

# LITOESTRATIGRAFÍA DEL GRUPO RAÑECES (DEVÓNICO INFERIOR) EN EL ANTIFORME DE CARANGA-TRUBIA (ZONA CANTÁBRICA, NO DE ESPAÑA)

M. Bulnes, J. L. García-Alcalde y A. Marcos

*Departamento de Geología, Facultad de Geología, Universidad de Oviedo, C/ Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo*

**Resumen:** La caracterización litoestratigráfica del Grupo Rañeces (Devónico inferior) y su división en unidades estratigráficas de menor entidad presentan problemas cuando se alejan desde la zona de Cabo Peñas, en la costa asturiana, hacia el interior. La construcción de un mapa geológico del Antiforme de Caranga-Trubia en el que se muestran, a lo largo de todo el área, varios contactos litológicos dentro del Grupo Rañeces, y el levantamiento de columnas estratigráficas parciales, ha permitido dividir esta unidad en seis tramos litológicamente diferentes y cartografiables. Esta serie se compara con la mejor conocida de la zona de Cabo Peñas, donde se reconocen cuatro formaciones. La correlación entre los tramos diferenciados en el ámbito del Antiforme de Caranga-Trubia y las cuatro formaciones definidas en la costa no es inmediata, encontrándose gran similitud entre ambas para la parte alta de la sucesión e importantes diferencias por lo que se refiere a la parte inferior.

**Palabras clave:** Estratigrafía, Grupo Rañeces, Devónico inferior, Antiforme de Caranga-Trubia, Zona Cantábrica, España.

**Abstract:** The lithostratigraphic characterization of the Rañeces Group (Lower Devonian), and its division in minor stratigraphic units is problematic when moving away from the Cabo Peñas area (Asturian coast) inwards. The construction of a geological map of the Caranga-Trubia Antiform, in which a number of stratigraphic boundaries within the Rañeces Group are illustrated across and along the whole area, and the construction of partial stratigraphic columns, allowed us to divide this unit in six mappable minor stratigraphic units. This sequence is compared with the well-known series of the Cabo Peñas area, where four stratigraphic formations are recognized. The upper units in the Caranga-Trubia Antiform can be correlated to the two upper formations in the Cabo Peñas area, but the correlation is more difficult for the lower part of the succession.

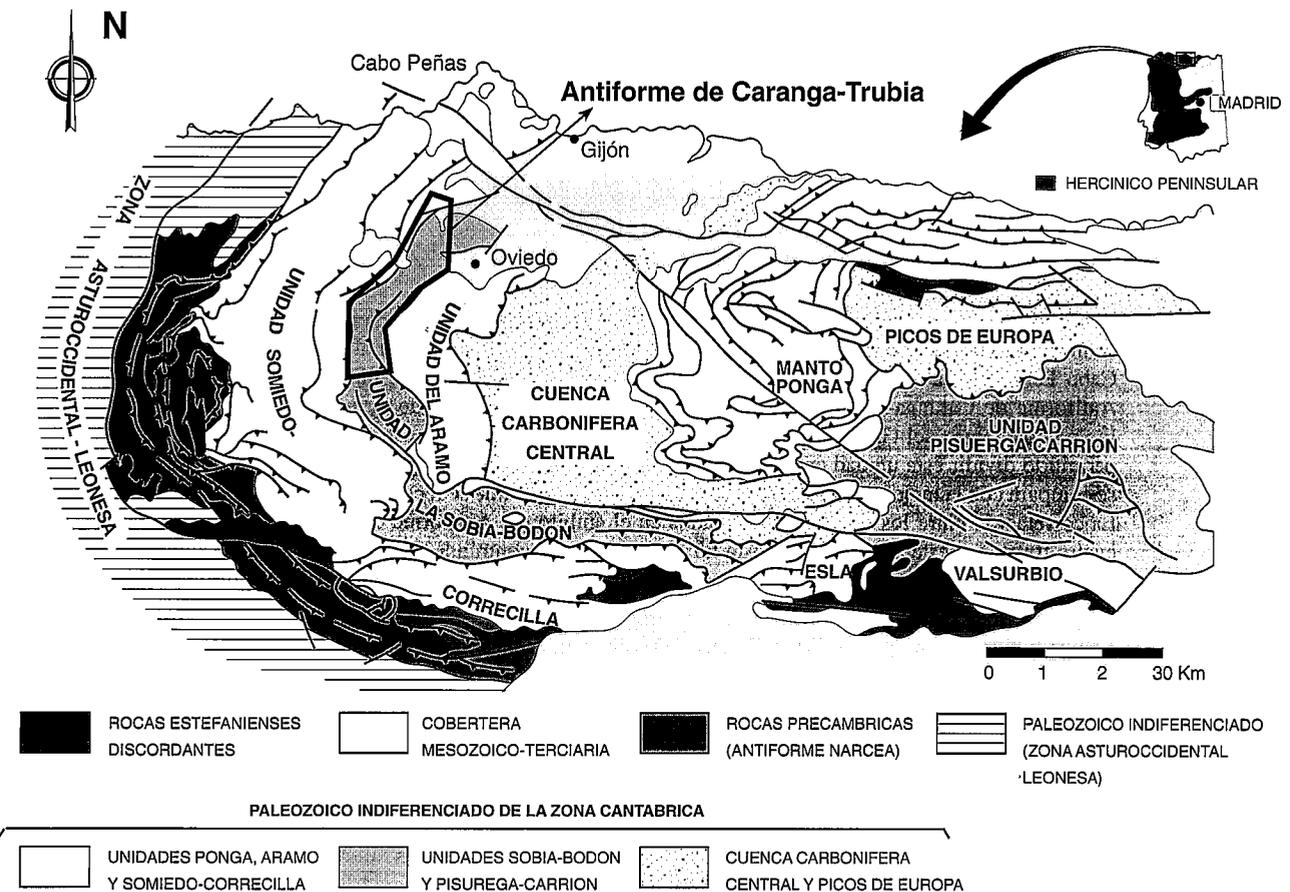
**Keywords:** Stratigraphy, Rañeces Group, Lower Devonian, Caranga-Trubia Antiform, Cantabrian Zone, Spain

Bulnes, M., García-Alcalde, J. L. y Marcos, A. (1999): Litoestratigrafía del Grupo Rañeces (Devónico inferior) en el Antiforme de Caranga-Trubia (Zona Cantábrica, NO de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 12 (3-4): 339-349

El Grupo Rañeces es una unidad estratigráfica que abarca una buena parte del Devónico inferior en la vertiente asturiana de la Zona Cantábrica, y que aparece en las unidades tectónicas de Somiedo, La Sobia y Aramo según la división de Pérez-Estaún *et al.* (1988) (Fig. 1). Estas rocas sedimentarias, situadas en la columna estratigráfica entre las formaciones Furada (por debajo) y Moniello (por encima), afloran muy bien en los cortes costeros de Cabo Peñas, dentro de la Unidad de Somiedo (Fig. 1), donde han sido objeto de estudio desde el siglo pasado (Barrois, 1882) hasta la actualidad. Llopis-Lladó (1961), Radig (1962), Arbizu (1972), Zamarreño (1976), Truyols y Julivert (1976), Arbizu *et al.*, (1979), García-Alcalde *et al.* (1979), Truyols y García-Alcalde (1982), García-Alcalde (1984) y García-Alcalde (1992) son algunos de los trabajos más significativos derivados de la investigación de la estratigrafía del Grupo Rañeces en este sector de la costa asturiana. A través de estos estudios se advier-

ten constantes modificaciones en la concepción de esta unidad estratigráfica, así como en el establecimiento de subdivisiones en unidades estratigráficas de menor entidad y, a menudo, en redefiniciones de las subunidades con cambios de nombres y de límites entre éstas. El rasgo que más ha obstaculizado el estudio de la estratigrafía del Grupo Rañeces es la intensa tectonización de la sucesión en la zona de Cabo Peñas que dificulta la correlación entre distintos cortes parciales. Estos problemas se agudizan cuando nos alejamos de la costa hacia el interior, ya que a la complejidad tectónica hay que sumar la escasez de buenos afloramientos, los rápidos y acentuados cambios de facies y, en gran parte de la Unidad del Aramo, la falta de datos cronoestratigráficos.

En los últimos tiempos, el Grupo Rañeces de la zona de Cabo Peñas se considera como integrando cuatro formaciones: Formación Nieva, Formación Bañugues, Formación La Ladrona y Formación Aguión (García-



**Figura 1.-** Esquema geológico de la Zona Cantábrica mostrando las principales unidades tectónicas según la división de Pérez-Estaún *et al.* (1988) y la situación de la zona estudiada.

Alcalde, 1992). Dentro de la Unidad de Somiedo, al S de Cabo Peñas, la posibilidad de subdivisión del Grupo Rañeces en unidades cartografiables queda puesta de manifiesto con el mapa presentado por Bastida y Castro (1988). Sin embargo, la serie del Grupo Rañeces descrita por Bastida y Castro (1988) presenta algunas diferencias con la serie descrita en Cabo Peñas y estos autores no hacen una correlación entre ambas. Más al E, en la Unidad de la Sobia y parte occidental de la Unidad del Aramo, el Grupo Rañeces aparece diferenciado en unidades litoestratigráficas de menor entidad (Bulnes, 1989, 1991, 1995). Únicamente en el más reciente de estos tres trabajos se propone una correlación con las unidades establecidas en la costa. Aún más al E, en la mitad oriental de la Unidad del Aramo, el Grupo Rañeces todavía permanece indiferenciado.

En el presente trabajo se aborda el estudio de la estratigrafía del Grupo Rañeces en el Antiforme de Caranga-Trubia, que corresponde a la Unidad de La Sobia y la parte más occidental de la Unidad del Aramo (Fig. 1) y se plantean dos objetivos:

1) Subdivisión del Grupo Rañeces en tramos, basándose en datos inéditos de Bulnes (1989, 1991, 1995) con algunas modificaciones, y descripción de cada uno de ellos.

2) Comparación de la serie descrita en este trabajo con la que se observa en el Cabo Peñas, e intento de

correlación de los tramos aquí diferenciados con las formaciones aceptadas por García-Alcalde (1992) a fin de precisar las diferencias y similitudes desde el punto de vista litológico.

Para conseguir estos dos objetivos ha sido necesario levantar columnas estratigráficas en determinadas zonas escogidas de acuerdo con la calidad de los afloramientos y en función de la posición estratégica que ocupan dentro del marco geológico del Antiforme de Caranga-Trubia. La subdivisión propuesta se sustenta sobre todo en una cartografía de detalle a escala 1:20.000 (Bulnes, 1995), donde se observa que los contactos litológicos dentro del Grupo Rañeces se prolongan a lo largo de todo el sector estudiado, permitiendo correlacionar las diferentes columnas levantadas y establecer la naturaleza de los cambios de facies (Figs. 2, 3 y 4). En este mapa se pone además de manifiesto el gran número de estructuras tectónicas que afectan la sucesión, sin cuya consideración probablemente se podrían cometer graves errores en la definición de los diversos paquetes que componen el Grupo Rañeces y en la estimación del espesor de la sucesión como, por ejemplo, sobreestimación o subestimación del espesor debido a repeticiones (fundamentalmente en el flanco occidental del antiforme) u omisiones (fundamentalmente en el flanco oriental del antiforme) de parte de la sucesión estratigráfica.

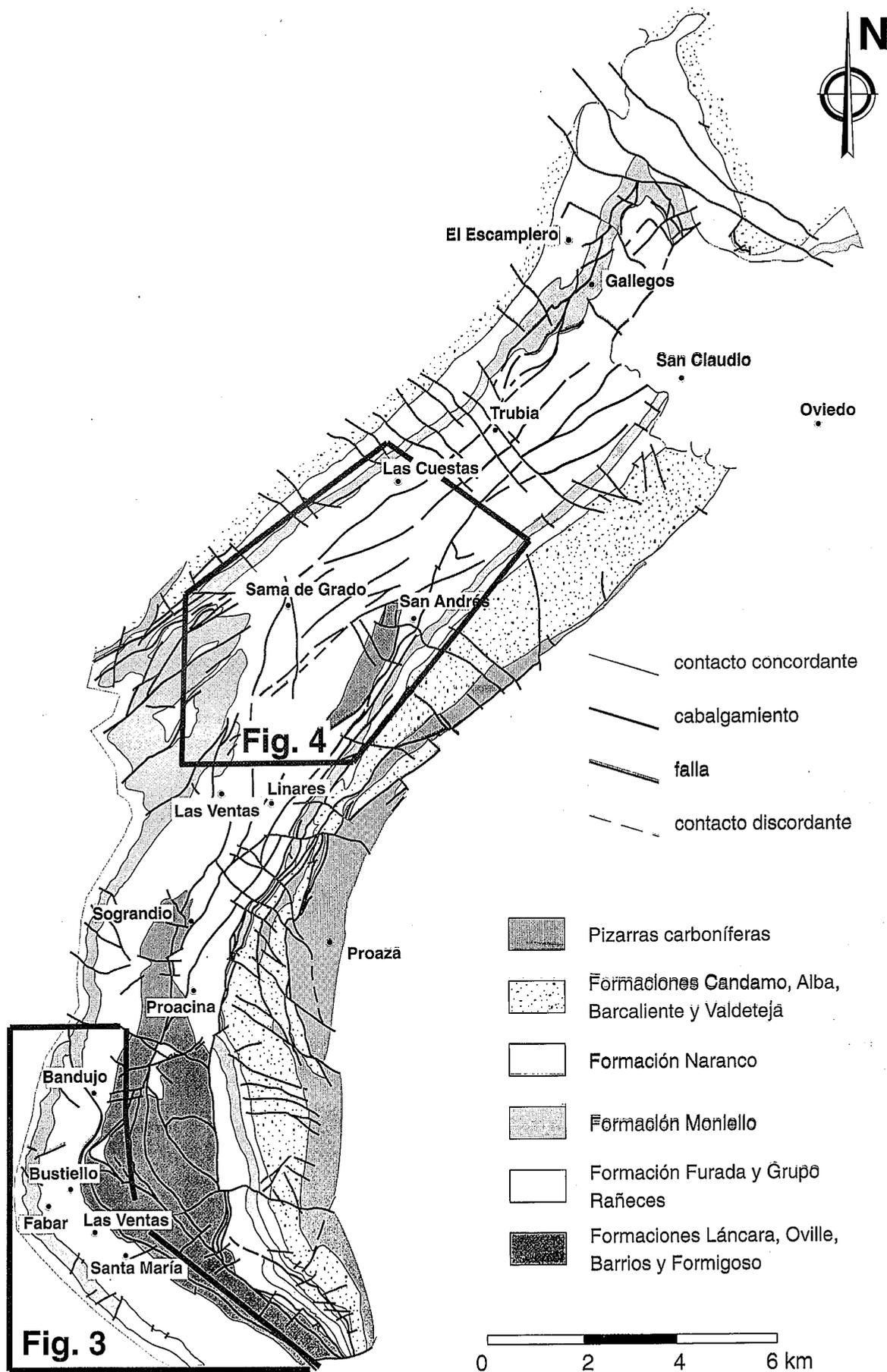


Figura 2.- Mapa geológico simplificado del Antiforme de Caranga-Trubia. Basado en la cartografía de esta misma zona según Bulnes (1995), incluyendo la localización de las figuras 3 y 4.

## Evolución del conocimiento del Grupo Rañeces en el ámbito del Antiforme de Caranga-Trubia

Comte (1959) es el primer autor que engloba todas las capas comprendidas entre las Areniscas de Furada y las Calizas de Moniello en una unidad que denomina Complejo de Rañeces, término que fue posteriormente sustituido por Grupo Rañeces (García-Alcalde y Racheboeuf, 1978). No obstante, dentro del ámbito del Antiforme de Caranga-Trubia y zonas próximas a éste existen trabajos previos que, si bien no consideran al conjunto de rocas definido por Comte (1959) como Complejo de Rañeces como una unidad diferenciada, sí describen sus características. Los primeros datos acerca de la estratigrafía de estas rocas en la zona del Antiforme de Caranga-Trubia, además de los trabajos más antiguos de Schulz (1858) y de Barrois (1882), son los estudios generales de García Fuente (1952, 1953), Almela *et al.* (1956) y Llopis Lladó (1958). García Fuente (1952) realiza un mapa geológico que incluye la zona SO del aquí denominado Antiforme de Caranga-Trubia y describe una serie por encima de las Areniscas de Furada constituida de muro a techo por: calizas tableadas grises (80 m); bancos arenosos; caliza rosácea con aspecto brechoide (15 m); intercalación pizarrosa; caliza parda con abundantes fósiles y pizarras negruzcas a techo; y caliza margosa rojiza. Por encima cita una potente caliza gris que probablemente corresponde a la actualmente denominada Formación Moniello. García Fuente (1953) y Almela *et al.* (1956) incluyen en sus trabajos cartografías geológicas de una gran parte de nuestro área de estudio y afirman que a las Areniscas de Furada sucede un complejo de pizarras y calizas más o menos margosas sin diferenciar, y por encima de éstas un tramo rojizo con pizarras moradas, calizas y areniscas con un espesor total aproximado de 800 m. Estos dos tramos los comparan respectivamente con las Calizas de Nieva y Ferroñes, y con las calizas y pizarras de Arnao que, siguiendo el esquema de síntesis estratigráfica propuesto por De Sitter (1950), aparecen en la costa asturiana. Llopis Lladó (1958) describe una sucesión en el entorno de Trubia y San Andrés (Fig. 2) que de muro a techo estaría constituida por: dolomías y pizarras abigarradas (110-150 m); calizas grises lumaquéllicas con braquiópodos (90-110 m); pizarras abigarradas y dolomías en bancos delgados (75-95 m); y pizarras y margas rojas con crinoideos y briozoos (60-80 m). En este trabajo, también se correlacionan algunos tramos de la serie con las unidades que aparecen en la síntesis de De Sitter (1950) y así compara el segundo tramo con la Caliza de Ferroñes y el último con la Caliza de Arnao. Más recientemente, en los estudios de carácter estratigráfico de Vera de la Puente (1988, 1989) se describen dos series dentro de nuestra zona de estudio, serie de Las Ventas y serie de Proacina-Sograndio (Fig. 2), ambas de unos 500 m de espesor, en las que se pueden diferenciar de muro a techo los siguientes tramos: dolomías arenosas (80-90 m); areniscas y limolitas (70-90 m); brechas dolomíticas y margas (40-

70 m); y calizas bioclásticas, margas y pizarras (150-270 m). Los trabajos más recientes sobre la estratigrafía del Grupo Rañeces en el Antiforme de Caranga-Trubia se deben a Bulnes (1989, 1991, 1995). La principal aportación de estos últimos trabajos a la estratigrafía del Grupo Rañeces consiste en que por primera vez se cartografían límites entre subunidades de menor entidad dentro de esta unidad y se hace una descripción de cada uno de los tramos diferenciados (Fig. 3). El presente artículo se basa fundamentalmente en los datos presentados en estos últimos trabajos con algunas modificaciones, sobre todo por lo que se refiere a la parte baja de la sucesión, y más concretamente a la interpretación del límite entre el Grupo Rañeces y la Formación Furada propuesta en Bulnes (1995).

## Estratigrafía del Grupo Rañeces en el Antiforme de Caranga-Trubia

El rasgo más característico del Grupo Rañeces en esta zona es la existencia de un nivel de areniscas en la parte baja de la serie que lo convierte en una serie atípica en comparación con el resto de las series descritas en la Zona Cantábrica (Grupo Rañeces para la vertiente asturiana y su equivalente Grupo La Vid para la parte leonesa). La presencia de este nivel de areniscas ya fue puesta de manifiesto en los trabajos de García Fuente (1952, 1953), Almela *et al.* (1956) y Vera de la Puente (1988, 1989). Los trabajos de Bulnes (1991, 1995), si bien reconocen dicho nivel, no lo incluyen dentro del Grupo Rañeces. Concretamente, Bulnes (1995) sitúa tanto estas capas como un tramo dolomítico infrayacente dentro de la Formación Furada. Con el objeto de no aumentar la confusión acerca de la estratigrafía del Grupo Rañeces y de la Formación Furada en este trabajo se opta por considerar la idea tradicional de considerar la base de dicho tramo dolomítico como límite entre ambas unidades litoestratigráficas en esta zona.

En las figuras 3 y 4 se pueden ver dos zonas ampliadas del mapa geológico del Antiforme de Caranga-Trubia presentado por Bulnes (1995) pero reinterpretando el límite entre la Formación Furada y el Grupo Rañeces. Dentro del Grupo Rañeces se han cartografiado cinco contactos que delimitan tramos reconocibles sobre el terreno con características estratigráficas diferentes entre sí y que pueden seguirse en todo el ámbito del Antiforme de Caranga-Trubia. Los seis tramos diferenciados se adelgazan hacia el E. Es difícil observar la sucesión estratigráfica continua y completa de los mismos, si bien pueden reconocerse varias sucesiones parciales que posibilitan la reconstrucción general de la serie que será la que se describirá a continuación (Fig. 5). No se han realizado estudios petrográficos por lo que la descripción de los términos litológicos que corresponden a cada uno de los tramos son términos de campo. El espesor medio del Grupo Rañeces en esta región es de 550-680 m y está constituido de muro a techo por:

1) Dolomías arenosas y limosas, con esporádicas intercalaciones de pizarras, limos dolomíticos y margas de color predominantemente gris (70-110 m). En los 40 o 50 m basales las intercalaciones de pizarras, limos dolomíticos y margas son esporádicas, haciéndose más importantes a medida que se asciende en la serie. Las capas de dolomías tienen generalmente un espesor de 10-30 cm en la mitad inferior del tramo, y entre 5-20 cm en la mitad superior. Algunos niveles pizarrosos de la mitad superior de este tramo han proporcionado braquiópodos, bivalvos y trilobites que indican una edad Lochkovianense. El tránsito con la Formación Furada, infrayacente, es gradual. Tanto este tramo como el que se describirá a continuación se encuentran bien expuestos cerca de Las Ventas, en los taludés de las carreteras que unen esta localidad con los pueblos de Bustiello y Santa María (Fig. 2). De acuerdo con Vera de la Puente (1988, 1989), la parte baja de este tramo (unidad calcáreo-margosa inferior y parte baja de la unidad dolomítico-areniscosa en dicho trabajo) representaría zonas someras de plataforma carbonatada, desde litofacies de transición a plataforma externa, y el tercio superior corresponde a una llanura de mareas. La sedimentación se realiza dentro de un episodio regresivo.

2) Areniscas rojizas y blancas de grano fino a medio, con intercalaciones de pizarras y limolitas de colores predominantemente rojizos o amarillentos (60-70 m). Las areniscas presentan con frecuencia un bandeo difuso definido por la alternancia a escala centimétrica de coloraciones amarillentas y rojizas, tal como puede verse al O de Linares y en los alrededores de Bandujo (Fig. 2). Sin embargo, en la mitad superior de este tramo predominan las cuarzoarenitas blancas. Generalmente las capas de areniscas tienen un espesor entre los 5 y los 20 cm, si bien pueden alcanzar los 30-35 cm. En el techo de algunas capas de la parte baja de la serie se observan *ripple marks* y grietas de desecación (carretera que une las localidades de Las Ventas y Bustiello). La transición con el tramo de dolomías infrayacente es gradual. Según Vera de la Puente (1988, 1989), la génesis de estas rocas (parte media de la unidad dolomítico-areniscosa en dicho trabajo) está relacionada con la llegada de material procedente del continente que se distribuye dentro de la llanura mareal. La sedimentación de esta unidad coincide con un momento de máxima regresión en la cuenca sedimentaria.

3) Dolomías de grano fino y color gris oscuro, con intercalaciones de margas dolomíticas de color pardo-amarillento y pizarras de color gris muy oscuro (80-120 m). Aunque se observan algunos niveles masivos, fundamentalmente en la parte baja de este tramo, las dolomías se encuentran bien estratificadas en capas que raramente superan los 30 cm. En ellas se observa con frecuencia un «picoteado» externo, a modo de poros, que dan a la roca un aspecto muy característico. Existen también niveles de brechas dolomíticas, generalmente localizados en los 35 m basales, que raramente llegan a predominar sobre el resto de las litologías, y cuyo espesor no supera los 50 cm. Las intercalaciones

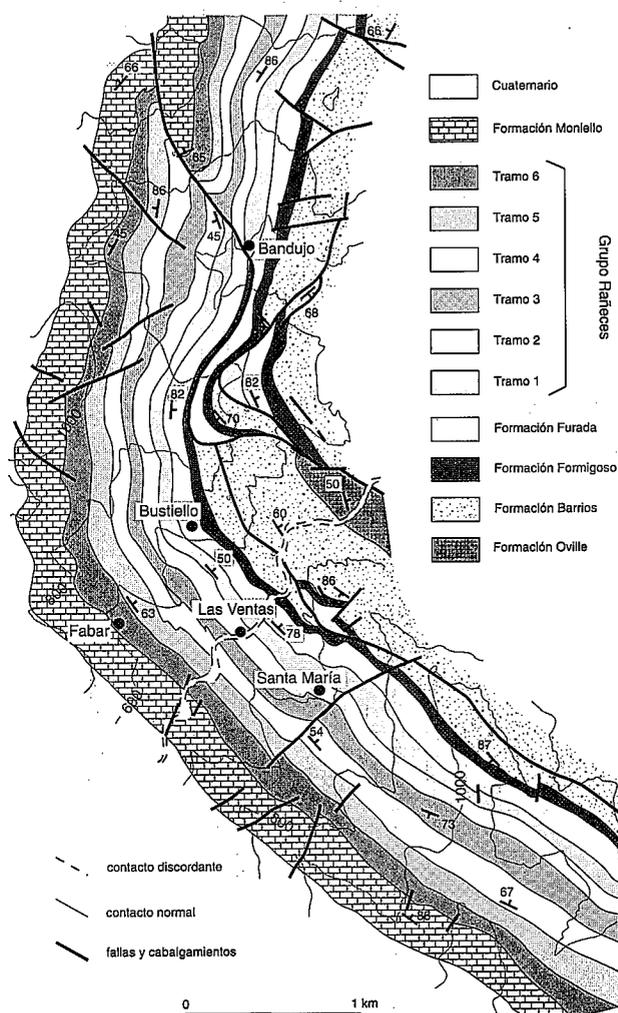


Figura 3.- Mapa geológico detallado de la parte sur del Antiforme de Caranga-Trubia basado en la cartografía de Bulnes (1995).

de margas y pizarras son más abundantes hacia el techo, predominando sobre las dolomías en los últimos 15-20 m. Las estructuras sedimentarias más comunes son las laminaciones paralelas, laminaciones de algas, estratificación ondulada, y, en ocasiones, se reconocen grietas de desecación. La transición con el tramo anterior es gradual y se realiza por medio de areniscas calcáreas que van siendo sustituidas progresivamente por dolomías arenosas. Los mejores afloramientos de este tramo pueden observarse en las carreteras Linares-Las Vegas y Las Ventas-Fabar (Fig. 2). De acuerdo con Vera de la Puente (1988, 1989), la sedimentación de esta unidad (parte alta de la unidad dolomítico-areniscosa en dicho trabajo) coincide con el inicio de un periodo transgresivo y se realiza en un ambiente de llanura mareal.

4) Alternancia de pizarras, calizas margosas, margas, calizas y dolomías, todas ellas generalmente de color pardo amarillento y gris (90-150 m). Estas rocas, fundamentalmente los términos margosos, presentan abundantes fósiles (braquiópodos, crinoideos, briozoos, corales y gasterópodos) que, en ocasiones, llegan a ser lumaquelas. Localmente, a cualquier altura del tramo pero sobre todo en la parte media y alta del

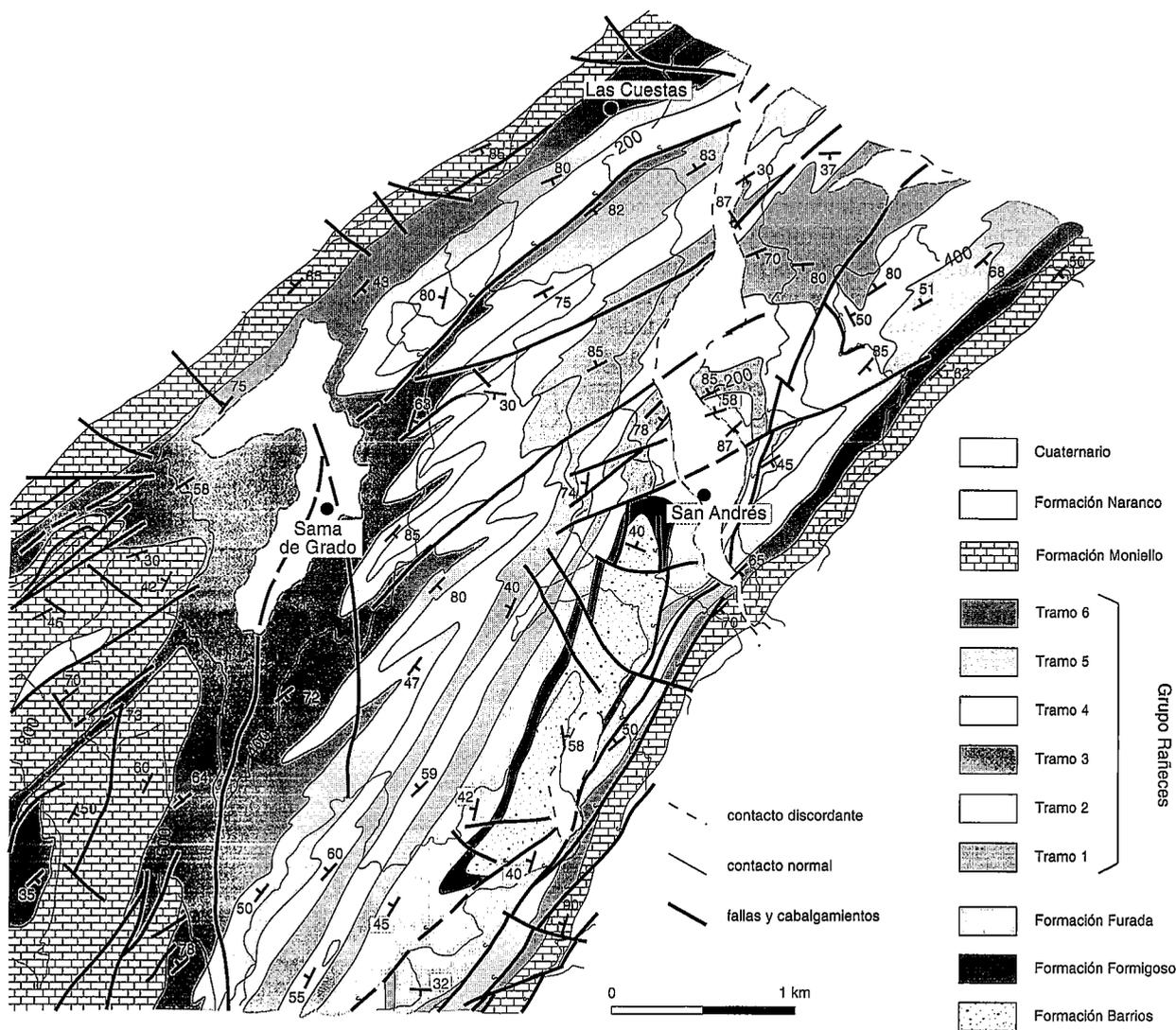


Figura 4.- Mapa geológico detallado de la parte central del Antiforme de Caranga-Trubia basado en la cartografía de Bulnes (1995).

tramo, aparecen niveles de pizarras grises muy oscuras. Las calizas son bioclásticas, de grano fino a grueso, recristalizadas en ocasiones, y se disponen en capas de espesor inferior a 70 cm. Hacia la parte superior del tramo se intercalan niveles de dolomías y calizas rosadas. En la parte N del Antiforme de Caranga-Trubia, al SO de San Claudio (Fig. 2), dentro de unos niveles de pizarras cuya posición exacta dentro del tramo no ha sido posible determinar, se han identificado las siguientes especies de braquiópodos: *Plicostropheodonta diffusa*, *Vandercammenina nitens*, *Schizophoria vulvaria*, *Euryspirifer pellicoi*, *Mesoleptostrophia explanata* y *Uncinulus pila* (determinación realizada por García-Alcalde), fauna del límite Emsiense inferior/Emsiense superior. El tránsito con la unidad infrayacente es gradual. Este tramo aparece bien expuesto en la carretera Linares-Las Vegas y Trubia-Oviedo, aunque en esta última se encuentra muy deformado (Fig. 2). De acuerdo con Vera de la Puente (1988, 1989), esta unidad (unidad calcáreo-lutítica en dicho trabajo) representa ambientes de plataforma marina relativamente somera con abundante vida bentónica. La sedimentación se realiza dentro de un episodio transgresivo iniciado durante el

depósito de la unidad anterior.

5) Calizas, calizas margosas, pizarras y margas (50-120 m). Son frecuentes los términos formados por calizas bioclásticas rojas, más o menos masivas, normalmente de grano grueso y muy fosilíferas (calizas encriníticas), alternando con calizas, calizas margosas y pizarras de color gris-amarillento con muchos fósiles de gran tamaño que, a veces, constituyen lumaquelas y son fácilmente confundibles con los horizontes lumaquéllicos que aparecen en el tramo anteriormente descrito. Estos términos suelen dar pequeñas crestas en el relieve que resaltan sobre las zonas más deprimidas que las rodean, formadas esencialmente por pizarras y margas carbonatadas, generalmente de color rojo vinoso o amarillo con fauna abundante y variada. Es frecuente encontrar en toda la sucesión intercalaciones de calizas compactas grises bioclásticas, normalmente con menor contenido fosilífero. Esporádicamente aparecen niveles de dolomías amarillas de no más de 60 cm. Estos niveles son más abundantes hacia el techo. Hay en estos tramos gran abundancia de crinoideos (especialmente *Triblyocrinus flatheantus*) del Emsiense superior. A menudo la base de este tramo es difícil de esta-

blecer, aunque se considera convencionalmente que el límite entre este tramo y el infrayacente viene dado por el predominio de las tonalidades rojizas. El tránsito al tramo siguiente es gradual siendo cada vez más importantes los términos pizarrosos y margosos. Este tramo se observa bien, aunque bastante deformado, en la caja de ferrocarril que une Oviedo y Trubia, inmediatamente al S de San Claudio, y en la carretera Trubia-Sama de Grado (a la altura de Las Cuestas) (Fig. 2). Según Vera de la Puente (1988, 1989), esta unidad (mitad inferior de la unidad calcáreo-margosa superior en dicho trabajo) representa ambientes de plataforma marina somera abierta o relativamente protegida. El comienzo de la sedimentación de esta unidad coincide con el inicio de un episodio regresivo.

6) Pizarras y margas con intercalaciones de calizas margosas, calizas y dolomías, con color rojizo dominante (100-180 m). Las margas y las pizarras presentan las típicas coloraciones rojo vinosas y amarillas, aunque a veces muestran tonalidades verdosas, comúnmente están bioturbadas, y son muy fosilíferas. Las calizas margosas son generalmente de color rojo vinoso, lumaquéllicas y con escasa continuidad lateral. Las calizas son grises o rojas, bioclásticas, en ocasiones están recrystalizadas, y frecuentemente constituyen niveles encriníficos. A medida que se asciende en la serie, se pasa de estos horizontes rojos a coloraciones pardo-amarillentas, cada vez son más abundantes los niveles de naturaleza margosa y aparecen algunos bancos dolomíticos que constituyen la zona de tránsito con la unidad estratigráfica superior que es la Formación Moniello. En este tramo, que tiene un gran contenido fosilífero, son especialmente abundantes los braquiópodos y los crinoideos. Donde mejor se observan las características de este tramo es a lo largo de la pista Trubia-El Escamplero, a la altura de Gallegos (Fig. 2). De acuerdo con Vera de la Puente (1988, 1989), esta unidad (mitad superior de la unidad calcáreo-margosa superior en dicho trabajo) representa ambientes de plataforma marina protegida. La sedimentación se realiza dentro de un episodio regresivo iniciado al comienzo del depósito de la unidad anterior.

### Comparación entre las series del Grupo Rañeces del Antiforme de Caranga-Trubia y de Cabo Peñas

La serie anteriormente descrita se comparará a continuación con la del Grupo Rañeces de la zona de Cabo Peñas localizada más al norte, dentro de la Unidad de Somiedo (Fig. 1). Desde el punto de vista paleogeográfico la Unidad de Somiedo está más alejada del área fuente que las unidades de La Sobia-Aramo (Méndez-Bedia, 1976; García-Ramos, 1978), donde se ubica el Antiforme de Caranga-Trubia, hecho que como veremos más adelante se refleja en discrepancias litológicas entre ambas sucesiones que reflejan cambios en las condiciones de sedimentación. Los seis tramos diferenciados en nuestra zona de estudio se intentarán correlacionar con las cuatro formaciones aceptadas por

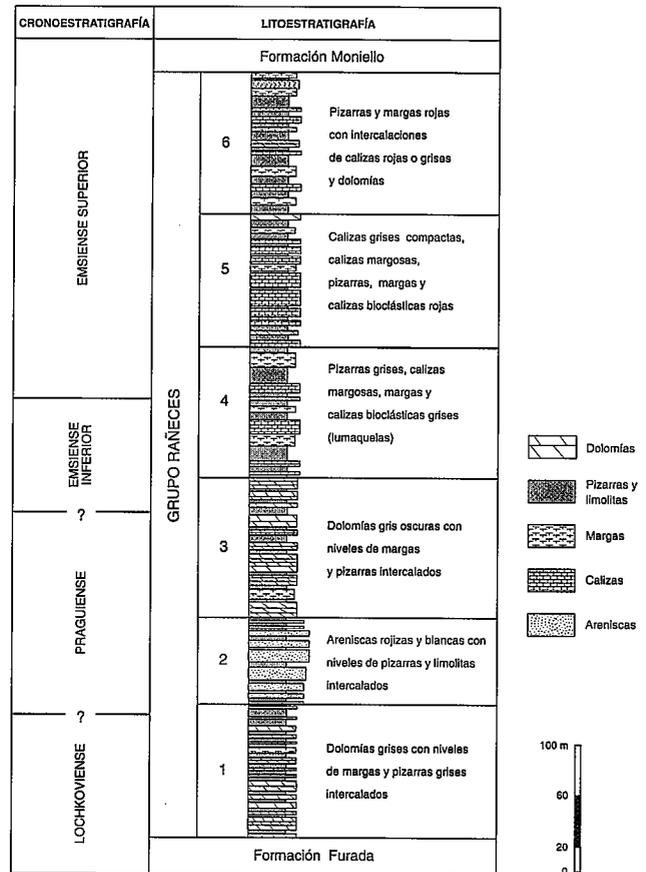


Figura 5.- Columna estratigráfica general para el ámbito del Antiforme de Caranga-Trubia.

García-Alcalde (1992) para el Grupo Rañeces de la zona de Cabo Peñas. De acuerdo con la descripción que este autor hace en la zona de Santa María del Mar (Cabo Peñas), el Grupo Rañeces está constituido de muro a techo por (Fig. 6A):

1) Formación Nieva (200 m). Aparece descrita por primera vez por Barrois (1882) como Caliza de Nieva. Está constituida fundamentalmente por calizas bioclásticas en bancos gruesos, alternancias de calizas arcillosas oscuras y niveles de poca potencia de lutitas carbonatadas con intercalaciones esporádicas de limolitas de poca potencia. La edad es Lochkoviense-Praguense. Según Vera de la Puente (1988), la parte inferior de esta formación representa ambientes de plataforma marina abierta (somera, ligeramente profunda o profunda), y la parte superior ambientes de plataforma marina somera abierta o relativamente protegida. El depósito de estos materiales se realiza dentro de un episodio regresivo.

2) Formación Bañugues (modificada de Zamarreño, 1976) (150 m). Comprende esencialmente dolomías y calizas bioclásticas masivas, algo dolomitizadas, con niveles biostromales. La edad de esta formación es esencialmente Praguense. De acuerdo con Vera de la Puente (1988), esta formación representa ambientes de plataforma marina somera abierta o protegida. La sedimentación de estos materiales se realiza dentro del ci-

clo regresivo, ya iniciado, menos para el tercio superior que se realiza dentro de un episodio transgresivo.

3) Formación La Ladrona (García-Alcalde, 1992) (130 m). La parte inferior está constituida por finas alternancias de calizas arcillosas grises y pizarras oscuras, mientras que en la parte superior aumenta el porcentaje de pizarras oscuras, con delgados niveles de calizas bioclásticas. Ocasionalmente, algunas calizas tienen tonos rosados. Se citan niveles de lumaquelas de macrofósiles (sobre todo braquiópodos) en buen estado. La edad de la base de esta formación es Emsiense inferior, mientras que el límite entre el Emsiense inferior y el Emsiense superior se sitúa en la primera mitad de la formación. Según Vera de la Puente (1988), esta formación representa el depósito de una plataforma relativamente somera y de carácter mixto terrígeno-carbonatado. El inicio de la sedimentación de estas rocas coincide con el inicio de un ciclo transgresivo que termina cuando se depositan materiales de la parte media para iniciarse un episodio regresivo.

4) Formación Aguión (Radig, 1962) (200 m). La parte baja está constituida por calizas encriníticas rojas y rosadas más o menos masivas y margas rojas y verdes con un tramo intermedio de calizas arcillosas y pizarras oscuras. La parte alta comprende fundamentalmente pizarras y margas de color rojo y amarillo con alguna intercalación de calizas rojas encriníticas, más abundantes cerca del límite con la Formación Moniello suprayacente. La edad es Emsiense Superior. Según Vera de la Puente (1988), esta formación representa ambientes de plataforma marina protegida y plataforma marina abierta somera. La sedimentación de la mitad inferior de esta formación se realiza dentro del ciclo regresivo, ya iniciado, mientras que la sedimentación de la mitad superior se realiza dentro de un episodio transgresivo.

A partir de los datos presentados acerca del Grupo Rañeces en la zona de Cabo Peñas, la correlación litológica con la sucesión del Antiforme de Caranga-Trubia no es inmediata. No obstante, sí es posible encontrar algunas similitudes entre ambas sucesiones, especialmente para la parte alta de las series.

Las rocas que componen el tramo 4 descrito en el presente trabajo (Fig. 6B), alternancia de pizarras, calizas margosas, margas y calizas generalmente de color gris y pardo-amarillento y en ocasiones colores rojizos, así como su espesor, coinciden en gran medida con la descripción realizada por García-Alcalde (1992) para la Formación La Ladrona. Asimismo, los elementos paleontológicos que se encuentran en niveles lumaquéllicos, principalmente braquiópodos de gran tamaño, coinciden con los señalados en la Formación La Ladrona por García-Alcalde (1992) lo que permite establecer una correlación bioestratigráfica precisa con dicha formación.

Los tramos 5, constituido fundamentalmente por calizas y calizas margosas, y 6, compuesto fundamentalmente por pizarras (Fig. 6B), tienen una gran seme-

janza litológica con la Formación Aguión, en la que García-Alcalde (1992) describe una parte baja con predominio de calizas y una parte alta con predominio de pizarras (Fig. 6A). Lo más característico en ambas sucesiones es el predominio de tonalidades rojizas y la presencia de niveles encriníticos. Además, la presencia de *Triblyocrinus flatheanus* que aparece en el tramo 5, y la posición estratigráfica del tramo 6, inmediatamente por debajo de la Formación Moniello, aproximan ambos tramos a la Formación Aguión. En el trabajo de Vera de La Puente (1989) se indica que las calizas de la parte baja de la Formación Aguión son bioclásticas al igual que las calizas descritas en el tramo 5 de la serie del Antiforme de Caranga-Trubia. Además, en ese mismo trabajo se indica la presencia de esporádicos niveles dolomíticos en la parte media/alta de la sucesión así como bioturbación en los términos margosos y pizarrosos, rasgos que también se describen en el tramo 6. El espesor que suman los tramos 5 y 6 es similar al de la Formación Aguión en Cabo Peñas o ligeramente superior. Debido a las semejanzas descritas, los tramos 5 y 6 y la Formación Aguión se consideran correlativas.

La correlación litológica de los tres tramos basales diferenciados en el área del Antiforme de Caranga-Trubia (Fig. 6B) con las formaciones Nieva y Bañugues (Fig. 6A) es más difícil de realizar. En primer lugar, y como ya se ha indicado previamente, la diferencia más sobresaliente es la existencia de un nivel de areniscas en la serie del Antiforme de Caranga-Trubia (tramo 2 de la Fig. 6B) que falta en la sucesión de Cabo Peñas (Fig. 6A). Otra diferencia es que en la zona del Antiforme de Caranga-Trubia la serie se inicia con un tramo de dolomías arenosas con intercalaciones de pizarras (tramo 1 de la Fig. 6B), mientras que en la serie de Cabo Peñas la sucesión comienza con la Formación Nieva, constituida fundamentalmente por calizas y niveles esporádicos de dolomías y pizarras (Truyols *et al.*, 1990; García-Alcalde, 1995) (Fig. 6A). Al S de Cabo Peñas, dentro de la Unidad de Somiedo e inmediatamente al O de la zona aquí estudiada, Bastida y Castro (1988) indican que el Grupo Rañeces también comienza con una unidad de dolomías. Así pues, la correlación entre la parte baja de las dos series es muy difícil. A pesar de ello, es posible encontrar algunas similitudes litológicas. La más obvia es que tanto el tramo 3, en el área del Antiforme de Caranga-Trubia (Fig. 6B), como la Formación Bañugues, en Cabo Peñas, (Fig. 6A), situadas respectivamente inmediatamente bajo el tramo 4, y la Formación La Ladrona son unidades estratigráficas que están constituidas fundamentalmente por dolomías. Además, en el tramo 3 se citan niveles de brechas intraformacionales, laminaciones de algas y grietas de desecación, características que también se mencionan en la descripción que Zamarreño (1976) hace de la Formación Bañugues en la costa. No obstante, el espesor que representan estas dos unidades es muy diferente (Fig. 6). El tramo 1 de dolomías diferenciado en este trabajo se corresponde con la unidad calcáreo-lutítica que aparece descrita en el trabajo de

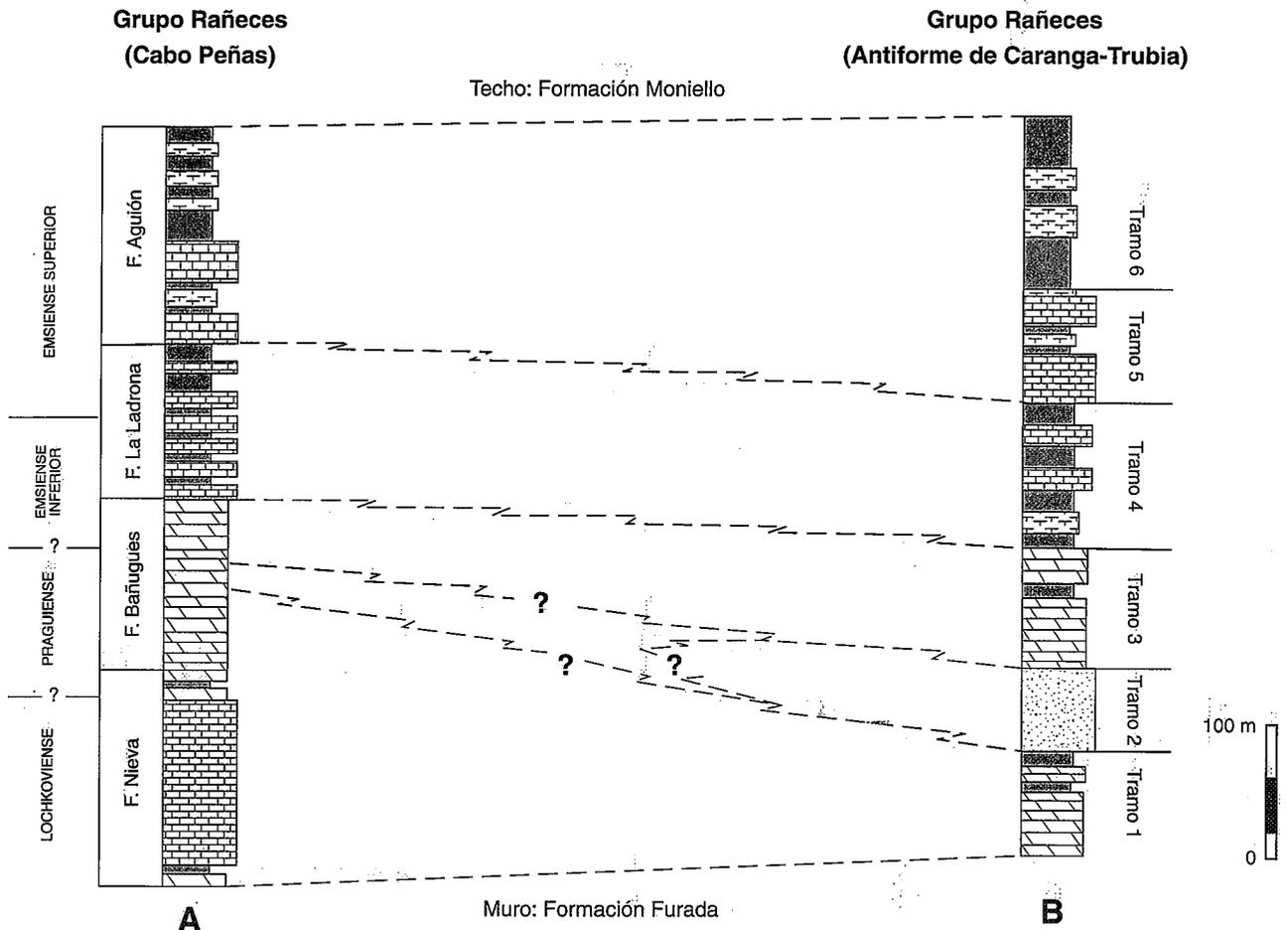


Figura 6.- Esquema de correlación del Grupo Rañeces entre la serie de Cabo Peñas descrita por García-Alcalde (1992) (columna A) y la serie del Antiforme de Caranga-Trubia que aparece en la figura 5 (columna B).

Vera de la Puente (1988) como calizas dolomitizadas y, por tanto, se pueden correlacionar litológicamente total o parcialmente con la Formación Nieva. En general, para la parte baja de las dos series, lo que se observa es un cambio lateral de facies consistente en el paso de 350 m de serie que en la zona de Cabo Peñas suman las formaciones Nieva y Bañugues, constituidas esencialmente por calizas la primera, y por dolomías la segunda, a una serie de menor espesor, aproximadamente 250 m, constituida fundamentalmente por dos niveles de dolomías y uno de areniscas intermedio en la zona del Antiforme de Caranga-Trubia (Fig. 6). Desde el punto de vista cronoestratigráfico tanto el tramo 1 (Fig. 6B) como la mayor parte de la Formación Nieva (Fig. 6A) son de edad Lochkoviense. Si atendemos a la interpretación de la evolución de la sedimentación a lo largo de las dos columnas, la sedimentación del tramo 2, constituido fundamentalmente por areniscas, coincide con un momento máximo regresivo al igual que la parte media/alta de la Formación Bañugues. Esto indica que el tramo 2 correspondería a un cambio lateral de la parte media de la Formación Bañugues; el tramo 1 equivaldría a la Formación Nieva y la parte baja de la Formación Bañugues; y el tramo 3 se correlacionaría litológicamente con la parte alta de la Formación Bañugues.

### Conclusiones

La representación cartográfica de contactos litológicos dentro del Grupo Rañeces en todo el ámbito del Antiforme de Caranga-Trubia y el levantamiento de columnas estratigráficas parciales ha permitido dividir esta unidad en seis tramos. Estos tramos están constituidos fundamentalmente, de muro a techo, por: 1) dolomías y pizarras; 2) areniscas; 3) dolomías; 4) pizarras, calizas margosas y margas; 5) calizas y calizas margosas; 6) pizarras y margas. La serie diferenciada en esta parte de la zona central de Asturias, dentro de las unidades de La Sobia y del Aramo, se ha comparado con las formaciones reconocidas en la costa de Cabo Peñas, dentro de la Unidad de Somiedo, por García-Alcalde (1992) (de muro a techo: Formación Nieva, Formación Bañugues, Formación La Ladrona y Formación Aguión) con el objeto de establecer una correlación entre ambas. Para ello, además de la composición litológica de cada una de las unidades, se han tenido en cuenta otros aspectos como los colores de las rocas, el espesor de las unidades, las estructuras sedimentarias que se observan, la posición estratigráfica de cada tramo y la evolución vertical de las dos columnas en cuanto a medios sedimentarios. Ambas sucesiones se ubican en dominios paleogeográficos diferentes estando situa-

da nuestra zona de estudio más próxima al área fuente. Esto se traduce en desigualdades entre las sucesiones que no siempre permiten una correlación inmediata entre las unidades reconocidas. Existe una buena correlación tanto litológica como temporal para la mitad superior del Grupo Rañeces. Así, se propone que el tramo 4 de los aquí diferenciados se correlaciona con la Formación La Ladrona; y los tramos 5 y 6 se correlacionan respectivamente con la parte baja y alta de la Formación Aguión. Por el contrario, hay marcadas diferencias en la parte baja de la sucesión. La diferencia principal viene señalada por la presencia, en la zona del Antiforme de Caranga-Trubia, de un tramo de areniscas y que, por comparación no solo con la sucesión de la costa de Cabo Peñas sino con todas las series descritas para la Zona Cantábrica, hacen de ella una serie atípica. La correlación de la parte baja de las sucesiones es pues difícil de establecer. Basándonos en la evolución de la sedimentación, sugerimos que las formaciones Nieva y Bañugues, de la zona de Cabo Peñas, formadas respectivamente por calizas y dolomías, pasan lateralmente hacia el Antiforme de Caranga-Trubia a una serie formada por tramos de dolomías y uno de areniscas intercalado de la siguiente forma: el tramo 1 correspondería a un cambio lateral de la Formación Nieva y parte baja de la Formación Bañugues, el tramo 2 a una variación lateral de la parte media de la Formación Bañugues, y el tramo 3 se correlacionaría litológicamente con la parte alta de la Formación Bañugues.

Este trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Educación y Ciencia (Beca F. P. I. 1990-93) y por el Principado de Asturias (Beca de reincorporación de doctores y tecnólogos 1997-98 dentro del II Plan Regional de Investigación). Agradecemos las indicaciones y sugerencias aportadas por J. Poblet y dos revisores anónimos en la mejora del manuscrito. Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto AMB95-0922-CO2-02 (Estudio geofísico y geodinámico de la litosfera en la prolongación occidental de los Pirineos: Cuenca Vasco-Cantábrica y Margen Cantábrico) de la DGICYT.

## Bibliografía

- Almela, A., García-Fuente, S. y Ríos, J. M. (1956): Mapa Geológico de España e. 1:50.000, Hoja nº 52 (Proaza). *Inst. Geol. Min. España*.
- Arbizu, M. (1972): El Devónico Inferior de la costa asturiana entre la punta de Narvata y la ensenada de Moniello. *Brev. Geol. Astúrica*, 16 (3): 33-39.
- Arbizu, M., García-Alcalde, J. L., García-López, S., Méndez-Bedia, I., Sánchez de Posada, L. C., Soto, F. M., Truyols, M., Truyols, J., Alvarez, F., Méndez, C. y Menéndez, J. R. (1979): Biostratigraphical study of the Moniello Formation (Cantabrian Mountains, Asturias, NW Spain). *Geologica et Palaeontologica*, 13: 103-124.
- Barrois, C. (1882): Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galicie. *Mem. Soc. Geol. Nord.*, 2 (1): 630 p.
- Bastida, F. y Castro, S. (1988): Estructura del sector septentrional de la escama de Tameza (Zona Cantábrica, NW de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 17: 67-85.
- Bulnes, M. (1989): *La estructura del área situada en el entorno de las localidades de Trubia, Proaza y Sama de Grado (Zona Cantábrica, NO de España)*. Seminario de investigación, Universidad de Oviedo (inédito), 23 p.
- Bulnes, M. (1991): Geometry and structural evolution of the Caranga antiformal stack (Cantabrian Zone, NW Spain). *Mitt. aus den Geol. Inst. ETH Zürich, Neue Folge*, 239b: 107.
- Bulnes, M. (1995): *La estructura geológica del valle del río Trubia (Zona Cantábrica, NO de España)*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo (inédito), 255 p.
- Comte, P. (1959): Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 60: 1-440.
- De Sitter, L. V. De (1950): *The development of the Paleozoic in North West Spain*. Geol. Mijnbouw, 11. Heerlen, 1949. Trad. esp. por A. Almela. *El desarrollo del Paleozoico en el Noroeste de España*. Publ. Ext., Serie Esp., t. V. Madrid.
- García-Alcalde, J. L. (1984): El Devónico Inferior de la Cordillera Cantábrica. Convenio I.G.M.E.-I.G.A. *Paleontología*. Informe nº 3, Oviedo.
- García-Alcalde, J. L. (1992): El Devónico de Santa María del Mar (Castrillón, Asturias, España). *Rev. Esp. Paleo.*, 7 (1): 53-79.
- García-Alcalde, J. L. (1995): L'évolution paléogéographique pré-varisque de la zone cantabrique septentrionale (Espagne). *Rev. Esp. Paleo.*, 10 (1): 9-29.
- García-Alcalde, J. L. y Racheboeuf, P.R. (1978): Nouveaux brachiopodes Chonetacea du Dévonien de la Cordillère Cantabrique (Nord Ouest de l'Espagne). *Geobios*, 11 (6): 835-865.
- García-Alcalde, J. L., Arbizu, M. A., García-López, S., y Méndez-Bedia, I. (Eds) (1979): *Guidebook of the field trip. International Meeting Subcommission on Devonian Stratigraphy*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Oviedo, 1-41.
- García Fuente, S. (1952): Geología del Concejo de Teverga (Asturias). *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 64: 345-456.
- García Fuente, S. (1953): Geología de los Concejos de Proaza y Tameza (Asturias). *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 65: 271-324.
- García-Ramos, J. C. (1978): Estudio e interpretación de las principales facies sedimentarias comprendidas en las formaciones Naranco y Huergas (Devónico Medio) en la Cordillera Cantábrica. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 10: 195-247.
- Llopis Lladó, N. (1958): Las bases estratigráficas del Devónico de Asturias. *Brev. Geol. Astúrica*, 1-2: 13-21.
- Llopis Lladó (1961): Estudio geológico de la región de cabo Peñas (Asturias). *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 72: 233-348.
- Méndez-Bedia, I. (1976): Biofacies y litofacies de la Formación Moniello-Santa Lucía (Devónico de la Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 9: 1-93.
- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J. L., Marquínez, J., Aller, J., Álvarez-Marrón, J., Marcos, A. y Pulgar, J. A. (1988): A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: The Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorican Arc). *Tectonics*, 7 (3): 517-537.
- Radig, F. (1962): Zur Stratigraphie des Devons in Asturien (Nord-Spanien). *Geol. Rundschau*, 51 (1): 249-267.
- Schulz, G. (1858): *Mapa y descripción geológica de la provincia de Oviedo*. José González Impr., 138 p.
- Truyols, J. y García-Alcalde, J. L. (1982): Aspectos biostratigráficos del Devónico Cantábrico (España). *Curso de Conf. Programa Int. Correl. Geol. (1981)*. R. Acad. Ci.

- Ex. Fis. Nat.*, 2: 9-30.
- Truyols, J. y Julivert, M. (1976): La sucesión paleozoica entre Cabo Peñas y Antromero (Cordillera Cantábrica). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 8: 5-30.
- Truyols, J., Arbizu, M. A., García-Alcalde, J. L., García-López, S., Méndez-Bedia, I., Soto, F. and Truyols-Masoni, M. (1990): The Asturian-Leonese Domain (Cantabrian Zone). En: *Pre-Mesozoic geology of Iberia* (R. D. Dallmeyer y E. Martínez-García, Eds), Springer Verlag, Berlin, 10-19.
- Vera de la Puente, C. (1988): *Estratigrafía, sedimentología y paleogeografía de los Grupos Rañeces y La Vid en la Cordillera Cantábrica (Asturias y León)*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo (inédito), 653 p.
- Vera de la Puente, C. (1989): Revisión litoestratigráfica y correlación de los Grupos Rañeces y La Vid (Devónico Inferior de la Cuenca Astur-Leonesa). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 18: 53-65.
- Zamarreño, I. (1976): Depósitos carbonatados de tipo «tidal flat» en el Devónico inferior del NW de España: Las Dolomías de Bañugues. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 8: 59-85.

*Manuscrito recibido el 28 de Julio de 1998*

*Aceptado el manuscrito revisado el 20 de Mayo de 1999*