALLONI (1913), con goniatitidos, posteriormente numerosos autores han podido encontrar este nivel en muchos puntos del Pirineo con una edad Tournesense-Viseense.

Por encima se sitúan alternancias decimétricas de grauvacas y pizarras negras entre las que pueden intercalarse capas de calizas discontinuas con un espesor inferior a los 2 ó 3 m.. Esta sucesión fue estudiada por WATERLOT (1969) y corresponde a la serie de Plan d'Estang atribuida al Namuriense en base a goniatitidos. DALLONI (1910) las sitúa en el Westfaliense en base a datos paleobotánicos.

III. - ESTRUCTURA

III.-ESTRUCTURA.-

En el Valle de Arán se han distinguido tres dominios estructurales, ya mencionados en la introducción. En el primero, situado al Norte, y denominado Domo del Garona las primeras macroestructuras reconocibles son una serie de pliegues de escala kilométrica, acostados y vergentes al Norte entre los cuales destacan los Anticlinales de Liat y de Urets (Fig. 1, Corte B-B'). En su parte septentrional el Anticlinal de Urets es una "tête plongeante" con la charnela localizada en la zona de las Minas de Bentaillou, y su flanco invertido ocupando el fondo del circo de La Plagne (Corte B-B' y Fig. 1). A estas estructuras va asociada una esquistosidad de crenulación que es la esquistosidad regional de este dominio.

Las meso y macroestructuras anteriores a estos pliegues no han sido detectadas en la zona estudiada y las posteriores corresponden a una serie de pliegues de plano axial subvertical y direcciones oblicuas, responsables de la estructura en domos que se puede reconocer a la vista de la cartografía.

El segundo dominio, correspondiente a la mayor parte del Sinclinorio del Valle de Arán, se encuentra caracterizado por el un buen desarrollo de pliegues con dirección E-W y plano axial subvertical a los que va asociada una esquistosidad de crenulación que es la foliación regional en este dominio.

Con anterioridad a estos pliegues se reconocen otros vergentes al Norte a los que va asociada una esquistosidad primaria. La superposición de ambos sistemas de pliegues da lugar a figuras de interferencia de pliegues tipo 3 de RAMSAY (1967) (Corte A-A').

El tercer dominio, comprende la parte Sur del Sinclinorio del Valle de Arán, Anticlinal Central y sinclinorio de Plan d' Estang (Fig. 1). Los pliegues mejor desarrollados son de la misma fase que en el dominio anterior, y a ellos va ligada una esquistosidad de crenulación subvertical con dirección E-W.

Sin embargo la principal diferencia respecto al dominio anterior radica en que aparecen numerosas fracturas, unas hercínicas, deformadas por los pliegues de fase de deformación principal y otras alpinas, ligadas al Manto de Gavarnie.

III.1.- Estructura del Domo del Garona:

Se han distinguido en este primer dominio, las siguientes fases de deformación:

- Fase 1: Da lugar a una esquistosidad primaria regional, observable principalmente en lámina delgada, no habiendo

sido posible detectar pliegues asociados a ella. Se han estudiado algunas secciones en las que es conocida la polaridad de la serie y se observan las relaciones entre la estratificación y la esquistosidad (S1). En todas ellas la vergencia deducida para la fase 1 es Sur.

En niveles pelíticos esta esquistosidad es un "slaty cleavage" bien desarrollado. Por el contrario, en niveles arenosos habitualmente no es visible dado que la superposición de la segunda esquistosidad da lugar a texturas equigranulares (Fig. 6 c).

- Fase 2: Aparece representada por pliegues acostados, con bajo ángulo entre flancos, de dirección Este-Oeste (Fig. 5 a) y vergentes al Norte (ALONSO, 1979) a los que va asociada una esquistosidad de crenulación (S2) que es la mejor desarrollada en todo el área (Fig. 6 a, b, d).

La vergencia Norte de estas estructuras queda confirmada en numerosos puntos del área donde son bien conocidas la polaridad de la serie y las relaciones estratificación-esquistosidad (S2).

Por lo general en las zonas de charnela abundan los pliegues menores de esta fase, raramente observables en los flancos.

La esquistosidad se desarrolla bien en niveles pelíticos pudiendo llegar en algunos casos a dar lugar a un "tectonic banding" incipiente.

Probablemente en relación con las estructuras de esta fase aparece un sistema de fallas directas con dirección NW-SE que van acompañadas de filones de cuarzo y se encuentran plegadas por las fases de deformación posteriores (ALONSO, 1979).

- Fases de replegamiento.

La esquistosidad regional de fase dos, aparece generalmente deformada por dos sistemas de pliegues rectos y laxos con direcciones oblicuas:

- . Fase 3 a: Corresponde a pliegues con dirección N-150/170 E a los que va asociada una crenulación muy bien desarrollada (Fig. 5b).
- . Fase 3 b: Aparece caracterizada por pliegues con direcciones entre E-W y N-100-E. Estas estructuras también van acompañadas de una crenulación muy generalizada (Fig. 5 c, d). A partir de diversos criterios estructurales y a sus relaciones con el metamorfismo son posteriores al otro sistema de fase 3 a.

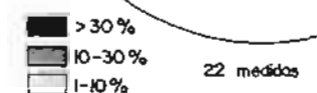
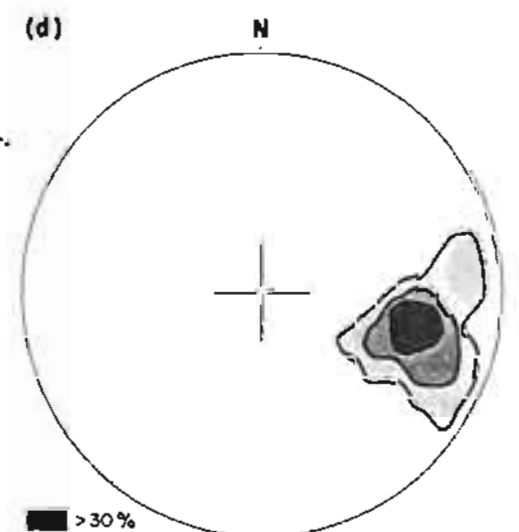
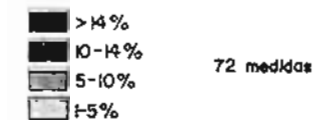
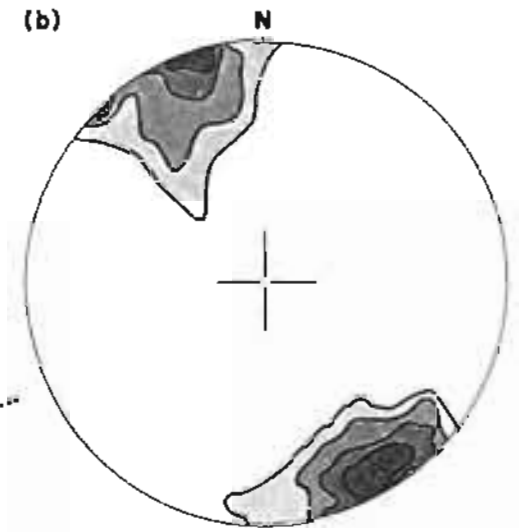
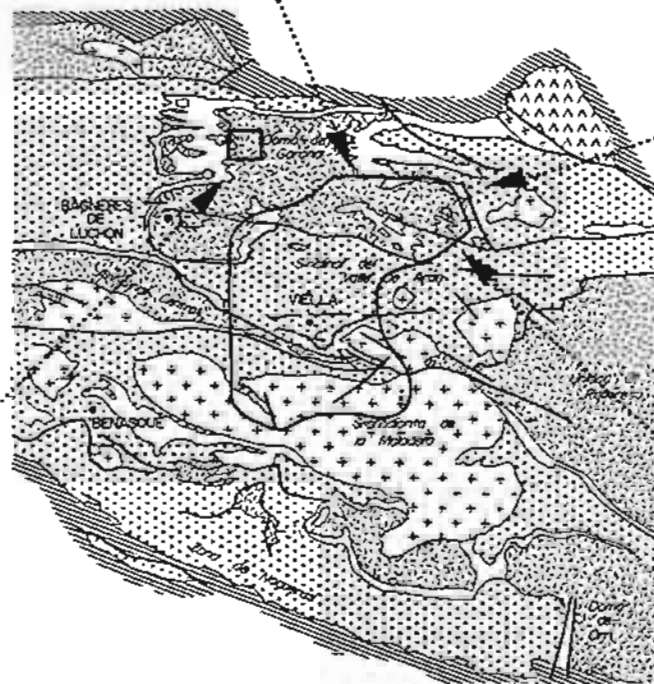
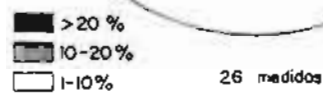
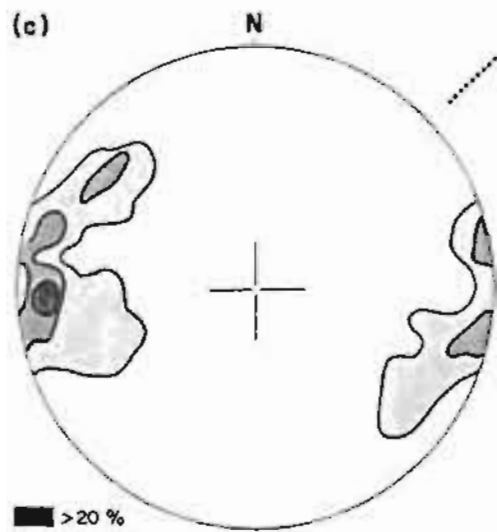
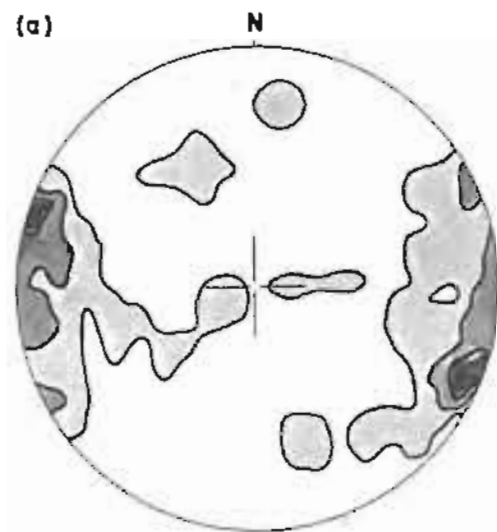


Fig 5. Lineaciones pertenecientes al Domo del Garona. (a) Lineaciones de intersección (L2), entre la estratificación y la esquistosidad principal (S2). (b) Ejes de micropliegues de fase 3 a. (c) Ejes de micropliegues de fase 3 b correspondientes al Domo del Garona de la zona de Bausen, al NW del área estudiada. (d) Ejes de micropliegues de fase 3 b pertenecientes al sector del Domo del Garona del área estudiada.

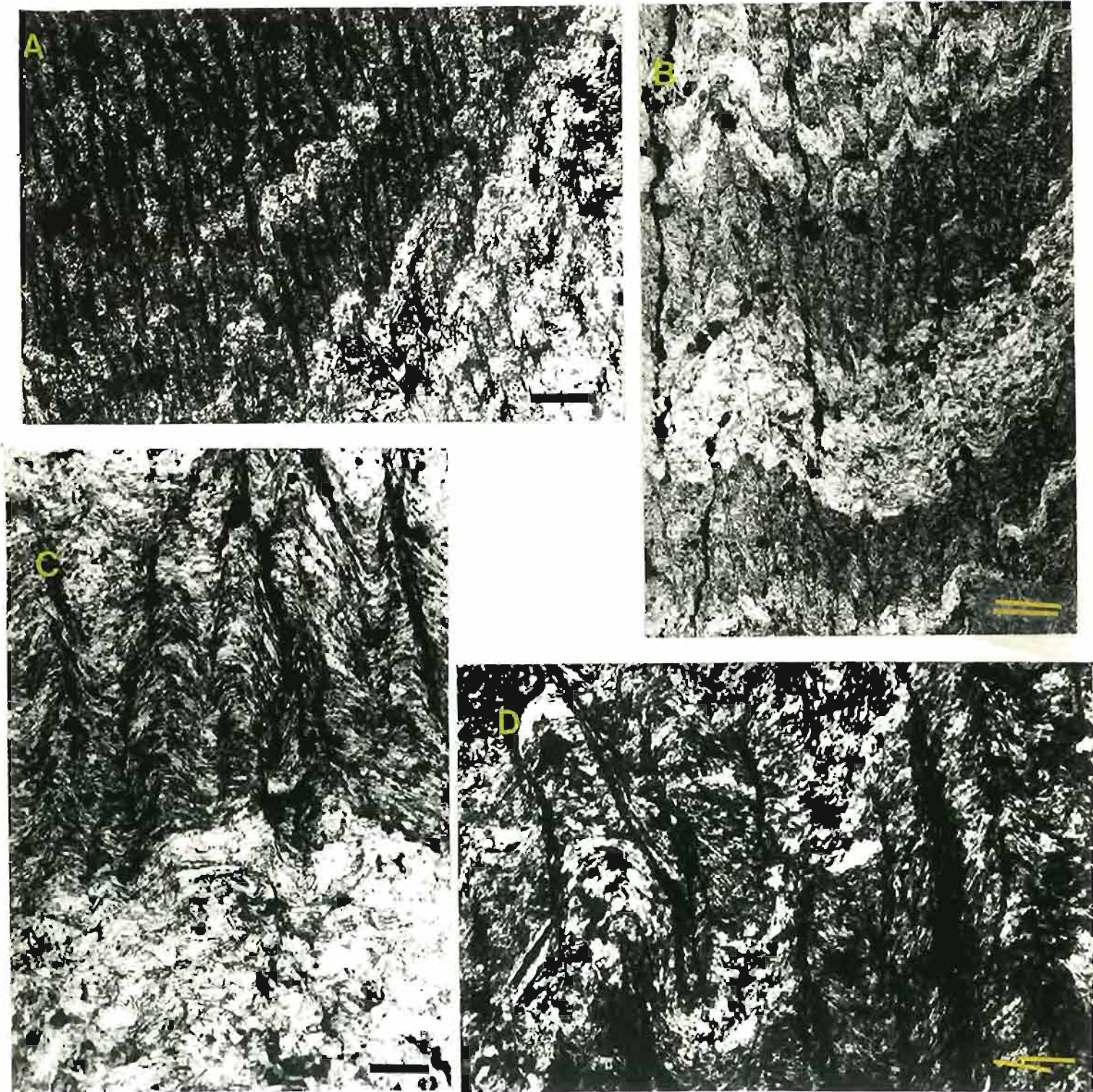


Fig 6 .- Aspecto de las esquistosidades S1 y S2 en el Domo del Garona: (a, b) Esquistosidad de crenulación de segunda fase de deformación en alternancias de areniscas y pizarras (escala de la barra = 0,5 mm). (c) Esquistosidad de crenulación (S2) desarrollada en pizarras pero que no afecta a areniscas. Obsérvese el buen desarrollo de la primera esquistosidad (S1) en pizarras (escala de la barra = 0,1 mm). (d) Detalle del caracter irregular y discontinuo del "cleavage laminae" (S2), (escala de la barra = 0,1 mm).

- Cabalgamientos y zonas de cizalla.

En este dominio se han reconocido abundantes zonas de cizalla con dirección N-90-E y N-130-E, que aparecen ligadas a fallas inversas de bajo ángulo (Fig. 9 b). En general tienen escaso desplazamiento y van asociadas a pliegues vergentes al Sur. A estos cabalgamientos van ligadas las mineralizaciones más importantes de esta zona (ALONSO, 1979 y MARTINEZ et al., 1982). Estos mismos autores han observado que estas estructuras se ven afectadas por los pliegues de fase 3 b.

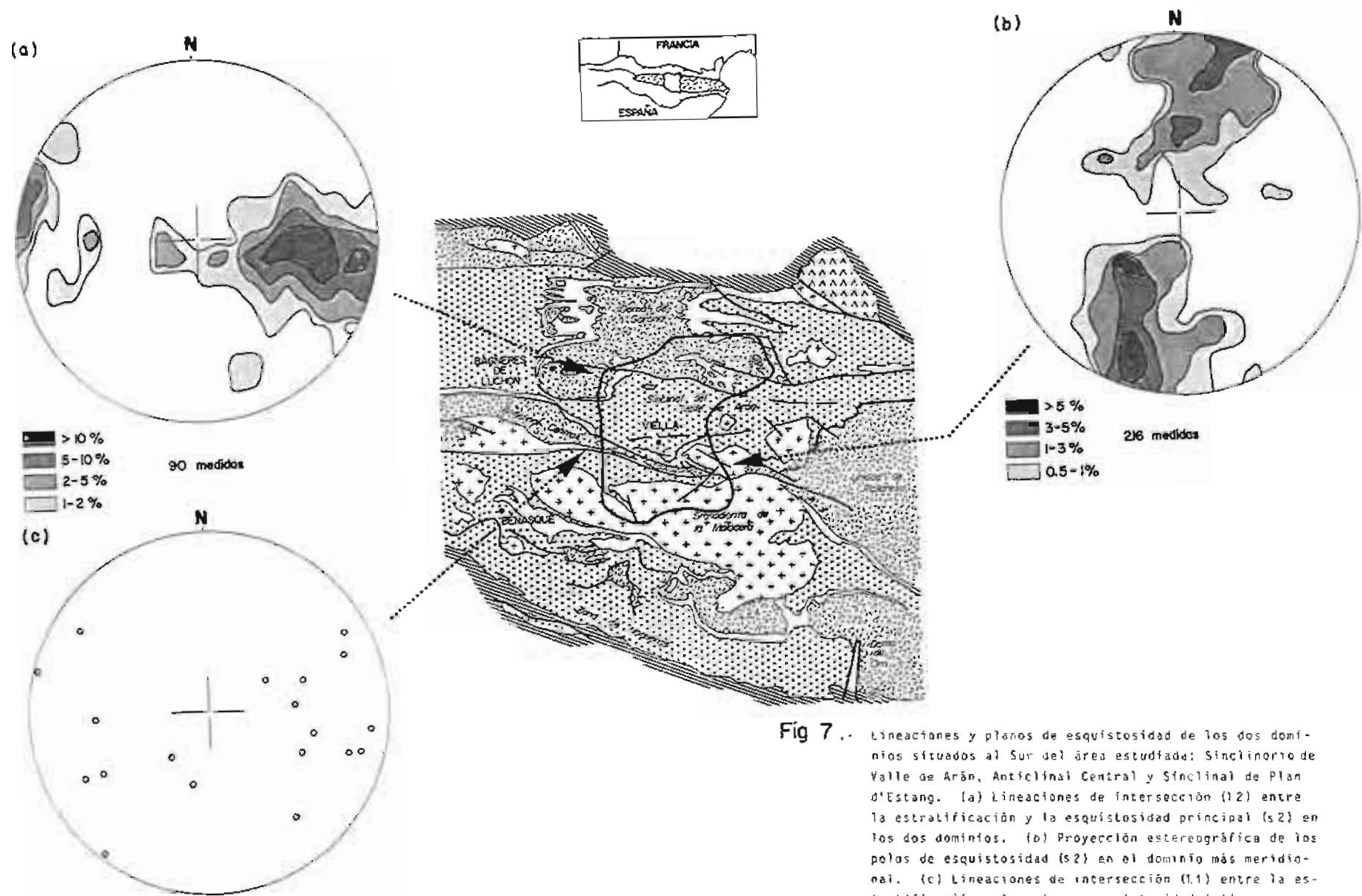
III.2.- Estructura del dominio del Sinclinorio del Valle de Arán:

Por criterios geométricos de superposición de estructuras se han diferenciado las siguientes fases de deformación:

- Fase 1: En este dominio ocasionalmente ha sido posible reconocer la presencia de pliegues con dirección aproximada E-W (Fig. 7 c) y vergentes al Norte (Corte A-A') a los que va asociada una esquistosidad primaria bien desarrollada y generalizada en casi todo el área. Por lo general es difícil reconocer pliegues de esta fase de deformación, sin embargo, en base a criterios de polaridad de la serie y a relaciones entre la estratificación y la esquistosidad dominante se ha conseguido deducir la existencia de estas estructuras.

La esquistosidad (s1) que va asociada a estos pliegues por lo general es un "slaty cleavage" bien desarrollado en niveles pelíticos (Fig. 8a y b) y es bastante evidente cuando afecta a calizas, siempre que no haya sido borrada por deformaciones posteriores, hecho bastante frecuente.

- Fase 2: Esta fase aparece caracterizada por una serie de pliegues a todas las escalas con una dirección que varía entre E-W y N-110-E con los ejes inclinados hacia el Este entre 30° y 50° (Fig. 7 a). A ellos va asociada una esquistosidad de crenulación de plano axial que casi siempre se encuentra verticalizada y generalizada en todo el dominio. Es la esquistosidad principal y en lamina delgada se muestra como un "slaty cleavage" bien desarrollado en pelitas y calizas, pudiendo en ocasiones desarrollar un "tectonic banding" (Fig. 8 c); cuando afecta a areniscas aparece como un "slaty cleavage grosero".
- Cabalgamientos: Criterios estratigráficos y superposiciones faunísticas anómalas parecen sugerir la existencia de cabalgamientos subparalelos a la estratificación



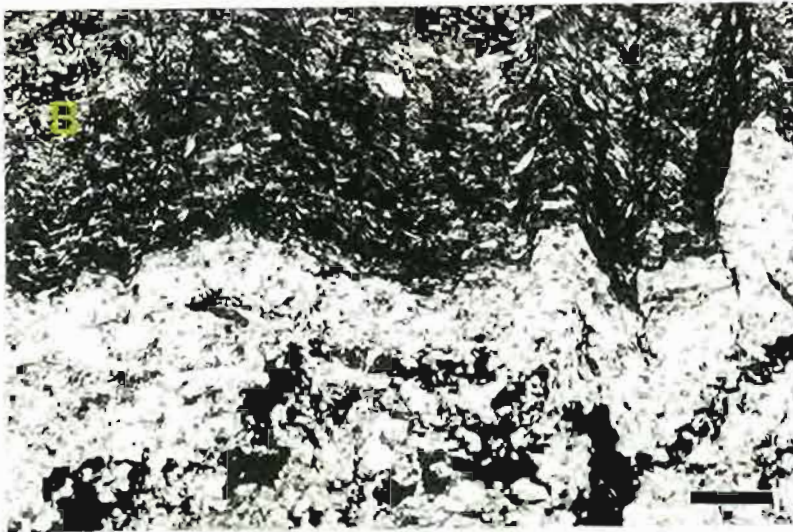
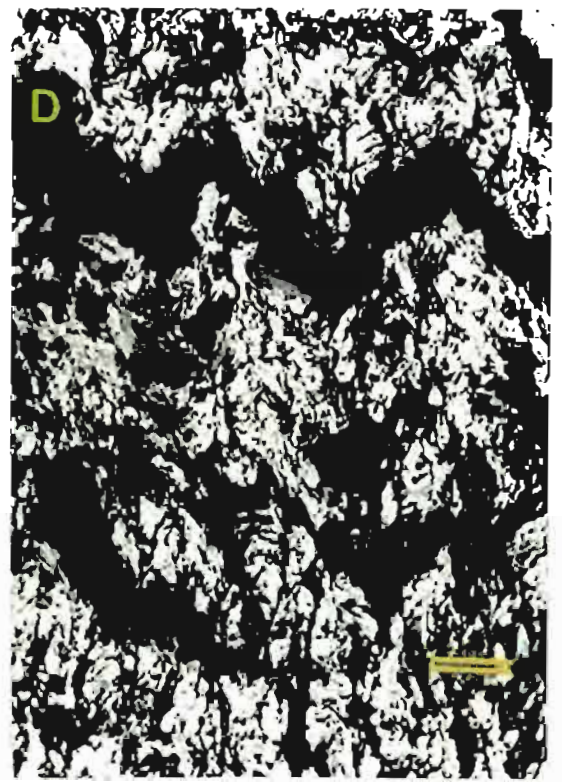


Fig. 8 .-

Aspecto de las esquistosidades s_1 y s_2 en el Sinclinorio del Valle de Arán y Anticlinal Central: (A) Esquistosidad s_1 crenulada por estructuras de segunda fase de deformación en pizarras de las Alternancias de Sa Cal, escala de la barra=0,25mm.. (B) Esquistosidad de crenulación s_2 que afecta a la s_1 bien desarrollada en pizarras y areniscas de Auba, escala de la barra=0,25mm.. (C) Esquistosidad de crenulación de segunda fase, "tectonic banding" incipiente, en pizarras de las Alternancias de Sa Cal, escala de la barra= 0,1mm.. (D) Pliegues de fase 2 afectando a una esquistosidad primaria en pizarras del Cambro(?) -Ordovícico del Anticlinal Central, escala de la barra= 0,1mm.

y anteriores a la fase 2 (Corte B-B'). Por lo general aparecen mejor representados en el dominio más meridional, siendo aun desconocidas su vergencia y edad relativa con respecto a la primera fase de deformación. En áreas próximas situadas al Este, como son la zona de Marimanya y Salau han sido citados cabalgamientos con vergencia Sur asimilables a estos (LOSANTOS, et al., 1986; MORET et WEYANT, 1979; BODIN et LERDU, 1986), en el Pirineo occidental (MAJESTÉ-MENJOULAS, 1981) y en el Pirineo oriental (RAYMOND, 1980).

III.3.- Estructura del dominio del Anticlinal Central y sinclinatorio de Plan d'Estang:

Aparece en el sector Sur de la zona estudiada y su estructura es la misma que se ha descrito para el dominio del Sinclinatorio del Valle de Arán con la única salvedad de que existen más evidencias de cabalgamientos previos a la fase 2 de deformación (fase principal).

Por otro lado se reconocen numerosas fallas alpinas ligadas al Manto de Gavarnie, a las que suele ir asociada una esquistosidad de crenulación muy grosera, subhorizontal o ligeramente buzando al Norte, en relación con unos pliegues poco apretados que dan lugar a cambios de vergencia aparentes de las estructuras de fase 2 (Corte A-A' y Fig. 7b).

III.4.- Relación entre el del Domo del Garona y los dominios del Sinclinatorio del Valle de Arán, Anticlinal Central y sinclinatorio de Plan d'Estang

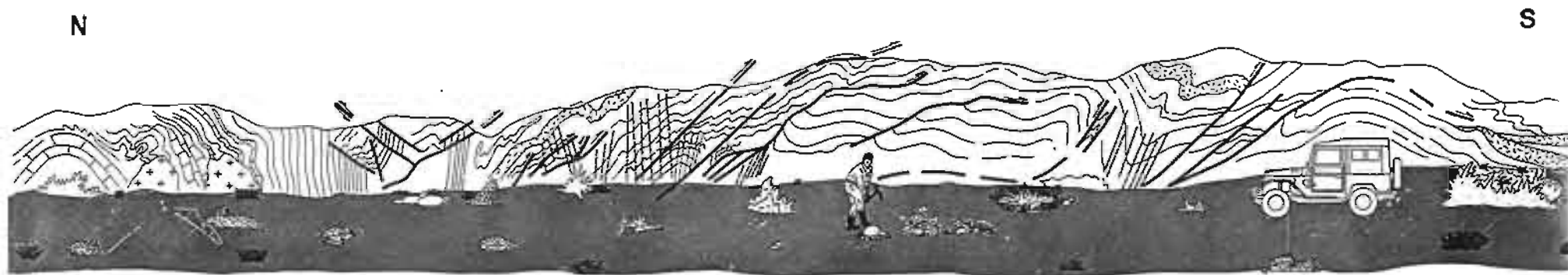
Como puede observarse en la figura 2, el límite entre el primer dominio del Domo del Garona y los otros dos situados al Sur, coincide con el contacto Ordovícico-Silúrico.

El hecho de haber situado este límite a techo del Ordovícico, está basado en que en este contacto se sitúa el cambio estructural existente entre el Domo del Garona y los dominios meridionales. La naturaleza de este contacto merece una atención especial fundamentalmente por dos razones:

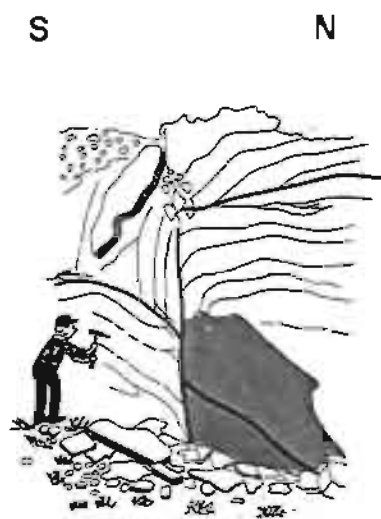
- En primer lugar el Domo del Garona muestra una evolución estructural difícilmente correlacionable con la de los otros dominios, lo que ha llevado tradicionalmente a diversas interpretaciones. Así, los autores holandeses suponen que la fase de deformación principal es la misma en todos los dominios basando estas diferencias en la existencia de una "infraestructura" y una "supraestructura". Sin embargo MATTE & ZU XHI (1988) explican estas diferencias por la existencia de despegues a nivel del Silúrico, los cuales ya fueron observados por CALEMBERT (1951).
- En segundo lugar del análisis cartográfico parece deducirse un acortamiento bastante mayor para el techo de las ampetitas silúricas, donde hay mayor número de pliegues y más apretados, que para la base, sin embargo no existen razones litológicas que impliquen mayor deformación interna en la sucesión presilúrica relacionada con estos pliegues rectos sino más bien al contrario.

En el caso de este trabajo se aporta una posible solución basada en la presencia de cabalgamientos convergentes hacia la base del Silúrico y que hacia arriba pasan a pliegues, de manera que a escala cartográfica parte de estos cabalgamientos compensan su acortamiento en estos pliegues que se reconocen, afectando a materiales devónicos.

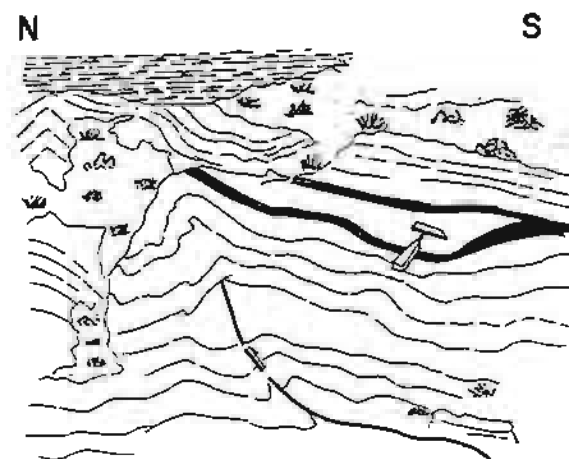
El desarrollo de estos cabalgamientos es frecuente en la base del Silúrico (Fig. 9 a) aunque también se han reconocido algunas de estas estructuras en la parte alta del Ordovícico. Puede interpretarse que los cabalgamientos con mineralizaciones asociadas descritos en el Domo del Garona, pertenecen a este tipo (Fig. 9 b). Por el contrario en la parte alta del Silúrico y base del Devónico, de la zona estudiada no parecen frecuentes estas estructuras.



(a)



(b)



(c)

Fig. 9 .- Diversos aspectos de campo de los despegues desarrollados en la base de las ampelitas del Silúrico. (a) Corte al Oeste de Arres. (b) Aspecto de un cabalgamiento mineralizado vergente al Sur, situado en Liat. (c) Cabalgamiento ciego vergente al Norte en Liat.

IV.- CONCLUSIONES

IV.-CONCLUSIONES

Las principales conclusiones a las que se puede llegar a partir de la elaboración de este trabajo son las siguientes:

- En el dominio más septentrional correspondiente al Domo del Garona ha sido posible reconocer la existencia de una esquistosidad primaria (S1) de fase 1 que se encuentra deformada por unos pliegues de escala kilométrica con dirección E-W, vergentes al Norte, a los que va asociada una esquistosidad de crenulación (S2) que es la principal en este dominio.
- En los dominios meridionales, a diferencia del anterior, se reconoce una sola fase de deformación, caracterizada por pliegues vergentes al Norte a los que se asocia una esquistosidad primaria (S1). Estas estructuras podrían ser correlacionadas con las de fase 2 del Domo del Garona.
- En los dominios situados al Sur se reconocen pliegues de dirección E-W y plano axial subvertical a los que se asocia una esquistosidad de crenulación que es la principal en estos dominios (S2). Estas estructuras podrían estar relacionadas con los pliegues de fase 3 b del Domo del Garona, siendo la principal diferencia, el que los pliegues del dominio Norte se encuentran mucho menos apretados y no llegan a desarrollar esquistosidad de crenulación.
- Estas diferencias entre el dominio Norte y los otros dos pueden ser explicadas por la presencia de un despegue generalizado en el Silúrico.
- Por último, criterios estratigráficos y superposiciones faunísticas anómalas en algunas sucesiones de los dominios más meridionales y en materiales devónicos parecen sugerir la existencia de cabalgamientos formando un ligero ángulo con la estratificación.

Estas estructuras podrían estar relacionadas con los despegues de la base del Silúrico, aunque no existen suficientes datos para establecer esta correlación.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a los miembros del área de Geodinámica del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo y al grupo de estudios del Pirineo del IGME de la oficina de Jaca, y especialmente a mi tutor Juan Luis Alonso y a Adrés Pérez Eataun por la ayuda prestada en la elaboración de este trabajo.

Agradezco igualmente a Ana Rosa Martínez y a María Jesús Viñuales la mecanografía y delineación del mismo.

También agradezco al Instituto Geológico y Minero de España, el que haya hecho posible la ejecución de este trabajo además de haber subvencionado el estudio paleontológico, realizado por Susana García López del área de Paleontología del Dpto. de Geología de la Universidad de Oviedo.

V. - BIBLIOGRAFIA

V.- BIBLIOGRAFIA

- ALONSO, J.L. (1979).- Deformaciones sucesivas en el área comprendida entre Liat y el Puerto de Orlá. Control estructural de los depósitos de sulfuros (Valle de Arán, Pirineos centrales). Tesis Licenciatura, Univ. Oviedo, 26 p.
- BARROIS, C. (1901).- Note sur les Graptolites de la Catalogne et leurs relations avec les étages graptolitiques de France. Bull. Soc. géol. France (4), I, 637 p.
- BERTRAND, L. (1908).- Contribution à l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales. Bull. Carte géol. France, XVII, num. 118.
- BODIN, J. et LERDU, P. (1986).- Nappes hercyniennes précoces à matériel dévonien hétéropique dans les Pyrénées ariégeoises. C. R. Acad. Sci. Paris, t.302, série 2, num. 15, pp.969-974.
- BOERSMA, K.TH. (1973).- Devonian and lower Carboniferous conodont biostratigraphy, Spanish Central Pyrenees. Leidse Geol. Meded., 49, 2, pp. 303-379.
- BOSCHMA, D. (1963).- Successive hercynian structures in some areas of the Central Pyrenees. Leidse Geol. Meded., 28, pp. 103-176.
- BRESSON, A. (1903).- études sur les formations anciennes des Hautes et Basses-Pyrénées (haute Chaîne). Thèse. Bull. Carte Géol. France, num. 93.
- BUTCHROITHNER, M.F. (1978).- Zur conodontenstratigraphie vorwiegend klastischer folgen im Devonder ost-und zentral Pyrenäen. Mitt. österr. Geol. Ges., 69, pp. 247-266.
- CALEMBERT, L. (1951).- Sur la géologie des environs de Bossost (Hautes Pyrénées d'Espagne). Ann. Soc. Géol. Belgique, t. LXXV, pp. 123-130.
- CARALP, M. (1888).- Etudes géologiques sur les hautes massifs des Pyrénées centrales (Ariège, Haute Garonne, Vallée d,Aran). Theses Univ., Toulouse. 512 p.
- CAREZ, L. (1903-1909).- Géologie des Pyrénées françaises. Mem. Serv. Carte Géol. France, 6 vol., Paris.

- CAVET, P. (1957).- Le Paleozoïque de la zone Axiale des Pyrénées orientales françaises (entre le Roussillon et l'Andorre). Etude stratigraphique et paleontologique. Bull. Serv. Carte Géol. France, num. 254, t. LV, pp. 303-518.
- DALLONI, M. (1910).- étude géologique des Pyrénées de l'Aragon. Ann. Fac. Sci. Marseille, 19, 444 p.
- DALLONI, M. (1913).- Stratigraphie et tectonique de la région des Nogueras (Pyrénées Centrales). Bull. Soc. Géol. France, 4a série, t. XIII, pp. 243-263.
- DALLONI, M. (1930).- étude géologique des Pyrénées catalanes. Ann. Fac. Sci. Marseille, t. XXVI, fasc. III, 373 p.
- DEGARDIN, J.M. (1977).- Contribution a l'étude du Silurien de la région de Benasque (Province de Huesca, Espagne). Thèse 3ème cycle, Univ. Sc. Tecn. Lille, 355 p.
- DEGARDIN, J.M. (1978).- étude stratigraphique et paléogéographique du Silurien de la région de Benasque (Pyrénées Centrales espagnoles). Extrait des Annales de la Soc. Géol. du Nord, t. XCVIII, pp. 51.
- DESTOMBES, J.P. (1952).- Stratigraphie des terrains primaires de la Haute-Garonne. C.R. Congr. géol. Int. Alger, sect. 2, fasc. 2, pp. 107-129.
- DESTOMBES, J.P. (1958).- Sur un mode tectonique particulier des formations ordoviciennes de la mine de Bentaillou (Ariège). Bull. Soc. Géol. France (6), 8, pp. 105-112.
- DESTOMBES, J.P. et RAGUIN, E. (1953).- Les relations du granite et du Paléozoïque dans les Pyrénées luchonnaises (Haute-Garonne). C. R. somm. Soc. Géol. France, t. 16, pp. 337-339.
- DONNOT, M. et GUERANGE, B. (1969).- Coupe du Cambro-Ordovicien de L'Hospice de France au Port de Venasque (Luchon, Haute Garonne, Pyrénées centrales). Report B.R.G.M., 69 SGL 080 GEO, 52 p.
- DURAND, J. (1935).- Remarques sur quelques formations de calcaires anciens dans les Pyrénées. C.R. somm. Soc. Géol. Fr., fasc. 14-15, pp. 222-223.
- DURAND, J. et RAGUIN, E. (1943).- Sur la structure du massif du Maubermé, dans les Pyrénées Ariégeoises. Bull. Soc. Géol. France (5), XIII, pp. 9-19.

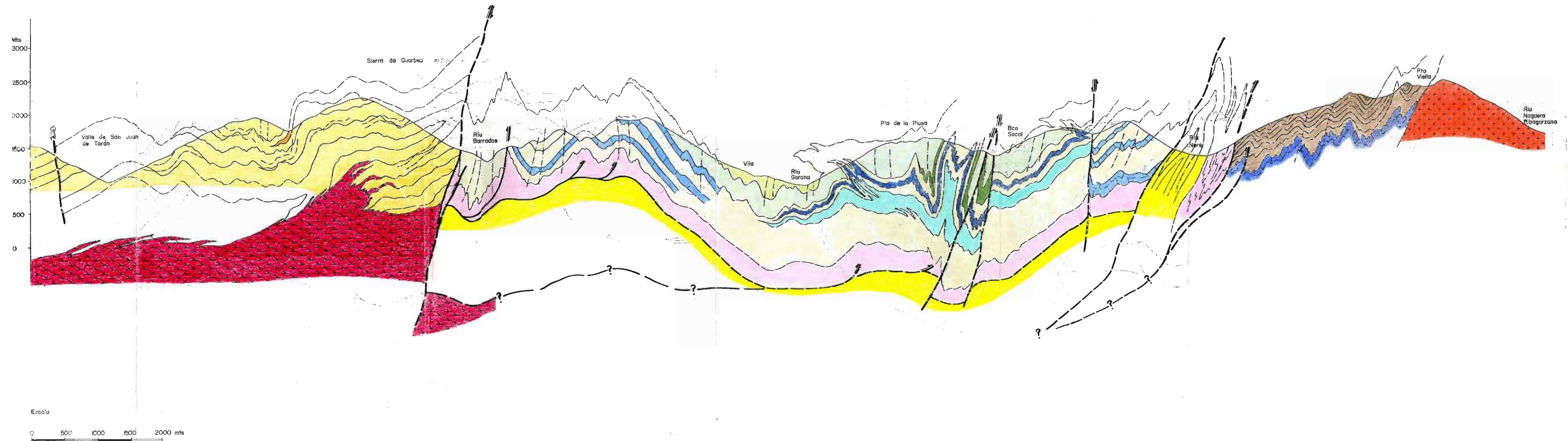
- DUROCHER, J. (1844).- Essai pour servir à la classification des terrains de transition des Pyrénées et observations diverses sur cette chaîne de montagnes. Ann. mines (4), VI, p. 15.
- HARTEVELT, J.J.A. (1970).- Geology of the upper Segre and Valira Valleys, Central Pyrenees, Spain (Sheet 10). Leidse Geol. Meded., 45, pp. 167-236.
- KLEINSMIEDE, W.F.J. (1960).- Geology of the valle d'Aran (Central Pyrenees). Leidse Geol. Meded., 25, pp. 129-245.
- KRYLATOV, S. et STOPPEL, D. (1969).- La série des Agudes-Cap de Pales (Zone primaire axiale des Pyrénées aux confins de la Haute-Garonne et des Hautes-Pyrénées). Bull. Soc. Géol. de France (7), XI, pp. 484-490.
- KRYLATOV, S. et STOPPEL, D. (1971).- Attribution au Frasnien de la série de Sia (zone primaire axiale des Pyrénées). Ses rapports avec celle des Agudes-Cap de Pales. Conséquences paléogéographiques. Z. Deutsch. Geol. Ges., 122, pp. 213-230.
- LEYMERIE, M. (1868).- Récit d'une exploration géologique de la vallée du Sègre. Bull. Soc. Géol. France (2), XXVI, p. 653.
- LLOPIS LLADO, N. (1965).- Sur le Paléozoïque inférieur de l'Andorre. Bull. Soc. Géol. France, série 7, t. VII, pp. 652-659.
- LOSANTOS, M.; PALAU, J. y SANZ, J. (1986).- Considerations about hercinian thrusting in the Marimanya massif (Central Pyrenees). Tectonophysics, 129, pp. 71-79.
- MAJESTE-MENJOULAS, C. (1979).- Evolution alpine d'un segment de Chaîne Varisque: Nappe de Gavarnie, chevauchement cinq-monts Gentiane (Pyrénées Centrales et Occidentales). Thèse d'Etat Sciences Naturelles. Toulouse, Univ. Paul Sabatier, 343 p.
- MAJESTE-MENJOULAS, C. (1981).- Superposition d'unités varisques à séries hétéropiques du Dévonien supérieur dans la Nappe alpine de Gavarnie (Pyrénées centrales). Bull. Soc. Géol. France (7), t. XXIII, num. 6, pp. 673-678.
- MARTINEZ, A.; VERGES, J. Y SOLER, M. (1982).- Explotación estratégica y táctica del Pirineo Central. III Investigación geológico-minera de la zona Liat-Montgarri (Vall d'Aran). Informe interno realizado por C.G.S. para el I.G.M.E., 60 p.

- MATTAUER, M. et SEGURET, M. (1966).- Sur le style des déformations tertiaires de la zone axiale hercynienne des Pyrénées. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 1, pp. 10-13.
- MATTE, PH. (1969). Le problème du passage de la schistosité horizontale à la schistosité verticale dans le dôme de la Garonne (Paléozoïque des Pyrénées Centrales). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 268, pp. 1841-1844.
- MATTE, PH. y ZU XHI, Q. (1988).- Decollements in slate belts, examples from the European variscides and the Qin Ling Belt of Central China. *Geologische Rundschau*, 77/1, pp. 227-238.
- MEY, P.H.W. (1967).- The Geology of the upper Ribagorzana and Baliera Valleys, Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 41, pp. 153-220.
- MEY, P.H.W. (1968).- Geology of the upper Ribagorzana and Tor Valleys, Central Pyrenees, Spain. Sheet 8. *Leidse Geol. Meded.*, 41, pp. 229-292.
- MIROUSE, R. (1966).- Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire Axiale des Pyrenees. *Mem. du Bur. Rech. Géol. Min.*, t. 2, 451 p.
- MORET, J.F. y WEYANT, M. (1986).- Datation de l'Emsien-Dévonien moyen des calcaires de Campaüs et des schistes d'Escala Alta, équivalents occidentaux de la "Série de Salau" (Zone axiale pyrénéenne, Haute Noguera-Pallaresa, province de Lerida, Espagne). Conséquences structurales. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 302, Série II, núm. 6, pp. 353-356.
- RAMSAY, J.G. (1967).- Folding of Fracturing of rocks. *Mc Graw-Hill, New York*, 568 p.
- RAYMOND, D. (1980).- Découverte d'une unité allochtone varisque dans le haut pays de Sault (zone axiale pyrénéenne, confins de l'Aude et de l'Ariège). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 5, pp. 250-252.
- SANTANACH, P.F. (1972).- Sobre una discordancia en el Paleozoico inferior de los Pirineos orientales. *Acta Geológica Hispánica*, núm. 5, pp. 129-131.
- SCHMIDT, H. (1931).- Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen. *Abh. Ges. Göttingen math-phys.* Kl.3, Folge H. 5, 8, 85 p.
- SEGURET, M. et PROUST, F. (1968 a).- Tectonique hercynienne des Pyrénées centrales: signification des schistosités redressées, chronologie des déformations. *C.R. Acad.*

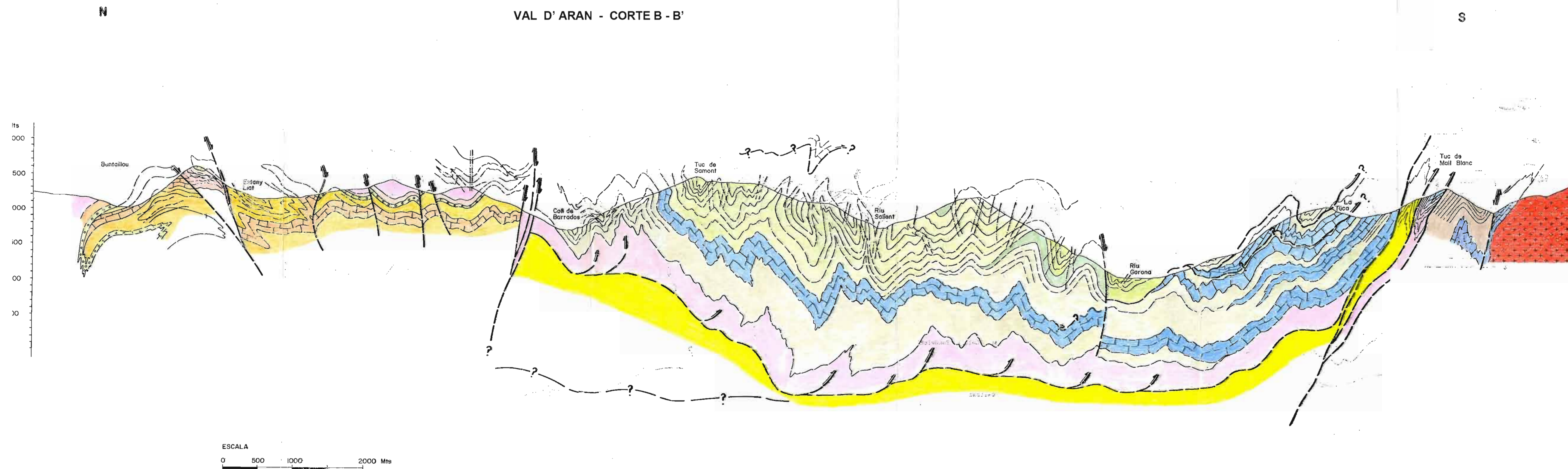
Sc. Paris, t. 266, Série D, pp. 984-987.

- SEGURET, M. et PROUST, F. (1968 b).- Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne: l'allure anticlinale de la schistosité à l'ouest du massif de l'Aston (Pyrénées Centrales) n'est pas originelle mais due à un repliement. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 266, Série D, pp. 317-320.
- SITTER, L.U. De & ZWART, H.J. (1962).- Geological map of Paleozoic of the Central Pyrenees. Sheet 1: Garonne. Sheet 2: Salat. Leidse Geol. Meded., 27, pp. 190-236.
- SNOEP, J.P. (1956).- Stratigraphy and structural Geology of the district west of the Marimaña Granite, Valle de Aran. Leidse Geol. Meded., 21, pp. 504-515.
- WATERLOT, M. (1969).- Contribution à l'étude géologique du Carbonifère anté-stéphanien des Pyrénées Centrales Espagnoles. Mem. Inst. Geol. Min. España, t. 70, 234 p.
- ZWART, H.J. (1958).- Regional metamorphism and related granitization in the Valle de Aran (Central Pyrenees). Geologie en Mijnbouw (Nw. Ser.), 20e Jaargang, pp. 18-30.
- ZWART, H.J. (1962).- On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bossost area (Central Pyrenees). Geol. Rundschau, 52, pp. 38-65.
- ZWART, H.J. (1963 a).- Metamorphic history of the Central Pyrenees, Part II. Valle de Aran, Sheet 4. Leidse Geol. Meded., 28, pp. 321-376.
- ZWART, H.J. (1963 b).- The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrenees. Geol. Rundschau, 53, pp. 170-205.
- ZWART, H.J. (1979).- The geology of the Central Pyrenees. Leidse Geol. Meded., 50, 74 p.

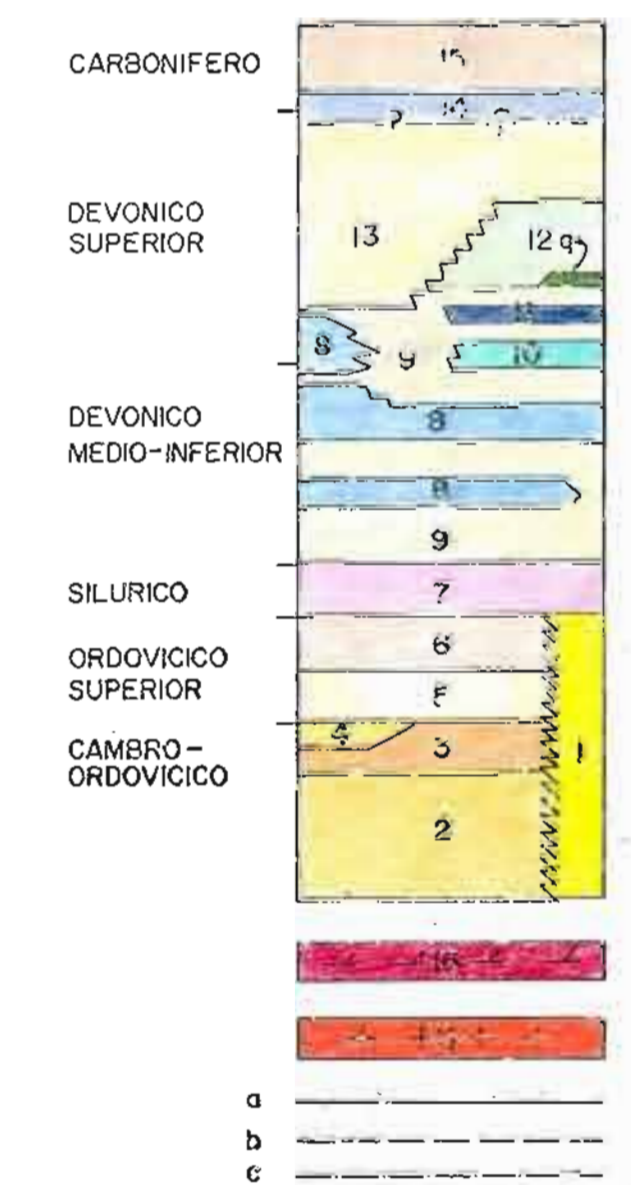
VAL D' ARAN - CORTE A - A'



VAL D' ARAN - CORTE B - B'



LEYENDA



- 1.- Areniscas, pizarras y algunos niveles de calizas
 - 2.- Areniscas y pizarras ("Serie de Urets")
 - 3.- "Caliza de Buntallou"
 - 4.- Areniscas y pizarras ("Serie de Orla")
 - 5.- Conglomerados y microconglomerados de Mall de Bulard (Caliza "Sandwich" a techo)
 - 6.- Pizarras grises y areniscas ("Capas de Liat")
 - 7.- Ampelitas
 - 8.- Calizas encrinificadas a veces con corales
 - 9.- Pizarras negras con intercalaciones arenosas y de calizas
 - 10.- Areniscas ("Areniscas de Auba")
 - 11.- Calizas de "Montcorbissum"
 - 12.- Cuarzitas negras y pizarras negras de "Sacal". q: Cuarzitas.
 - 13.- Pizarras verdes y areniscas pardas de "Rio Nere". A veces hay intercalaciones calcáreas
 - 14.- Calizas blancas y grises
 - 15.- Grauwacas y pizarras negras. A veces con intercalaciones de calizas y conglomerados. "Culm".
 - 16.- Granito moscovítico y pegmatitas
 - 17.- Granodiorita
- a. Trazado de So.
 b. Trazado de la esquistosidad dominante al Norte.
 c. Trazado de la esquistosidad dominante al Sur.