

LA ESTRUCTURA DE LA PARTE NORTE DE LA VENTANA TECTÓNICA DEL NARCEA (ZONA CANTÁBRICA, NO DE ESPAÑA)

G. GUTIÉRREZ ALONSO (*)

RESUMEN.- La cartografía geológica del sector estudiado ha puesto de manifiesto la existencia en la parte Norte de la Ventana Tectónica del Narcea de dos generaciones de cabalgamientos y dos sistemas simultáneos de pliegues asociados a los elementos frontales y laterales de las superficies de cabalgamiento. El primer grupo de cabalgamientos da lugar al despegue basal del Manto de Somiedo, debajo de la formación Láncara, con estructuras asociadas de tipo dúplex o cabalgamientos imbricados. El segundo grupo, corta al primero y presenta pliegues asociados. El resultado de esta superposición de estructuras es la aparición del propio antiforme del Narcea. El fuerte cabeceo de las estructuras hacia el Noreste, dando lugar a la desaparición de los afloramientos Precámbricos en esa dirección, esta originado por la existencia de pliegues radiales asociados a rampas laterales del segundo grupo de cabalgamientos.

ABSTRACT.- The rear part of the Somiedo thrust nappe, in the eastern limb of the Narcea Tectonic Window, depicts two superimposed thrust systems with their related folds. The first group of thrusts comprises the basal decollement of the Somiedo nappe, below the Láncara Formation, and its related imbricated and duplex thrust systems. The second group crosscuts the first one and most of the folds seen are related to it. Cross folding is present, produced by the interference of frontal and lateral culminations related to the second thrust generation. The superposition of these structures gave rise to the Narcea culmination, where the precambrian rocks outcrop. Its northern periclinal closure is caused by radial folds related to the second thrust group.

Palabras clave: Geología estructural - Fallas - Cabalgamientos - Pliegues - Mapa geológico - Asturias - Ventana tectónica del Narcea.

Key words: Structural Geology - Faults - Thrusts - Folds - Geological map - Asturias - Narcea tectonic window.

(*):Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, 37008 Salamanca

INTRODUCCIÓN

El Antiforme del Narcea (fig. 1), en cuyo núcleo afloran rocas Precámbricas, es una estructura que separa dos zonas con diferente estilo estructural e historia de la deformación. En la Zona Cantábrica, al Este, las primeras estructuras que se originaron durante la orogénesis Hercínica fueron cabalgamientos y mantos de despeque, mientras que al Oeste los cabalgamientos se originan con posterioridad a una fase de plegamiento (MARCOS, 1973).

El presente trabajo pretende contribuir al conocimiento del Antiforme del Narcea y tiene por objeto la realización de un análisis estructural detallado en una zona cuya situación se muestra en la figura 1, y en la cual esta estructura está limitada por la unidad más occidental de la Zona Cantábrica (Unidad de Somiedo). En esta zona, los mapas geológicos existentes hasta la fecha (PARGA & LUQUE, 1971; JULIVERT *et al.*, 1977 a y b), muestran una gran potencia de materiales del Cámbrico inferior (Areniscas de la Herrería), cuya estructura interna era desconocida. Igualmente, en el entorno de este área, las formaciones del Paleozoico inferior mostraban, en los mapas geológicos previos, varias figuras cartográficas de difícil interpretación. La resolución de estos problemas ha motivado el presente estudio, que ha requerido la realización de una cartografía geológica de detalle, para después elaborar los cortes geológicos necesarios para llegar a una adecuada interpretación geológica de este sector del Antiforme del Narcea.

ESTRATIGRAFIA

Dado que el objetivo del presente trabajo se refiere a la estructura de esta región, no se realizará aquí una descripción de la sucesión estratigráfica, que es bien conocida y se encuentra, por otra parte, sintetizada en la columna de la figura 2. Para más detalle el lector es remitido a los trabajos de JULIVERT *et al.*, (1968, 1977a y b), ZAMARREÑO (1972), BASTIDA *et al.*, (1984) y HEREDIA (1984) que se han ocupado con mayor detalle de la estratigrafía de la zona. Únicamente en el caso de las Areniscas de la Herrería se hará una descripción detallada, ya que en el presente trabajo se modifica la división en unidades previa, estableciéndose nuevas divisiones, que han sido utilizadas para la elaboración del mapa geológico.

Las Areniscas de la Herrería (COMPTE, 1938) son equivalentes a las Cuarcitas de Cándana (LOTZE, 1958), definidas estas últimas en la zona de estudio; no obstante la denominación Cuarcitas de Cándana se ha utilizado generalmente para la Zona Asturoccidental-Leonesa. En el situado entre las poblaciones de Villanueva y El Rodical, en la carretera que enlaza las poblaciones de Tineo y Cangas del Narcea, varios autores han realizado trabajos (PARGA & LUQUE, 1971; RUIZ, 1971; JULIVERT *et al.*, 1977b), definiendo distintas unidades en la serie, alcanzando el rango de deformaciones en el primero de los mencionados. El uso de algunas de estas nuevas divisiones se ha



Figura 1: Situación del área de estudio en la Zona Cantábrica (Según PÉREZ-ESTAÚN et al., 1988)

mostrado inviable en los trabajos de cartografía geológica excepto en lo referente a la parte baja de la serie, por lo que en el presente trabajo se han diferenciado tres unidades litoestratigráficas dentro de la formación. Estas unidades son coincidentes con los miembros propuestas por JULIVERT *et al.*, (1977), excepto para la parte alta de la formación, donde no se ha podido separar en la cartografía geológica todas las unidades descritas por estos autores, aunque son claramente identificables en algunos de los cortes. Estas unidades son de abajo a arriba:

H_a. Son areniscas de grano grueso a muy grueso, a veces incluso conglomerados, feldespáticas, de colores rosados, estratificadas en bancos potentes, con finas intercalaciones de pelitas. En la base, discordante sobre las Pizarras del Narcea, incluye un conglomerado poligénico y heterométrico de potencia y extensión lateral variables. El espesor total de la unidad oscila entre 150 y 200 metros.

H_b. Es un nivel predominantemente pelítico que contiene capas de arenisca centimétricas o decimétricas, más abundantes hacia el techo. También se encuentran niveles dolomíticos de potencia variable y escasa continuidad lateral. Su potencia es difícil de evaluar con precisión, ya que se encuentra en general bastante replegada y se ha estimado en 300-400 metros.

H_c. Abarca el resto de la formación y está compuesta por areniscas rosadas feldespáticas de grano grueso con frecuentes estratificaciones cruzadas de gran tamaño. En la parte media hay un nivel más pelítico y finamente estratificado. El espesor de esta unidad es del orden de 900-1100 metros.

ROCAS ÍGNEAS

La zona en la que se ha realizado este estudio presenta la peculiaridad dentro de este sector de la Zona Cantábrica, de poseer una relativa abundancia de rocas ígneas. Se pueden diferenciar principalmente dos grupos:

Rocas graníticas s.l.: Afloran en un pequeño cuerpo intrusivo al Norte de Boinás. Estas rocas se encuentran descritas en CORRETEGÉ *et al.* (1970, 1991). La naturaleza de los materiales es granodiorítica, con textura porfídica presentando facies con fenocristales de plagioclasa y cuarzo y biotitas de menor tamaño. La mesostasis es holocristalina y en ella predomina el cuarzo sobre la plagioclasa. En torno a estas intrusiones aparecen pequeñas aureolas de metamorfismo de contacto; en el caso de afectar a la Caliza de Láncara, producen una recrystalización con tendencia granoblástica poligonal. El alto contenido de dióxido de silicio en estas rocas, se interpreta ligado a los procesos de silicificación asociados al proceso hidrotermal durante los últimos estadios del emplazamiento.

Rocas de carácter volcánico o subvolcánico (GARCÍA DE FIGUEROLA & PARGA PONDAL, 1964; GARCÍA DE FIGUEROLA *et al.*, 1962; JULIVERT *et al.* 1977b): son cuerpos concordantes, o muy próximos a la concordancia con la estratificación. Aparecen siempre en la formación Oville y son de dos tipos fundamentalmente:

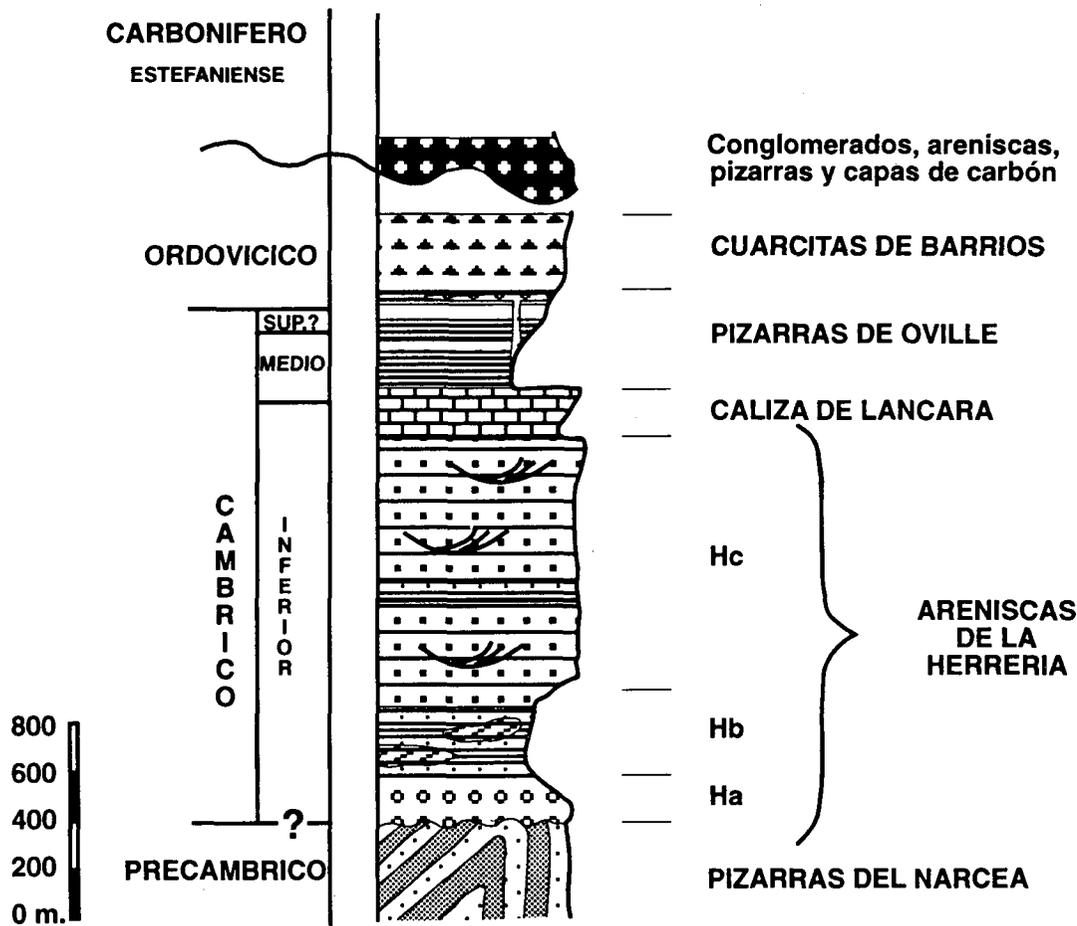


Figura 2: Columna estratigráfica sintética de las rocas existentes en el área de estudio.

– Sills de rocas de carácter subvolcánico con una alteración hidrotermal profunda posterior muy fuerte que los convierte en rocas de tipo albitófido. La roca original sería posiblemente andesita constituida por una plagioclasa cálcica que ha sido totalmente albitizada y una fase ferromagnésica totalmente cloritizada.

– Rocas de tipo vulcanoclástico interestratificadas en la Formación Oville. Su composición es de tipo litarenita, y están constituidas por fragmentos de rocas volcánicas que presentan texturas variolíticas, con rellenos de carbonato o de clorita, y por cuarzos subangulosos. Son rocas similares a las descritas por HEINZ *et al.* (1985). En estas rocas existen fragmentos carbonatados centimétricos a decimétricos correspondientes a la formación Láncara.

Existen además filones de rocas de naturaleza diabásica intruidos aprovechando fracturas asociadas a algunos cabalgamientos

ESTRUCTURA

Para realizar el análisis estructural de la zona se ha efectuado una cartografía geológica de detalle (Figura 3) y dos cortes (Figura 4), uno transversal a la estructura (A-A', Figura 4) y otro longitudinal a la misma (B-B', Figura 4). Debido al fuerte cabeceo de los pliegues y a la especial disposición de las estructuras, el corte transversal se ha realizado según un plano inclinado 30° hacia el SO, perpendicular a las direcciones axiales de las estructuras. Debido a la naturaleza inclinada del plano de corte, la topografía indica la traza aproximada del corte, sin tener en cuenta la distorsión producida por tratarse de un plano inclinado.

Tanto en el mapa geológico como en los cortes, se pueden observar las relaciones entre las unidades alóctonas existentes, deduciéndose que la estructura general de la zona responde a una morfología *breached*, tal y como ha sido descrita por BUTLER (1986), pudiéndose distinguir, en consecuencia, dos grupos de cabalgamientos que se cortan entre sí; así, en el corte A-A' (Figura 4) se puede observar como el despegue general en la base de la Formación Láncara es cortado y desplazado por otros cabalgamientos. De acuerdo con las premisas anteriores, denominaremos cabalgamientos del segundo grupo a aquellos que cortan a cabalgamientos anteriores, y del primer grupo a todos los restantes. Se puede apreciar cómo los cabalgamientos del segundo grupo presentan un desplazamiento mucho menor y una morfología distinta a los del primer grupo, ya que su inclinación es más elevada y presentan un espaciado bastante regular.

En cuanto a la existencia de pliegues, tal como se desprende de la observación del mapa geológico y de los cortes realizados (Figuras 3 y 4), éstos, complican la morfología de los cabalgamientos como consecuencia de la existencia de dos sistemas con direcciones NNE-SSO y ESE-ONO.

Los cabalgamientos existentes en este sector delimitan una serie de láminas alóctonas o unidades, denominadas: Unidad de La Espina, Unidad de Somiedo y Unidad del Narcea, cuya disposición y extensión puede observarse en la Figura 5. La Unidad de La Espina es la más occidental y se sitúa dentro de la Zona Asturoccidental-Leonesa, por lo que su estudio queda fuera de los objetivos de este trabajo.

La Unidad de Somiedo representa uno de los grandes Mantos de la Zona Cantábrica (JULIVERT *et al.*, 1968; BASTIDA *et al.*, 1984) ocupando la posición más atrasada dentro del sistema de cabalgamientos de esta zona. En el área estudiada, sólo aflora una pequeña extensión de esta unidad ocupando los sectores más septentrionales y orientales (Figura 5). La parte frontal del cabalgamiento basal de la Unidad de Somiedo aflora al Este, fuera del área estudiada, superponiendo la Formación Láncara sobre rocas carboníferas de la unidad infradyacente. El hecho de que esta unidad dibuje un amplio sinforme hace que este cabalgamiento aflore de nuevo, en el otro flanco de la estructura sinformal, dentro del área de estudio. Este cabalgamiento actúa, en este caso, como un despegue, sin producir superposición tectónica de la Formación Láncara sobre rocas más modernas. En la parte más septentrional este cabalgamiento afecta a la Formación Herrería y a las Pizarras del Narcea haciendo cabalgar estas

últimas sobre la primera. La existencia del Cabalgamiento de Villanueva (Figura 5) permite subdividir la unidad de Somiedo en este sector en dos subunidades. La subunidad de Merillés, caracterizada por la presencia de la formación Láncara en su base y la subunidad de La Prohida, en cuya base aparecen los materiales de la Formación Herrería y de las Pizarras del Narcea. Es importante destacar que en la primera de estas subunidades, el cabalgamiento basal presenta una geometría compleja que ha dado lugar, por ejemplo, a la aparición de una forma cartográfica cerrada que ha sido denominada ventana tectónica de Alcedo, en cuyo núcleo aparecen materiales pertenecientes a la Unidad del Narcea.

La Unidad del Narcea representa el autóctono relativo de la Unidad de Somiedo en su parte occidental y está constituida íntegramente por rocas de la Formación Herrería y de las Pizarras del Narcea.

Otro hecho observable en esta zona y en las colindantes, más al Norte, es la diferencia en los niveles de erosión entre dos de las unidades que se han diferenciado previamente. La Unidad del Narcea presenta un nivel de erosión mucho más profundo que en los lugares donde aflora la Unidad de Somiedo, así como una posición predominante de las capas que buzan al Nordeste entre 25° y 35° (en la Formación Herrería) hasta llegar a un determinado límite, con una traza perpendicular a las estructuras y que coincide aproximadamente con el límite con la Unidad de Somiedo, donde desaparece esta disposición.

CABALGAMIENTOS DEL PRIMER GRUPO

El más importante es el cabalgamiento basal de la Unidad de Somiedo. Este cabalgamiento corta a las Pizarras del Narcea y a la Formación Herrería en la subunidad de La Prohida, mostrando una trayectoria escalonada, mientras que en la subunidad de Merillés se presenta con un despegue de la Formación Láncara sobre la Formación Herrería. La ausencia de superposición tectónica en la subunidad de Merillés origina problemas a la hora de definir el contacto entre las Formaciones Láncara y Herrería como un despegue de importancia que limita dos unidades, La Unidad de Somiedo y la Unidad del Narcea. La existencia de este despegue se propone en este trabajo por las siguientes razones: 1.- La existencia de numerosos cabalgamientos menores que convergen en dicho contacto, constituyendo en conjunto un sistema de cabalgamientos imbricados en la unidad situada por encima o el cabalgamiento de muro de un sistema de tipo dúplex de la unidad situada por debajo. 2.- Existencia de rocas de falla, principalmente brechas de potencia decimétrica en el contacto entre estas dos formaciones, acompañadas ocasionalmente por abundantes venas de calcita en las que se pueden observar a veces pequeñas cantidades de sulfuros.

El desplazamiento que produciría este cabalgamiento basal de la Unidad de Somiedo no se ve compensado en el área estudiada, sino que se transmite al frente de la Unidad de Somiedo, situado al Este de este área.

El cabalgamiento basal presenta una geometría compleja debido a su carácter plegado, como se explicará en el capítulo dedicado a los pliegues. Un ejemplo de es-

MAPA GEOLOGICO DE LA PROLONGACION NORTE DE LA VENTANA TECTONICA DEL NARCEA

G. Gutiérrez-Alonso

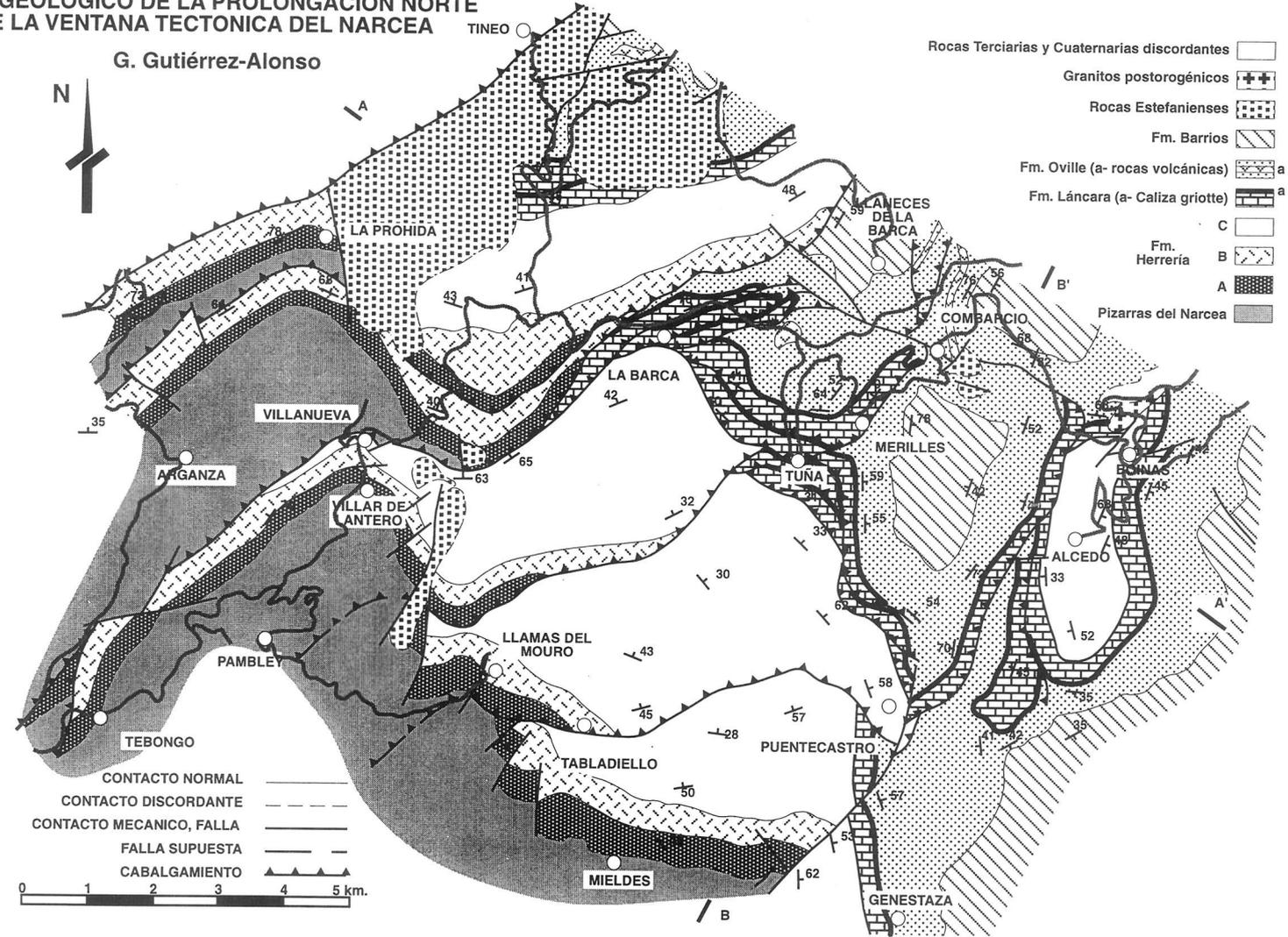


Figura 3: Mapa geológico de la prolongación Norte de la Ventana Tectónica del Narcea.

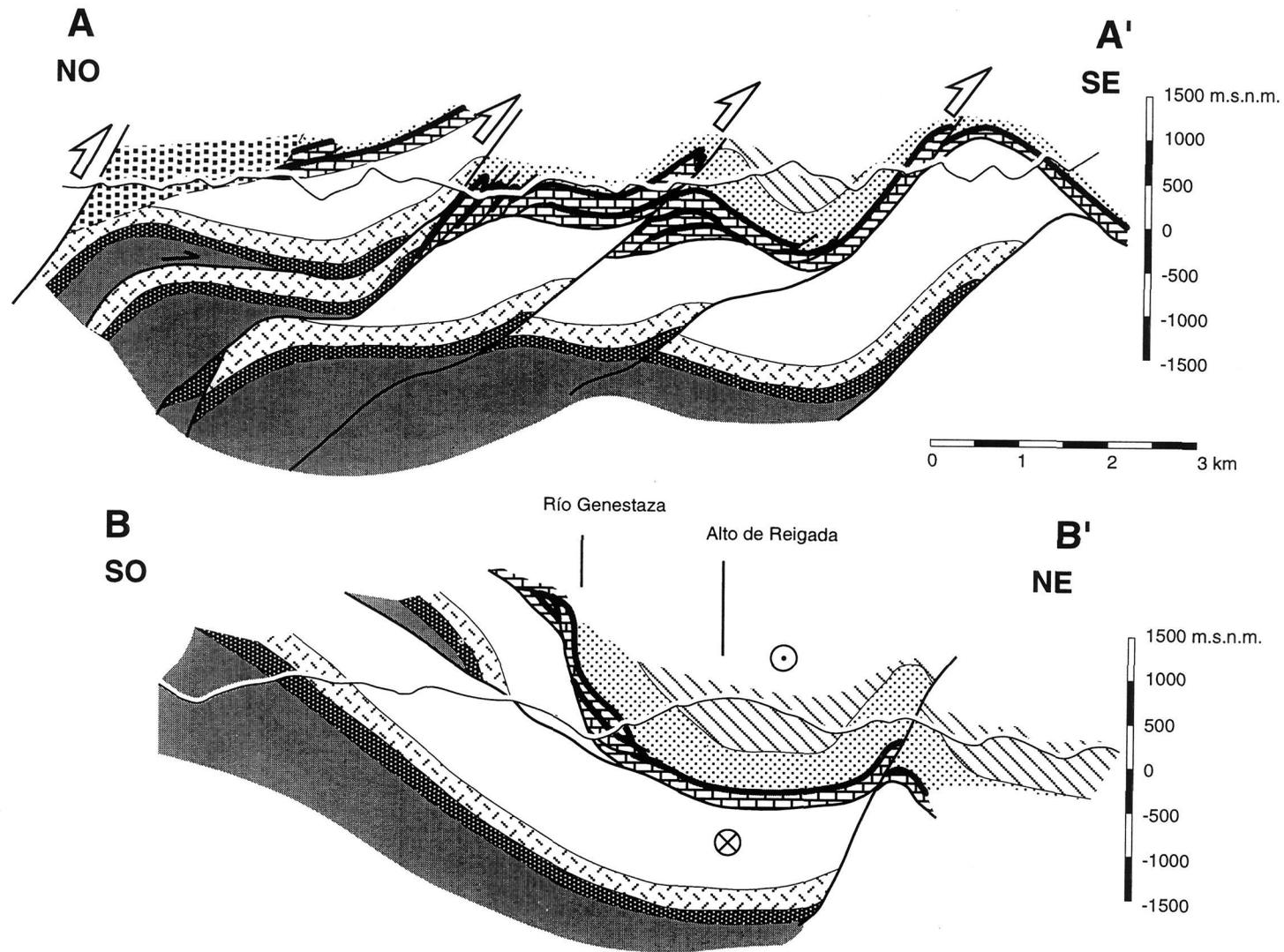


Figura 4: Cortes geológicos de la prolongación Norte de la Ventana Tectónica del Narcea. Su situación se puede apreciar en la figura 3. Las tramas se corresponden con las de la figura 3. La escala vertical en el corte A es indicativa, así como la topografía, ya que se trata de un corte inclinado 30° al SO.

ta complicación lo constituye la ventana tectónica de Alcedo (figura 5), donde dicho despegue presenta un forma de domo en cuyo núcleo aflora la Formación Herrería correspondiente a la Unidad del Narcea. Este afloramiento es el más oriental de dicha unidad, y su morfología esta relacionada con la existencia de rampas laterales en el autóctono relativo de la unidad de Somiedo. Este hecho se encuentra evidenciado por la presencia de inversiones en el cabeceo general de la zona, en el borde Sur de la ventana y por la existencia de la falla de Combarcio en el Norte que impide la correlación de estructuras a un lado y otro de la misma.

El Cabalgamiento basal de Somiedo no se presenta como un cabalgamiento aislado, sino que forma parte de los sistemas de cabalgamientos del primer grupo que aparecen en la subunidad de Merillés. Estos sistemas están constituidos por los cabalgamientos imbricados de La Barca y el dúplex de Tuña (figura 5).

El sistema de imbricados de La Barca está constituido por tres pequeñas escamas con escaso desplazamiento que afectan exclusivamente a la Formación Láncara; en el mapa geológico, este desplazamiento parece ser mucho mayor, debido a que es una sección muy oblicua a la dirección de desplazamiento.

El dúplex de Tuña está formado por dos *horses* constituidos por materiales de la formación Láncara que se encuentran cortados por un cabalgamiento del segundo grupo, tal y como puede observarse en el mapa geológico. Este *dúplex* presenta un desplazamiento acumulado bastante elevado, aunque difícil de precisar debido a la falta de criterios cinemáticos que nos permita conocer la dirección de movimiento.

El cabalgamiento basal de la Unidad de Somiedo ha debido de rejugar en épocas posteriores por la actuación de nuevos cabalgamientos o pliegues asociados a los mismos, pudiendo haber jugado en algunos casos como un cabalgamiento con dirección de avance contraria a la inicial. Este hecho es común en la acomodación de despegues que actúan como cabalgamientos de techo en las culminaciones frontales de sistemas de cabalgamientos de tipo *dúplex* que se propagan por debajo (*pas-sive roof thrust* de BANKS & WARBURTON, 1986)

CABALGAMIENTOS DEL SEGUNDO GRUPO

Estos cabalgamientos se caracterizan por cortar a los del primer grupo y son los de Villanueva, Tabladiello y Mouro (figura 5). Presentan una serie de características que los diferencian de los anteriores, entre las que destacan la existencia de un fuerte ángulo entre las superficies de cabalgamiento y la estratificación y su enraizamiento sistemático en las Pizarras del Narcea. Es curioso el hecho de que en los cabalgamientos de Tabladiello y Mouro no exista superposición tectónica de las Pizarras del Narcea sobre la Formación Herrería, lo que es debido a la existencia de pequeños rellanos en el contacto entre ambas formaciones con una longitud superior al desplazamiento de dichos cabalgamientos cuya magnitud oscila entre los 4 km del cabalgamiento de Villanueva, donde si existe superposición tectónica, y 1 km de los cabalgamientos de Mouro y Tabladiello.

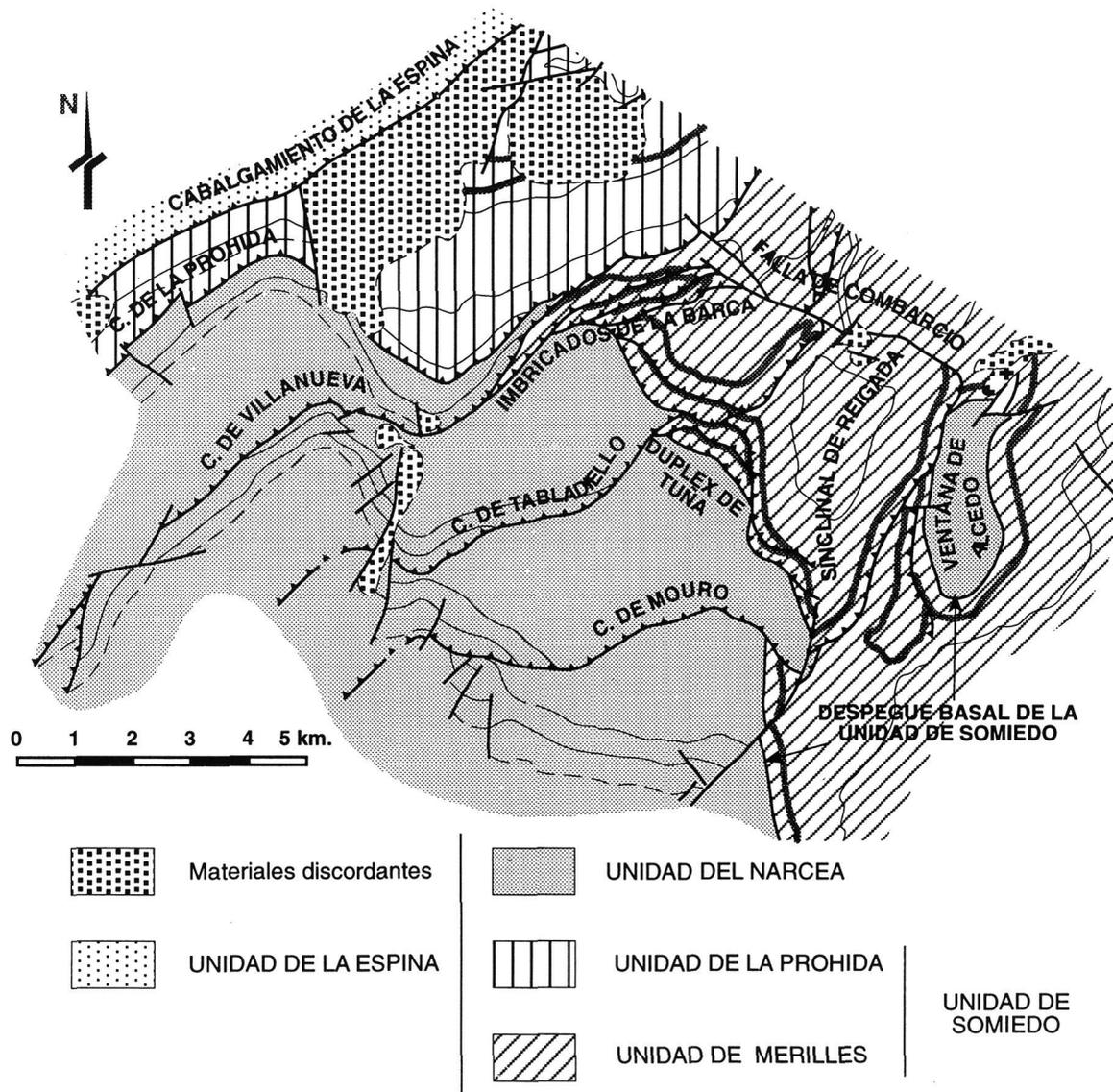


Figura 5: Unidades descritas y nomenclatura utilizada en el texto.

Se puede observar, tanto en el mapa geológico como en el corte A-A' (figura 4), que estos cabalgamientos se inician en la Unidad del Narcea para cortar el despegue basal de la Unidad de Somiedo, aprovechando dicha superficie en algunos casos durante un trecho variable, y continuar su propagación en la Unidad de Somiedo.

Los cabalgamientos del segundo grupo han surgido probablemente a partir de un nivel de despegue más profundo que el de la Unidad de Somiedo tal y como ha sido interpretado por PÉREZ-ESTAÚN *et al.* (1991).

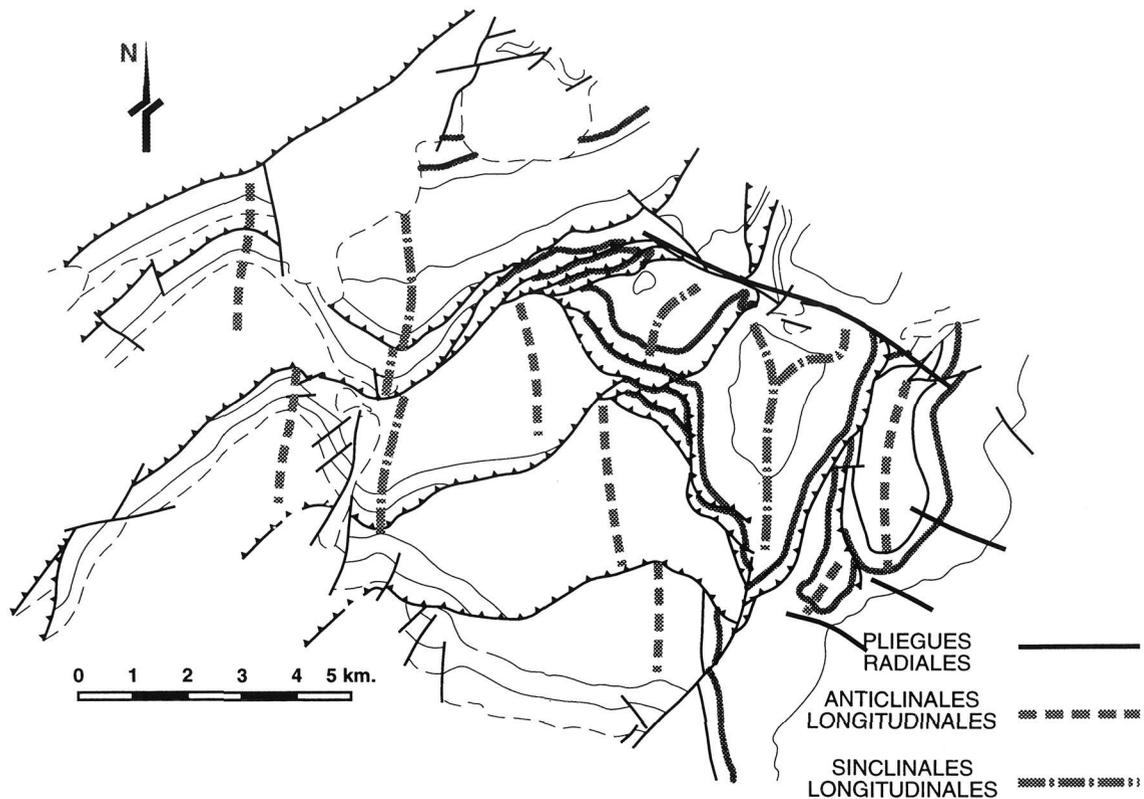


Figura 6: Trazas axiales de los pliegues longitudinales y radiales existentes en la prolongación Norte de la Ventana Tectónica del Narcea.

LOS PLIEGUES

Existen, como ya se ha mencionado previamente, dos grupos principales de pliegues. El más numeroso de ellos está representado por estructuras con direcciones axiales NNE-SSO (Figura 6) y que, en el contexto de la Zona Cantábrica, forma parte del sistema de pliegues denominado clásicamente longitudinal (JULIVERT & MARCOS, 1973). El grupo menos numeroso presenta direcciones axiales ESE-ONO (Figura 6) y forma parte del sistema radial de pliegues de la Zona Cantábrica.

El análisis del mapa geológico (Figura 3) y de los cortes realizados (Figura 4), ha permitido la reconstrucción tridimensional de la estructura que se muestra en el bloque diagrama de la figura 7, del cual se puede a su vez deducir el origen y significado de los pliegues. De esta figura se desprende que la posición y geometría de estos pliegues están controlados por la posición de las rampas laterales alóctonas de cabalgamientos del segundo grupo y por las culminaciones frontales de estos mismos cabalgamientos. La relación entre los pliegues y los cabalgamientos en este sector lo constituye la discontinuidad de las trazas axiales de los pliegues longitudinales mayores que corresponden a las culminaciones frontales de las escamas integrantes de

la Unidad del Narcea (Figura 7), que en cada una de ellas presenta una posición más avanzada. Esta disposición de las trazas axiales se puede explicar también mediante el plegamiento de superficies oblicuas (MARCOS & JULIVERT, 1973). El hecho de que la base de la Formación Herrería no este plegada, como puede apreciarse en el corte A-A' (Figura 4), parece indicar una relación con los cabalgamientos. En algunos casos, los elementos estructurales frontales y laterales interfieren, originándose figuras cartográficas cerradas, entre las que destacan la cubeta de Reigada y el domo de Alcedo.

Aparte de estas formas cartográficas cerradas, debidas a la interferencia de los dos sistemas de pliegues, hay que citar, entre los pliegues del grupo longitudinal, varios pliegues suaves, con direcciones axiales fuertemente inclinadas hacia el NNE (Figura 6) y que son la causa del trazado sinuoso de los cabalgamientos. En este caso, el fuerte cabeceo es el reflejo de la existencia de rampas laterales asociadas a los cabalgamientos del segundo grupo, y a las culminaciones de las mismas. Por ello se desprende que los cabalgamientos del segundo grupo producen dos efectos importantes en la estructura que se observa en este sector:

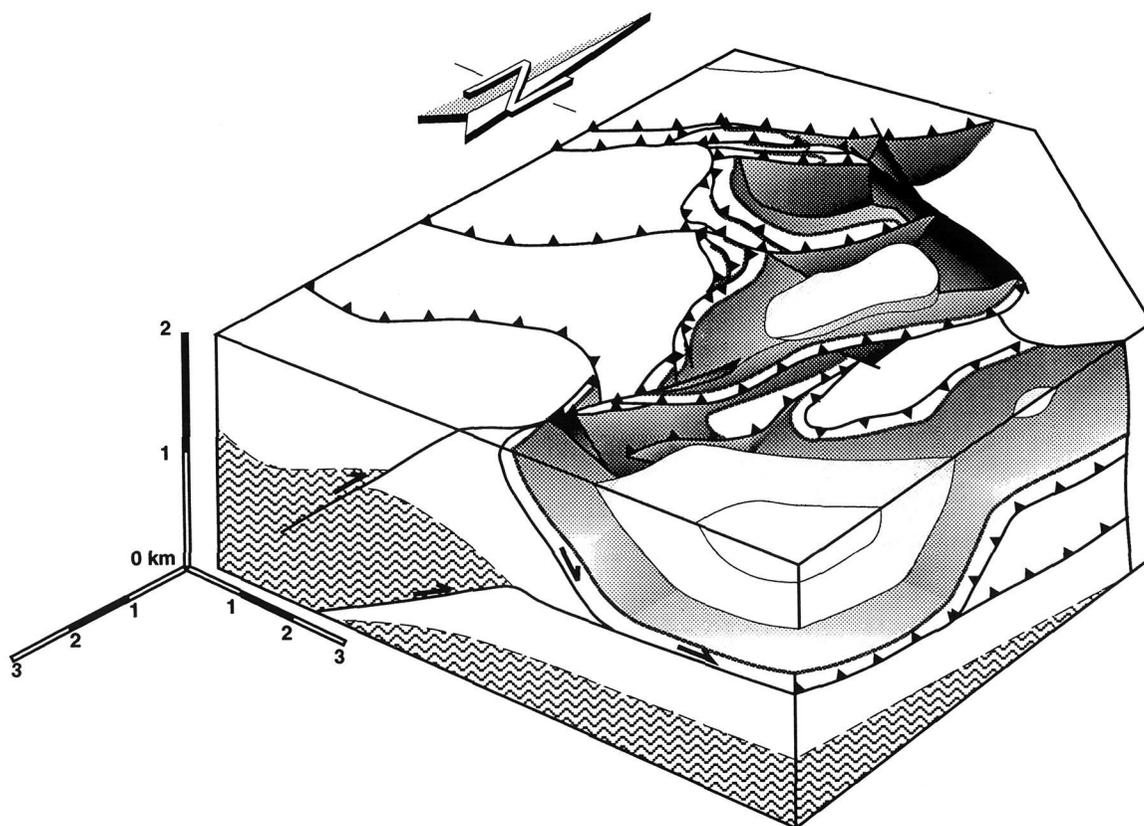


Figura 7: *Bloque diagrama de la zona estudiada. Se puede apreciar la geometría tridimensional de las distintas unidades y la existencia de rampas laterales. La superficie sombreada se corresponde con el techo de la Formación Lánchara o con superficies de fractura o de cabalgamiento. La estructura al NE de la Falla de Combarcio no se ha representado.*

- 1.- Son la causa del Antiforme del Narcea en la parte Norte se dicha Unidad.
- 2.- Son la causa del cabeceo hacia el Norte del Antiforme del Narcea en este sector.

Finalmente destacaremos, entre los pliegues del sistema radial, el anticlinal de Combarcio, que está asociado a una rampa lateral que marca la terminación hacia el Norte de una de las escamas que integran el dúplex de Tuña. Este anticlinal está atravesado longitudinalmente por la falla de Combarcio.

SECUENCIA DE DESARROLLO DE LAS ESTRUCTURAS

La existencia de un grupo de cabalgamientos cortando a otros previos y la geometría que se observa en los cortes, permiten deducir que existen dos secuencias superpuestas de cabalgamiento de tipo *forward*. Esta secuencia es semejante a la establecida por BASTIDA *et al.* (1984) y HEREDIA (1984) más al Sur, para el manto de Somiedo y la esma de Vilar de Vildas respectivamente. Otros autores han establecido esta secuencia para áreas afines (ALONSO, 1985,1987) o para el conjunto de la Zona Cantábrica (JULIVERT, 1978, MARCOS & PULGAR, 1982; PÉREZ ESTAÚN *et al.*, 1988, 1991).

El desplazamiento de los cabalgamientos tiene lugar hacia el ESE, dirección que se obtiene a partir de las direcciones axiales de los pliegues mayores y menores, que se suponen perpendiculares a la dirección de desplazamiento, (Figura 8), así como en las posiciones de las líneas de corte entre el despegue basal de la Unidad de Somiedo y los cabalgamientos del segundo grupo (*fault cut-offs* de BUTLER, 1986).

Por lo que se refiere a las relaciones temporales entre los pliegues longitudinales y radiales, se puede decir que, en el sector estudiado, los dos grupos descritos son simultáneos, ya que ambos presentan rasgos asociados a los elementos estructurales frontales y laterales de los cabalgamientos del segundo grupo.

SÍNTESIS Y CONCLUSIONES

Del presente trabajo puede deducirse la existencia de tres unidades bien diferenciadas:

Unidad de La Espina.- Corresponde a la parte más oriental de la Zona Asturoccidental-Leonesa

Unidad de Somiedo.- A su vez se encuentra subdividida en otras dos unidades; la de Merillés, en la que existe un despegue generalizado de la Formación Láncara, como en el resto de las unidades alóctonas de la Zona Cantábrica, y la de La Prohida, donde el cabalgamiento basal se enraíza en las rocas precámbricas.

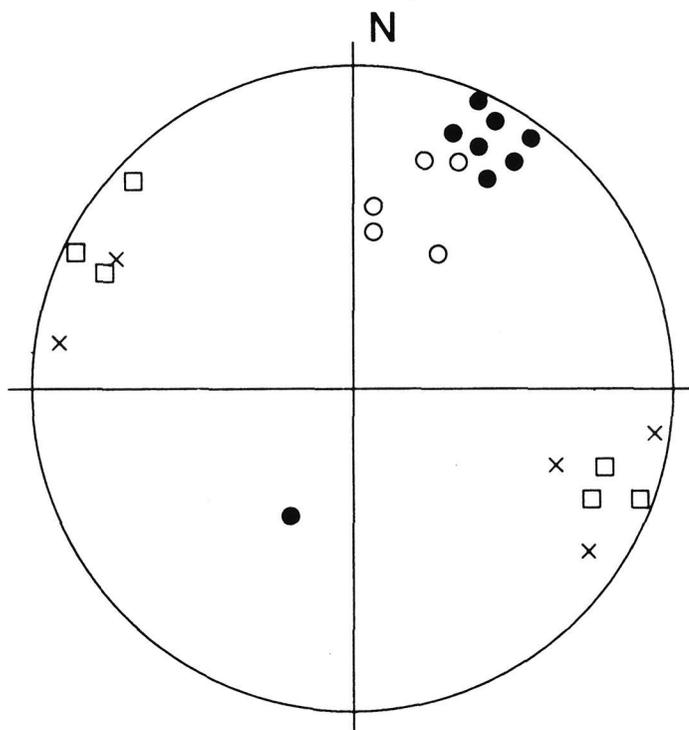


Figura 8: Proyección estereográfica de las orientaciones de ejes de pliegues mayores de la unidad del Narcea (Círculos blancos) y de sus planos axiales (Cruces) y de ejes de pliegues menores en la unidad de Somiedo (Círculos negros) y sus planos axiales (Cuadrados). Plantilla de Wulf, hemisferio Inferior.

Unidad del Narcea.- Es el autóctono relativo de la Unidad de Somiedo.

Estructuralmente se pueden separar dos grupos de cabalgamientos que se cortan. Entre los cabalgamientos del primer grupo cabe destacar el cabalgamiento basal del Manto de Somiedo, que ha sido puesto de manifiesto en su parte occidental en el presente trabajo. Asociados a las rampas laterales y frontales de los más tardíos, existen sendos grupos de pliegues que corresponden a los sistemas radial y longitudinal de la Zona Cantábrica respectivamente.

Los cabalgamientos del segundo grupo y los pliegues asociados son los responsables del Antiforme del Narcea en el área estudiada. Las estructuras laterales de los cabalgamientos tardíos son las responsables del cabeceo del antiforme hacia el Norte, de su geometría de domo y del diferente nivel de erosión respecto a las áreas circundantes.

La aparición de dos generaciones de cabalgamientos está de acuerdo con la existencia de dos niveles de despegue generalizados en la parte occidental de la Zona Cantábrica, tal y como ha sido interpretado por PÉREZ-ESTAÚN *et al.* (1991). El primero en el tiempo, que corresponde a los cabalgamientos del primer grupo, ha dado lugar a la Unidad de Somiedo. El segundo, es un nivel de despegue más profundo que ha generado probablemente las unidades más orientales de la Zona Cantábrica, dando lugar dentro del área estudiada a los cabalgamientos del segundo grupo, que representarían cabalgamientos imbricados a partir de dicho despegue.

AGRADECIMIENTOS

Esta publicación constituye un resumen del Seminario de Investigación del Programa de Doctorado de Geología Estructural realizado por el autor y dirigido por F. Bastida y A. Pérez Estaún en el marco de una beca concedida por el convenio entre la Universidad de Oviedo y el Instituto Geológico y Minero de España para la realización del Mapa Geológico Nacional a escala 1:200.000 (Hoja de Avilés). J. Fernández Suárez colaboró en la descripción de las rocas ígneas. Las críticas y revisiones efectuadas por L.R.Rodríguez, A. Marcos y J.R. Martínez-Catalán han mejorado en gran manera el contenido y la forma de esta publicación.

BIBLIOGRAFÍA

- ALONSO, J.L. (1985): *Estructura y evolución tectonoestratigráfica de la región del Manto del Esla (Zona Cantábrica, NW de España)*. Institución Fray Bernardino de Shagún, 276 pp. León.
- ALONSO, J.L. (1987): Sequences of thrust and displacement transfer in the superposed duplexes of the Esla Nappe Region (Cantabrian Zone, NW Spain). *J. Structural Geol.*, **9(8)**: 69-983.
- BANKS C.J. & WARBURTON, J. (1986): "Passive roof" duplex geometry in the frontal structures of the Kirthar and Sulaiman mountain belts, Pakistan. *J. Structural Geol.*, **8(3/4)**: 229-237.
- BASTIDA, F., MARCOS, A., PÉREZ-ESTAÚN, A. & PULGAR, J.A. (1984): Geometría y evolución estructural del Manto de Somiedo (Zona Cantábrica, NO de España). *Bol. Inst. Geol. Min. España*, **95(6)**: 517-539.
- BUTLER, R.W.H. (1986): Thrust sequences. *J. Geol. Soc. London*, **144**: 319-634.
- COMPTE, P. (1937): La serie cambrienne et silurienne du Leon, Espagne. *C.R.Ac.Sc. Paris*, **204**: 604-606.
- CORRETGÉ, L.G. & SUÁREZ, O. (1991).- Igneous rocks of the Cantabrian / Palentian Zone. *In: Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R.D. DALLMEYER & E. MARTÍNEZ-GARCÍA (Eds.). Springer-Verlag, Berlin: 72-79.
- CORRETGÉ, L.G, LUQUE, C. & SUÁREZ, O. (1970): Los Stocks de la zona Salas-Belmonte (Asturias) *Bol. Inst. Geol. Min. España*, **81**: 143-145.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C., PARDO, J.G. & SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. (1962): Las rocas del Cámbrico; III, de los afloramientos de Tineo (Río Villa y Puente del Tuña). *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*, **68**: 103-131.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. & PARGA-PONDAL, I. (1964): Las rocas del Cámbrico; IV, Una traquita alcalina estratificada en el Cámbrico de Farandón (valle del Narcea). *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*. **76**: 79-93.

- HEINZ, W.; LOESCHKE, J. & VAVRA, J. (1985): Preatomagmatic volcanism during the ordovician of the Cantabrian Mountains (NW Spain). *Geol. Rndsc.*, **74** (3): 623-639.
- HEREDIA, N. (1984): La estructura de la escama de Villar de Vildas (Manto de Somiedo, Zona Cantábrica). *Trab. Geol., Univ. Oviedo*, **14**: 65-78.
- JULIVERT, M., PELLO, J. & FERNÁNDEZ GARCÍA, L. (1968): La estructura del Manto de Somiedo (Cordillera Cantábrica). *Trab. Geol., Univ. Oviedo*, **2**: 1-44.
- JULIVERT, M. (1978): Hercynian orogeny and Carboniferous Palaeogeography in NW Spain: a model of Deformation-Sedimentation relationships. *Z. dt. Geol. Ges.*, **129**: 65-592.
- JULIVERT, M. & MARCOS, A. (1973): Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian Zone (Hercynian Cordillera, Nw Spain). *Amer. J. Sci.*, **273**: 353-375.
- JULIVERT, M., FONTBOTÉ, J.M., RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1972): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E 1:1.000.000*. I.G.M.E., Madrid.
- JULIVERT, M., MARCOS, A. & PULGAR, J.A. (1977a): *Mapa Geológico de España E 1:50000 2ª Serie, Hoja nº 27 (Tineo)*. I.G.M.E., Madrid.
- JULIVERT, M., MARCOS, A. & PULGAR, J.A. (1977b): *Mapa Geológico de España E 1:50000 2ª Serie, Hoja nº 51 (Belmonte de Miranda)*. I.G.M.E., Madrid.
- JULIVERT, M.; PELLO, J. & FERNÁNDEZ GARCÍA, L. (1968): La estructura del Manto de Somiedo (Cordillera Cantábrica). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, **2**: 1-44.
- LOTZE, F. (1958). Zur Stratigraphie des spanischen Kambriums. *Geologie*, **7**: 727-750 (Trad. en: *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, **61**: 131-164).
- MARCOS, A. & PULGAR, J. (1982): An approach to the tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian Foreland thrust and fold belt, Hercynian Cordillera of NW Spain. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **163** (2): 256-260.
- PARGA, J.R. & LUQUE, C. (1971): Las series de Cámbrico Inferior y Eocámbrico de la Cordillera Cantábrica. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, **82/84**: 310-320.
- PÉREZ-ESTAÚN, A.; MARTÍNEZ-CATALÁN, J.R. & BASTIDA, F. (1991): Crustal thickening and deformation sequence to the suture of the Variscan belt of northwest Spain. *Tectonophysics*, **191**: 234-253.
- PÉREZ-ESTAÚN, A.; BASTIDA, F.; ALONSO, J.L.; MARQUÍNEZ, J.; ALLER, J.; ÁLVAREZ-MARRÓN, J.; MARCOS, A. & PULGAR, J.A. (1988): A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: the Cantabrian Zone. *Tectonics*, **7**: 517-538.
- RUIZ, F. (1971): Geología del Sector Norte del Anticlinorio del Narcea. *Breviora Geol. Asturica*, **15**: 39-46.
- ZAMARREÑO, I. (1972): Las litofacias carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica (NW. España) y su distribución geográfica. *Trab. Geol., Univ. Oviedo*. **5**: 3-118.

(ARTÍCULO RECIBIDO EL 17 OCTUBRE, 1994)

(ADMITIDO EL 13 DICIEMBRE, 1994)