

MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA
SECRETARIA DE LA ENERGIA Y RECURSOS MINERALES

**INFORME SEDIMENTOLOGICO
DE LA HOJA 12-08 RIELLO**



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

Nº HOJA: 12-07 (102)

NOMBRE: BARRIOS DE LUNA

PROVINCIA: LEON

GRUPO DE TRABAJO: ALVARO ENRILE ALBIR (INYPESA)

NOMBRE LOCAL: IREDE DE LUNA-2

IDENTIFICACION DE MUESTRAS: [blanco]

SERIE Nº: 01

ESCALA: 1:100

COORDENADAS X: 418.600 Y: 918.000 Z: 1.260

FECHA: AGOSTO-86

CROQUIS

LOCALIZACION



En la vertiente derecha arroyo de Loma Matona al Sur del pueblo de Irede de Luna, camino del cementerio.

RELEVANTE	REPRESENTACION GRAFICA (TEXTURAS ESTRUCTURAS FOSILES)			PETROGRAFIA (MUESTRAS)	ANALISIS QUANTITATIVO	DESCRIPCION Y OBSERVACIONES DE CAMPO PALEONTOLOGIA	UNIDADES ESTRATIGRAFICAS
	MUESTRA	TEXTURA	ESTRUCTURA				
	ESMA 2004	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2007	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2008	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2009	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2010	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2011	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2012	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2013	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2014	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2015	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2016	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2017	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2018	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2019	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2020	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2021	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2022	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2023	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2024	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2025	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2026	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2027	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2028	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2029	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2030	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2031	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2032	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2033	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2034	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2035	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2036	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2037	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2038	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2039	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2040	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2041	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2042	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2043	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2044	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2045	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2046	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2047	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2048	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2049	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2050	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2051	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2052	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2053	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2054	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2055	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2056	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2057	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2058	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2059	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2060	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2061	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2062	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2063	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2064	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2065	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2066	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2067	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2068	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2069	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2070	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2071	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2072	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2073	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2074	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2075	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2076	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2077	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2078	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2079	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2080	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2081	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2082	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2083	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2084	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2085	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2086	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2087	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2088	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2089	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2090	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2091	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2092	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2093	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2094	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2095	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2096	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2097	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2098	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2099	[Diagrama]	[Diagrama]				
	ESMA 2100	[Diagrama]	[Diagrama]				

FORMACION CANDANA-HERRERIA

CAMBRIO INFERIOR

DEPOSITOS MARINOS SOMEROS (NEARSHORE) Y SECUENCIAS DE PROGRADACION DE APARATOS DISTRIBUIDOS DE TIPO FAN-DELTA

PRECAMBRIO (PROTEROZOICO)

INFORME SEDIMENTOLOGICO DE LA HOJA 12-08 RIELLO

MEMORIA

Marzo, 1.987

EQUIPO DE TRABAJO

ENRILE ALBIR, ALVARO	INYPSA
GONZALEZ LASTRA, JUAN	INYPSA
MAYMO ASSES, ALBERTO	INYPSA

COLABORADORES

ARAMBURU HIGUERA, CARLOS	Universidad de Oviedo
GARCIA RAMOS, JOSE CARLOS	Universidad de Oviedo

INDICE

	Página
1. PRECAMBRICO	1
1.1. Generalidades	1
1.2. Estratigrafía del Precámbrico en el sector Sur del Antiforme del Narcea	2
1.3. Sedimentología de la Formación Mora. Observaciones sedimentológicas en el Precámbrico de Rosales	4
1.3.1. Litología de la Formación Mora	5
1.3.2. Columna de la carretera de La Magdalena Km. 2,800 al 3,800. Serie nº 1.	6
1.3.3. Columna del Valle Grande de Salce. Serie nº 2	8
1.3.4. Columna de Irede de Luna-1. Serie nº 3	9
1.3.5. Columna de Rosales. Serie nº 4	10
1.3.6. Conclusiones. Paleogeografía	11
2. FORMACION CANDANA-HERRERIA	13
2.1. Generalidades	13
2.2. Sedimentología de la Formación Candana-Herrera en la zona de Riello	15
2.2.1. Litología de la Formación Candana-Herrera	15
2.2.2. Columna de Irede de Luna-2. Serie nº 5	16
2.2.3. Columna de Trascastro de Luna. Serie nº 6	17
2.2.4. Observaciones en afloramientos locales	19
2.2.5. Conclusiones. Paleogeografía	20
3. FORMACION VEGADEO	22
3.1. Generalidades	22
3.2. Columna del río Negro de Rosales. Serie nº 7	23
3.3. Conclusiones	25

	Página
4. SERIE DE LOS CABOS Y CAPAS DE TRANSICION	26
4.1. Generalidades	26
4.2. Sedimentología de la Serie de los Cabos y de las Capas de Transición	30
4.2.1. Litología de la Serie de los Cabos y de las Capas de Transición	31
4.2.2. Columna de la Punta de la Osa (Sección de cabo Busto). Serie nº 8	31
4.2.3. Columna de Villarmeriel. Serie nº 9	34
4.2.4. Columna en la pista de la Utrera a Escuredo. Serie nº 10	35
4.2.5. Columna del río Omañas entre Trascastro y la Garandilla. serie nº 11	35
4.2.6. Observaciones en afloramientos puntuales	36
4.3. Conclusiones. Paleogeografía	38
5. FORMACION PIZARRAS DE LUARCA	41
6. FORMACION AGÜEIRA	43
6.1. Generalidades	43
6.2. Sedimentología de la Formación Agüeira	47
6.2.1. Litología de la Formación Agüeira	47
6.2.2. La Formación Agüeira en el Dominio del Navia-Alto Sil. Relación de afloramientos estudiados	48
6.2.3. Columna del río Nodellos (Tremor). Serie nº 12	52
6.3. Conclusiones. Paleogeografía	53
7. CARBONIFERO. CUENCAS ESTEFANIENSES	56
7.1. Sector Oeste de la Cuenca de La Magdalena (Subcuenca de Cornombre-La Urz)	56

	Página
7.2. Sector Este de la Cuenca Carbonífera del Bierno. Columna del río Fresno (Tremor). serie nº 13	58
8. CRETACICO. FORMACION VOZNUEVO. SERIES N ^{os} . 14 y 15	61
9. SISTEMAS ALUVIALES NEOGENOS	63
9.1. Sistema de Veguellina de la Cepeda. Serie nº 16	64
9.2. Sistema de Ferreras-Forcadas. Series nºs 17 y 18	65
10. PLIOCUATERNARIO. LA RAÑA	66
11. BIBLIOGRAFIA	67

1. PRECAMBRICO

1.1. Generalidades

En la mitad Norte de la Hoja de Riello una importante superficie está ocupada por materiales, reconocidos regionalmente como precámbricos, dentro de la banda de afloramientos, que siguiendo direcciones hercínicas es conocido como Antiforme del Narcea.

El contacto Cámbrico-Precámbrico, es visible cerca del borde N y NE de la Hoja, en Irede de Luna y en la carretera La Magdalena-Villablino cerca del cruce a Portilla de Luna. Se trata de una clara discordancia angular, que no deja dudas acerca de la posición de estos materiales, con respecto a la Formación Candana-Herrería, formación datada en su techo como Cámbrico inferior. Esta discordancia no es visible al Sur del Antiforme. Sin embargo, también esta relación Cámbrico-Precámbrico es discordante, ya que se ha deducido así por razones estructurales.

La Hoja de Riello comprende parte de la rama Sur del Antiforme del Narcea, donde se han descrito con mayor detalle las características litológicas, sedimentológicas y estructurales del Precámbrico y también, es en este sector, donde se ha intentado establecer la estratigrafía de estos materiales.

La denominación formal del Precámbrico del Norte del Antiforme es Formación Mora. Término introducido por DE SITTER (1961) en el corte tipo de Mora de Luna, localidad cercana al límite N.E. de la Hoja de Riello. Anteriormente LOTZE (1956) había descrito las Pizarras del Narcea, en el sector central del Antiforme. Esta denominación no es utilizada normalmente.

Dentro del Antiforme del Narcea diversos autores describen términos arenosos más o menos feldespáticos y con variable contenido en fragmentos de rocas, esquistos, ortogneises y porfiroides. Estos dos últimos materiales parecen ligados a procesos volcánicos y abundan en el sector Central y Rama Norte del Antiforme (Pola de Allande y Cudillero por ejemplo).

En esta Zona Sur del Antiforme del Narcea PEREZ ESTAUN (1973-1975-1978) establece una sucesión estratigráfica, donde diferencia litológicamente tres unidades, que ordena temporalmente. Son de más antigua a más moderna: serie con porfiroides, micaesquistos y areniscas, serie de grauvacas y pizarras, que se ha interpretado como una secuencia turbidítica generalmente distal, con algunos episodios proximales PEREZ ESTAUN (1978) y serie de pizarras.

DOZY (1983) propone una edad Brioveriense medio para la Formación Villalba, unidad equivalente a la Formación Mora en el dominio del Manto de Mondoñedo.

1.2. Estratigrafía del Precámbrico en el sector Sur del Antiforme del Narcea

Con el propósito de establecer una sucesión estratigráfica válida para cartografiar el Precámbrico, se hizo un recorrido minucioso de los afloramientos, con especial atención a aquellos cortes, en donde se habían descrito los tipos litológicos, base de la sucesión estratigráfica descrita por PEREZ ESTAUN (1973, 1975).

Estos recorridos se realizaron conjuntamente con el responsable de la cartografía de la Hoja: Luis Miguel Martín Parra, especializado en cartografía en regiones con esquistosidad generalizada. El propósito era emplear todo tipo de criterios válidos para establecer la sucesión estratigráfica o los diferentes tipos litológicos, si la relación temporal de éstos fuera difícil de establecer.

La unidad inferior, la serie de porfiroides, descrita cerca de Aguasmestas, no presentaba unas características claramente diferenciables en campo. Si era evidente en los afloramientos la existencia de una intensa deformación. Por ello, se tomaron muestras de todo el área descrita como abundante en porfiroides. Al microscopio las láminas muestran la importante deformación sufrida por las rocas.

En la serie de pizarras (unidad superior), los cortes visitados mostraban una roca con una marcada anisotropía de origen incierto, solo en algunas zonas se distinguía de visu, alguna crenulación. Aquí también fue

necesario recolectar un importante número de muestras, que estudiadas en el microscopio evidencian la intensa deformación sufrida por estas rocas.

Las características microscópicas de estos materiales supuestamente de origen volcánico o de carácter pizarroso muestran una fábrica, originada por la deformación hercínica. Esta deformación enmascara las características primitivas de la roca casi totalmente, aunque la litología a veces si es identificable. La esquistosidad es la responsable del aspecto pizarroso de la roca en los afloramientos.

El Precámbrico de la Hoja de Riello situado al Sur de la falla de Cornombre-La Urz, está afectado por importantes franjas de deformación de notable importancia cartográfica. Sin embargo, la existencia de estas bandas muy deformadas hace que casi todos los materiales precámbricos se encuentren afectados notablemente.

Solo en algunas zonas como la situada en el mismo pueblo de Rosales, en el centro de la Hoja, ha sido afectada en menor medida por la tectónica. Las características del Precámbrico aflorante en Rosales (areniscas y limolitas) son similares al aflorante al Norte de la falla de Cornombre-La Urz que corresponde a la serie de grauvacas y pizarras, término intermedio de la sucesión estratigráfica establecida por PEREZ ESTAUN (1978). En este Precámbrico menos deformado de Rosales se ha podido levantar una columna estratigráfica que sera descrita posteriormente.

La falla de Cornombre-La Urz y una franja de afloramientos post-hercínicos de edad Estefaniense B, que coinciden con su trazado, limitan un precámbrico muy tectonizado situado al Sur, de otro con escasa deformación situado al Norte. Estos materiales septentrionales de la Hoja, son similares a los que se encuentran en el corte tipo del rio Luna, donde se describió la Formación Mora. Tambien son comparables con el Precámbrico de Irede, el Valle Grande de Salce y la carretera La Magdalena a Villablino Km. 2,800 a 3,800, en cuyos buenos afloramientos, se han realizado los estudios sedimentológicos de la Formación Mora. Aun situados fuera de la Hoja, los datos obtenidos son asimilables al Precámbrico Norte de la Hoja de Riello.

El afloramiento precámbrico de Rosales, con características similares a la serie de grauvacas y pizarras, PEREZ ESTAUN (1978), está situado en el centro de la Hoja. Por el Sur está en contacto mediante falla con el Cámbrico de la zona Astur Occidental-Leonesa y por el Norte, Este y Oeste pasa gradualmente al precámbrico afectado por las bandas de intensa deformación. Rosales es una localidad donde el precámbrico ha sido preservado de la deformación.

El precámbrico Norte de la Rama Sur del Antiforme del Narcea en la Hoja de Riello, posee unas características similares a las de la antigua serie de grauvacas y pizarras PEREZ ESTAUN (1978). No parece existir en esta Rama Sur criterios para separar cartográficamente otro tipo de materiales precámbricos. Las diferencias macroscópicas del Precámbrico al Sur de la falla de Cornombre-La Urz, se deben en su mayor parte a los diferentes grados de deformación de las rocas.

El nombre formal propuesto para el Precámbrico del Norte de la hoja es el de Formación Mora, DE SITTER (1961).

La potencia medida en las diferentes secciones estratigráficas levantadas en la zona Norte es: carretera La Magdalena-Villablino Km. 2,800 a 3,800, 500 m.; Valle Grande de Salce, 800 m. No existe un corte completo de estos materiales, pero puede suponerse un espesor entorno a los 1500 m. Valores similares han sido propuestos por otros autores como PEREZ-ESTAUN (1978) 1.500-1.700 m.

1.3. Sedimentología de la Formación Mora. Observaciones sedimentológicas en el Precámbrico de Rosales

Para la obtención de datos sedimentológicos, se ha realizado el levantamiento de columnas estratigráficas de detalle, en la carretera de La Magdalena a Villablino Km. 2,800 a 3,800 y en Rosales y secciones a menor escala en el Valle Grande de Salce y en Irede. En casi todas estas localidades también se han medido paleocorrientes y se han tomado muestras, para su estudio petrográfico.

1.3.1. Litología de la Formación Mora

En la Formación Mora destacan dos términos litológicos diferenciados:

Uno son rocas de granulometría fina; lutitas y limolitas de color verde y gris oscuro en corte fresco. Normalmente presentan una fina laminación de arenisca de grano muy fino. Parece predominar la limolita sobre los términos lutíticos. No son rocas con una composición simple debido a la profusa laminación.

Los términos más gruesos, tienen tamaños de grano de microconglomerado, muy grueso, grueso y medio principalmente. Suelen tener colores algo más claros que los términos finos, pero siguen conservando en muchos casos tonos oscuros. A veces son visibles cantos blandos de composición lutítica y limolítica asociados a las granulometrías más gruesas.

El componente predominante de estas rocas es el cuarzo, con porcentajes variables a veces de más del 15% de feldespatos, tanto potásicos como calcosódicos. También es variable el contenido en fragmentos de rocas metamórficas, volcánicas, lutitas y chert. También contienen clorita y pennina. En ocasiones hay cemento carbonatado, bastante escaso. Se observan fragmentos de rocas volcánicas reemplazados por carbonato. Suelen estar estos términos detríticos más gruesos bien clasificados y predominan los granos subredondeados.

Los términos arenosos pueden definirse como sublitoarenitas, subarcosas, litoarenitas feldespáticas y arcosas líticas. En ningún caso el contenido en matriz terrígena es notable, por lo que no se puede hablar de wackas en estas rocas precámbricas.

Los términos finos suelen estar afectados por pizarrosidad sedimentaria y a veces por esquistosidad.

1.3.2. Columna de la carretera de La Magdalena a Villablino Km. 2,800 al 3,800.

Serie nº 1.

En el borde NW de la Hoja de la Robla, se encuentra esta localidad, donde aflora un excelente corte de la Formación Mora. El grado de exposición se ve favorecido por la carretera, no existen tramos cubiertos y la tectónica existente no es muy intensa: pequeñas fracturas sencillas de reconstituir sin excesivo error. Las principales litofacies y secuencias pueden reconocerse, en tramos suficientemente potentes. La esquistosidad de primera fase, se manifiesta de una forma poco intensa en la parte superior de la serie, ayudando gracias a su refracción, a observar las diferencias litológicas. El corte se encuentra situado en la zona metamórfica de la clorita. Las capas estan invertidas.

Cerca de la base de la serie, se situa una discordancia y depósitos del Carbonífero Estefaniense. Bajo las brechas de color rojizo de origen precámbrico que marcan la discordancia, se encuentra el precámbrico in situ, todavia con tonos rojizos que de una manera difusa, adquiere las características de la roca no alterada.

Se han medido 481,03 m. y la serie finaliza en una zona plegada y fallada cerca ya de la discordancia con el cámbrico, donde las rocas estan algo rubefactadas.

Se ha numerado la serie aproximadamente cada 25 m., estando el origen en la base.

La litología fundamental, es la alternancia de areniscas y limolitas típica de la Formación Mora, definida en su corte tipo, muy cercano a esta serie. Las limolitas se encuentran profusamente laminadas y las areniscas tienen un grano muy grueso, grueso y medio, con cantos blandos asociados a las granulometrias más gruesas.

Se observa grano clasificación, superficies de reactivación, ripples de corriente a techo de capas, láminas convolutadas, huellas de carga y estructuras donde son susceptibles de ser medidas paleocorrientes, tales como "flutes", canales, "crescent-cast" y estriaciones de corriente.

Se identifican facies tipo C y D segun la terminologia empleada por MUTTI y RICCI LUCCHI (1975) en su estudio sobre abanicos submarinos. En ocasiones se identifican los subtipos C1 y D3. Corresponden a secuencias de BOUMA Ta/c/e; Tabc/e y Ta-c para las facies C1 y Te para las D3.

Estas facies se agrupan en secuencias claras de caracter negativo, muy abundantes en toda la columna. Las secuencias a veces son complejas. Tienen unas dimensiones metricas a decamétricas.

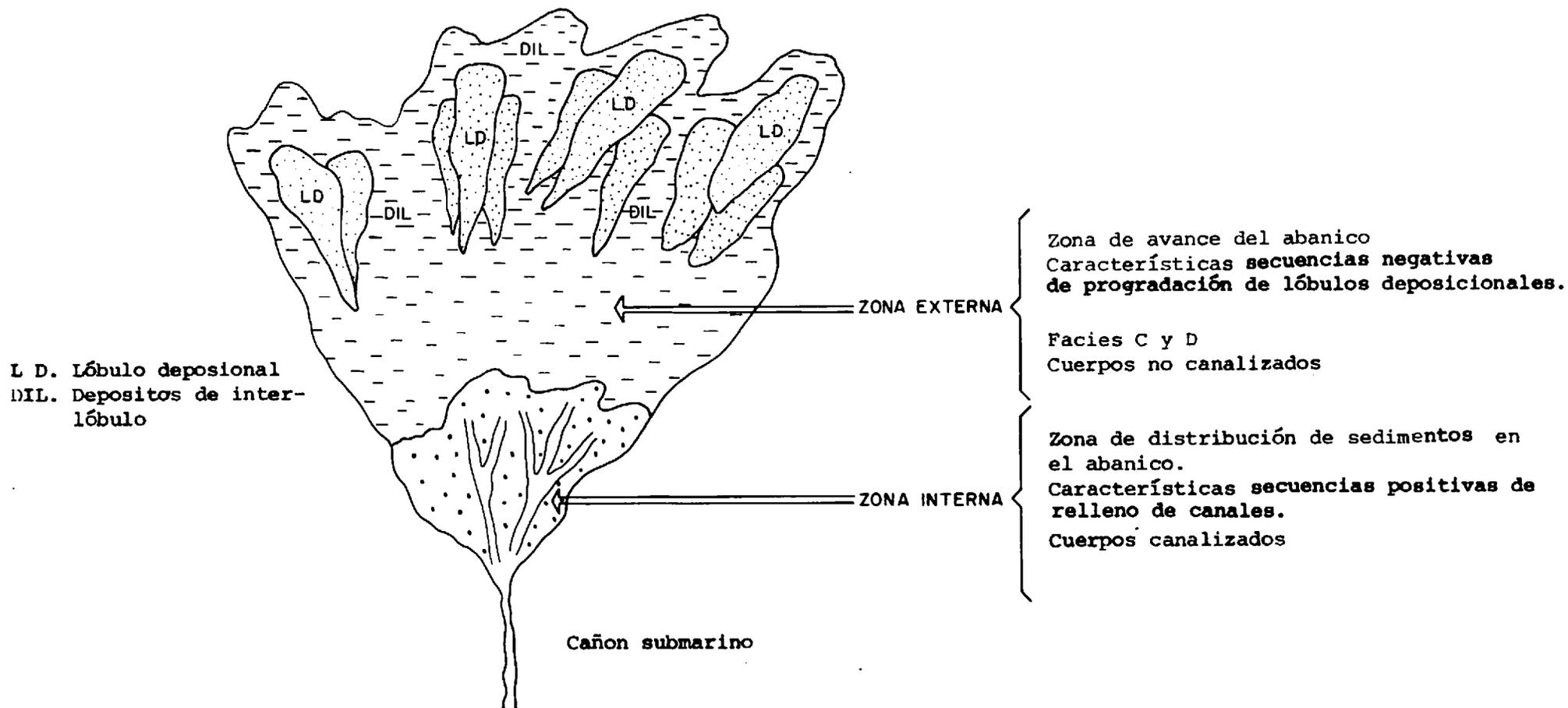
No se observan megasecuencias ni cambios notables en la ordenación de facies. Los cuerpos arenosos no estan canalizados y son planoparalelos a escala de afloramiento.

Estas características sedimentarias, sugieren subasociaciones de facies de zona externa de abanico submarino, en el sentido de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975). Las secuencias negativas características de la columna corresponderian a progradación de lobulos deposicionales con facies C pregradantes sobre depósitos interlobulo con predominio de facies D.

Según la terminologia de WALKER (1978) para abanicos submarinos ("submarine fan") las facies arenosas con grano clasificación característica corresponden a "suprafan-lobes" dentro del "mid-fan". Los intervalos limolíticos con capas y laminas de arenisca, serian depósitos característicos del "lower-fan".

Las variaciones más importantes de este esquema, observables en la columna, son aparentes secuencias positivas a techo de ciclos negativos, que siguiendo el esquema de MUTTI y RICCI-LUCCHI, podrian ser explicados como depósitos resultado de migraciones graduales de lobulos deposicionales.

Algunas intercalaciones de areniscas de granulometria gruesa y aspecto masivo, que se situan sin seguir ninguna pauta secuencial, podrian ser interpretadas como rellenos de canales, que podrian conectar estos lobulos deposicionales con la zona interna (zona de distribución de sedimentos) del abanico submarino.



ESQUEMA DE ABANICO SUBMARINO

(SIMPLIFICADO DE MUTTI Y RICCI LUCCHI, 1975)

PRECAMBRICO. FORMACION MORA
ESTACIONES DE PALEOCORRIENTES
COLUMNA DE LA CARRETERA DE LA MAGDALENA A VILLABLINO
Km. 2,800 al 3,800
SERIE Nº 1

SERIE INVERTIDA

Estación	marca	tipo	1	2	1 - 2	corrección magnética
A	1	Canal	250°	72°	178°	171° (dirección)
	2	Canal	250°	91°	159°	152° (dirección)
B	3	Estriaciones de corriente	257°	143°	114°	107° (dirección)
C	4	Estriaciones de corriente	244°	66°	178°	171° (dirección)
	5	Crescent y flutes	244°	246°	358°	351° (dirección)
	6	Estriaciones de corriente	244°	66°	178°	171° (dirección)
	7	Flutes	227°	263°	324°	317° (dirección)
	8	Estriaciones de corriente	249°	69°	180°	173° (dirección)
	9	Estriaciones de corriente	240°	171°	69°	62° (dirección)
	10	Estriaciones de corriente	240°	190°	50°	43° (dirección)
D	11	Estriaciones de corriente	304°	150°	154°	147° (dirección)
E	12	Estriaciones de corriente	274°	38°	236°	229° (dirección)
F	13	Estriaciones de corriente	262°	115°	147°	140° (dirección)
G	14	Estriaciones de corriente	237°	91°	146°	139° (dirección)
	15	Estriaciones de corriente	237°	86°	151°	144° (dirección)
	16	Estriaciones de corriente	272°	60°	212°	205° (dirección)
	17	Estriaciones de corriente	272°	50°	222°	215° (dirección)

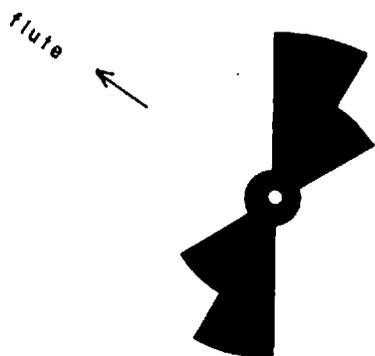
PRECAMBRICO. FORMACION MORA DEL VALLE GRANDE DE SALCE
ESTACIONES DE PALEOCORRIENTES
SERIE Nº 2

SERIE INVERTIDA

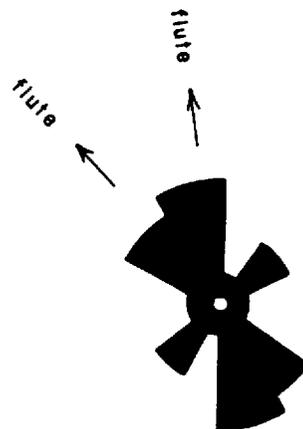
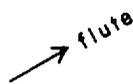
Estación	marca	tipo	1	2	1 - 2	corrección magnética
A	1	Estriaciones de corriente	246°	137°	109°	102° (dirección)
B	2	Estriaciones de corriente	250°	168°	82°	75° (dirección)
C	3		246°	56°	190°	183° (dirección) (3°)
	4		246°	47°	199°	192° (dirección) (12°)
	5		246°	43°	203°	196° (dirección) (16°)
	6		246°	30°	216°	209° (dirección) (29°)
	7		246°	33°	213°	206° (dirección) (26°)
D	8	Flutes	255°	188°	67°	60° (sentido)
E	9	Estriaciones de corriente	232°	89°	143°	136° (dirección)
F	10	Estriaciones de corriente	235°	59°	176°	169° (dirección)
	11	Estriaciones de corriente	235°	31°	204°	197° (dirección) (17°)
G	12	Flutes	228°	86° + 180° " 266°	360° - 38° " 322°	315° (sentido)
H	13	Estriaciones de corriente	222°	176°	46°	39° (dirección)
I	14	Estriaciones de corriente	222°	172°	50°	43° (dirección)
J	15	Estriaciones de corriente	221°	159°	66°	51° (dirección)
K	16	Estriaciones de corriente	221°	178°	47°	40° (dirección)

PRECAMBRICO DE SÁLCE

PRECAMBRICO DE LA CARRETERA
DE LA MAGDALENA A VILLABLINO
Km. 2'800 a 3'800



Nº 14. ESTRIACIONES DE CORRIENTE



Nº 15. ESTRIACIONES DE CORRIENTES
Y CANALES



20%

La medida de paleocorrientes indica un predominio de las direcciones Noroeste-Sureste con dos "flutes" que dan un sentido Nornoroeste y Noroeste.

1.3.3. Columna del Valle Grande de Salce. Serie nº 2.

Dentro de la Hoja de Barrios de Luna, al Noroeste de Salce, se encuentra este corte, donde son visibles alrededor de 800 m. de la Formación Mora. Sus características litológicas, son similares a la columna de la carretera de La Magdalena a Villablino. La deformación no es importante y se encuentra el corte dentro de la zona de la clorita.

La base de la columna, está cerca de la salida del pueblo de Salce hacia el Valle Grande, sobre una zona donde el precámbrico está cubierto. La discordancia con el cámbrico tampoco es visible estando cubierta también la parte superior de la columna.

Se encuentran estructuras sedimentarias similares a las del corte de la carretera de La Magdalena a Villablino. Existen en Salce además, escasos niveles slumpizados. Las principales estructuras sobre las que se han medido paleocorrientes, son estriaciones de corriente y flutes.

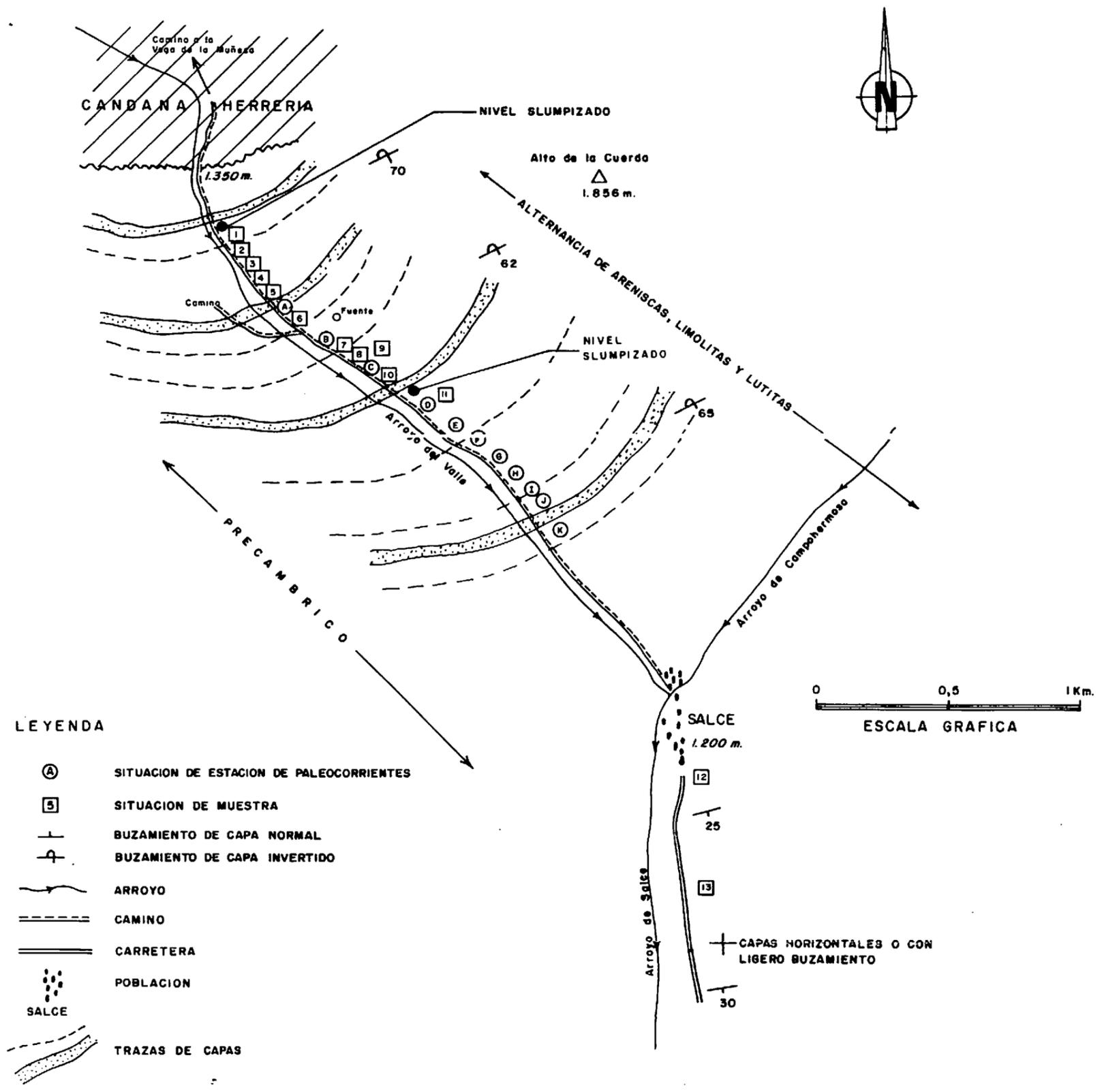
Se observan facies de MUTTI y RICCI LUCCHI tipo C y D y subtipos C1 y D3.

Están agrupadas estas facies formando secuencias negativas. Se observan también escasas secuencias positivas aparentes e intercalaciones de arenisca masiva.

Son asociaciones de facies de zona externa de abanico submarino: lobulos deposicionales y facies interlobulo según MUTTI y RICCI LUCCHI (1975) o depósitos del "mid-fan" ("suprafan-lobes") y "lower-fan" de un "submarine fan" en el sentido de WALKER (1978).

CROQUIS DEL PRECAMBRICO DEL VALLE GRANDE DE SALCE

Custo Agudo
 △
 1890 m.

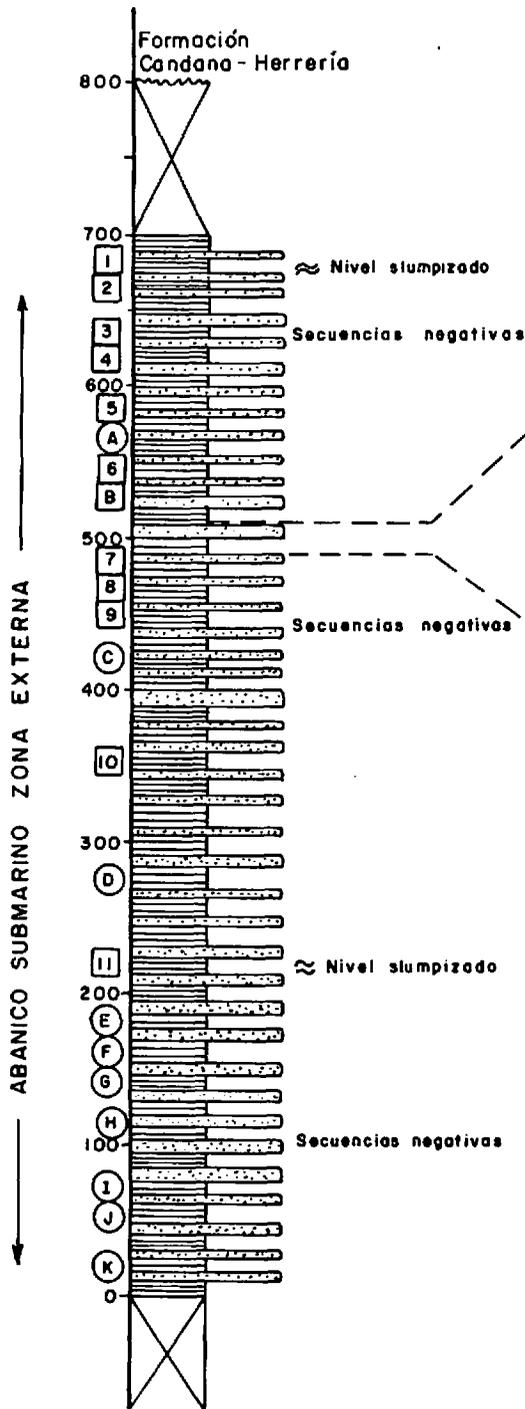


**RELACION DE MUESTRAS PRECAMBRICAS DEL
VALLE GRANDE DE SALCE**

1	EGMP 1005	Muestra para petrografia
2	EGMP 1006	Muestra para petrografia
3	EGMP 8661	Muestra para acritarcos
4	EGMP 8662	Muestra para acritarcos
5	EGMP 1007	Muestra para petrografia
6	EGEA 1008	Muestra para petrografia
7	EGMP 8663	Muestra para acritarcos
8	EGEA 1009	Muestra para petrografia
9	EGMP 8664	Muestra para acritarcos
10	EGMP 8665	Muestra para acritarcos
11	EGEA 1010	Muestra para petrografia
12	EGMP 8660	Muestra para acritarcos
13	EGMP 8659	Muestra para acritarcos

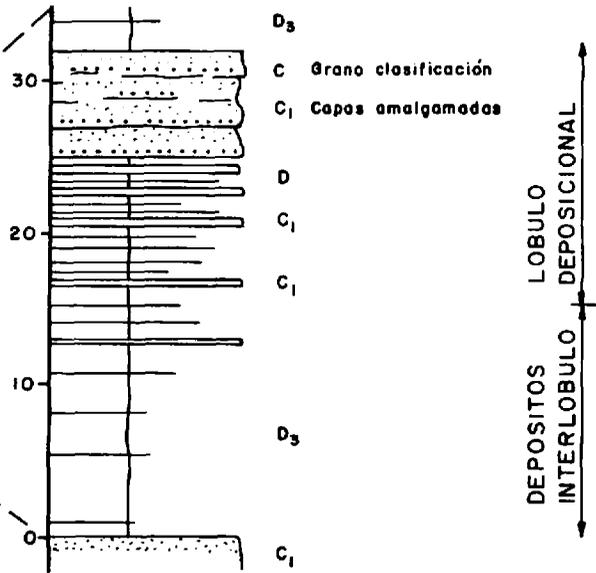
PRECAMBRICO. FORMACION MORA

COLUMNA DEL VALLE GRANDE DE SALCE. SERIE N° 2



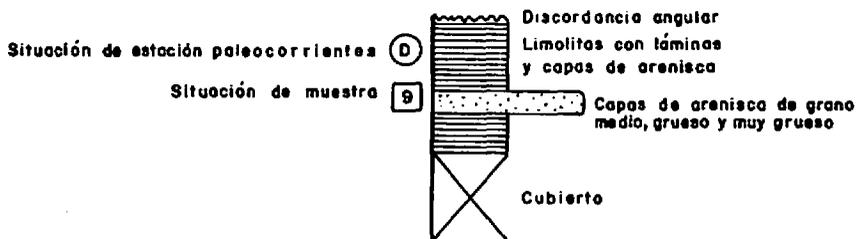
ESCALA 1:5.000

SECUENCIA NEGATIVA DE PROGRADACION DE LOBULO DEPOSICIONAL

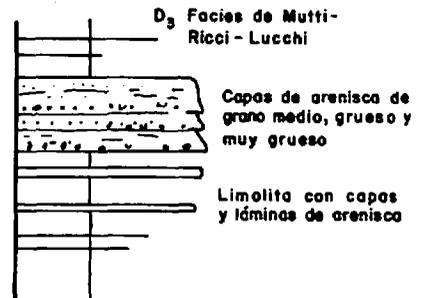


ESCALA 1:5.00

LEYENDA



ESCALA 1:5.000



ESCALA 1:5.00

Las paleocorrientes tienen una dirección dominante Noreste-Suroeste con dos "flutes" indicando un sentido Noroeste y Noreste respectivamente.

1.3.4. Columna de Irede de Luna-1. Serie nº 3.

Situada en la Hoja de Barrios de Luna al Sur del pueblo de Irede, en el valle del arroyo de Loma Majona. El afloramiento es mediocre y el nivel de observación esta por debajo del existente en los otros cortes de la Formación Mora.

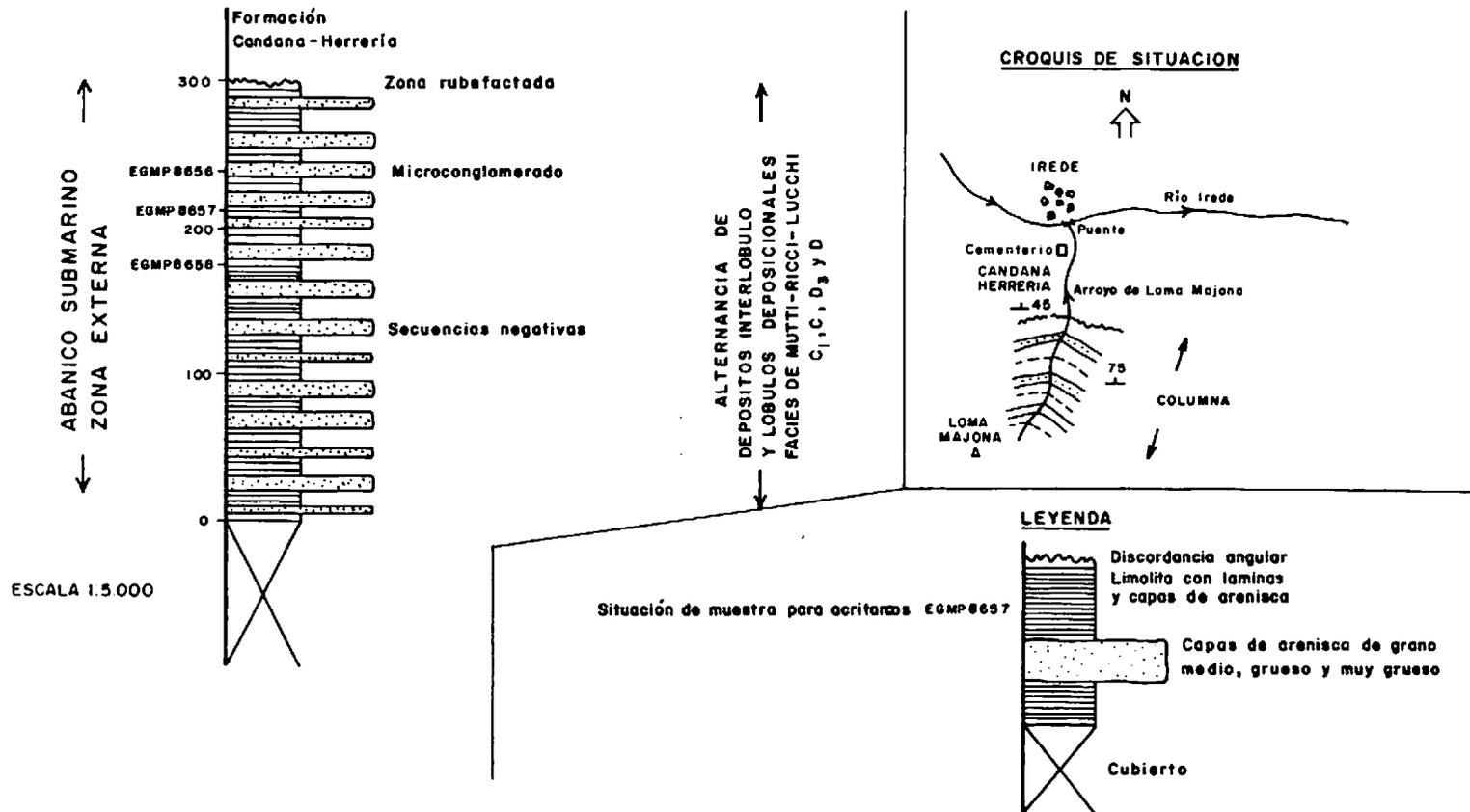
Aqui sin embargo se observa muy bien la rubefacción existente bajo la discordancia con el Cámbrico, de una manera mucho más clara que en el corte de la carretera La Magdalena-Villablino. VAN DEN BOSCH (1969), afirma que esta rubefacción es debida a exposición subaerea, aunque no da ningun argumento. Sin embargo estas alteraciones pueden producirse bajo el agua y tambien cabe la posibilidad de que el origen de esta rubefacción sea sedimentario, correspondiendo a un hipotético descenso en la velocidad de sedimentación. Solo uno o dos afloramientos con estas características de rubefacción, no son suficientes para elaborar criterios que favorezcan alguna de estas hipótesis. Seria deseable reunir más información en otras zonas donde sea visible el límite del Precámbrico del Antiforme del Narcea con el Cámbrico inferior de la zona Cantábrica, atendiendo a las características de la serie en la zona de la discordancia, con el fin de observar si esta rubefacción existe y en caso afirmativo, precisar en que litologias de la Formación Mora se situa.

Otro dato nuevo observado en la serie de Irede, es la existencia de microconglomerados, bastante mal clasificados, hallados en un bloque suelto. No fue posible identificar estos niveles in situ. Este dato ilustra, la escasa importancia de esta litologia microconglomerática, en el conjunto precámbrico que se ha reconocido en este estudio.

Las alternancias típicas de la Formación Mora son evidentes. No se observan tan claras las facies de MUTTI y RICCI-LUCCHI solo algunas facies C y D. Aunque es visible la ordenación de los cuerpos sedimentarios en secuencias negativas.

PRECAMBRICO FORMACION MORA

COLUMNA DE IREDE DE LUNA-1. SERIE N° 3



No se han encontrado estructuras susceptibles de ser utilizadas para la medida de paleocorrientes.

El ambiente deposicional interpretado para esta serie, es similar a las anteriores. Son depósitos de abanico submarino en su zona externa: lóbulos deposicionales y depósitos interlobulo según MUTTI y RICCI-LUCCHI (1975). Depósitos de "submarine fan", "supra-fanlobes" en el "mid fan" y sedimentos de "lower-fan" en el sentido de WALKER (1978).

1.3.5. Columna de Rosales. Serie nº 4.

Esta situada en el mismo pueblo de Rosales, en la zona central de la Hoja de Riello. Es el mejor afloramiento de Precámbrico al Sur de la falla de Cornombre-La Urz donde son visibles la características primarias del precámbrico.

La calidad del afloramiento, no es suficiente para distinguir estructuras sedimentarias elementales en este tipo de rocas, como la granoclasificación y por tanto no se pueden separar litofacies. Sin embargo en una sección de unos 90 m., a partir de datos litológicos, se observan claras secuencias negativas "thickening upward", comparables a las de los cortes precámbricos descritos al Norte de la falla de Cornombre-La Urz. La potencia de estas secuencias es también similar.

Estos depósitos precámbricos de Rosales, son interpretados por tanto de una forma parecida a los otros precámbricos descritos. Su ambiente deposicional corresponde a la zona externa de un abanico submarino, con sus lobulos deposicionales y depósitos interlobulo MUTTI y RICCI LUCCHI (1975) o depósitos de "submarine fan" ("supra fan-lobe" del "mid-fan" y sedimentos del "lower-fan") según WALKER (1978).

No obstante la escasa potencia de la columna y su situación geográfica al Sur de los anteriores cortes, obliga a cuestionar si esta interpretación es totalmente válida. El precámbrico de Rosales se ha depositado en un ambiente de abanico submarino, lo que es dudoso es la posición exacta

dentro de este aparato deposicional. No existe suficiente potencia en la serie, como para despejar la duda sobre la existencia de posibles variaciones secuenciales.

1.3.6. Conclusiones. Paleogeografía

En los dos mejores cortes de la Formación Mora: Carretera de La Magdalena a Villablino y Valle Grande Salce, existe una pauta secuencial muy clara. La potencia reconocida en estos cortes del Precámbrico, es suficiente como para llegar a conclusiones válidas sobre ambientes deposicionales. En los otros cortes: Irede y Rosales, faltan algunos elementos para el establecimiento de ambiente de depósito. Sin embargo las características observables en estas secciones permiten comparar estos cortes con las columnas más completas.

La Formación Mora en la zona estudiada, posee características sedimentológicas propias de depósitos de abanico submarino. Según la interpretación de MUTTI y RICCI-LUCCHI (1975) son depósitos de zona externa del abanico. Depósitos de "mid-fan" y "lower-fan" dentro de un "submarine fan" en el sentido de WALKER (1978).

No existen criterios, que puedan ayudar a precisar la profundidad del abanico submarino. Estos aparatos sedimentarios requieren para su formación la existencia de desniveles en la cuenca de sedimentación y el suministro de sedimentos susceptibles de ser inestabilizados, originando corrientes de turbidez. Esto no implica la existencia de taludes, ya que existen ejemplos de rampas con inclinación variada, en donde el incremento de profundidad se hace de una forma gradual.

Estas circunstancias pueden darse en submedios de una gran variedad de ambientes sedimentarios. Capas turbidíticas se han reconocido en medios someros marinos tales como frentes deltáicos e incluso en medios continentales lacustres. La ausencia de icnofauna tampoco ayuda a la hora de interpretar la profundidad de depósito.

Los tonos generalmente oscuros de las rocas de la Formación Mora, tampoco dan una idea clara acerca de las condiciones de depósito. Estos colores

oscuros, grises y verdes además de por razones sedimentarias (condiciones reductoras de la cuenca de sedimentación) ha podido ser adquirido durante la diagénesis, sin descartar la influencia que en el color de la roca haya podido tener el metamorfismo de los minerales arcillosos a clorita.

Las paleocorrientes muestran un claro componente direccional Noroeste-Sureste a Noreste-Suroeste con sentidos indicados por escasas estructuras hacia el Norte, Noroeste, Nornoroeste y Noreste. No existen criterios para delimitar una paleogeografía global responsable de las características de estos depósitos.

Al final del periodo de realización de este estudio se ha abierto una pista nueva en el valle Grande de Salce. Esta vía de comunicación, ha mejorado notablemente la calidad del afloramiento del corte, por lo que sería deseable confeccionar en próximos estudios en la Hoja de Barrios de Luna, otra columna a escala más detallada, que la que ha sido posible utilizar en este trabajo.

2. FORMACION CANDANA-HERRERIA

2.1. Generalidades

Sobre el Precámbrico se sitúa una unidad fundamentalmente detrítica, con intercalaciones carbonatadas y lutíticas en la base, que recibe el nombre de Formación Candana-Herrera.

En el flanco Norte del Antiforme del Narcea, (zona Cantábrica) el Cámbrico y el Precámbrico se ponen en contacto por medio de una clara discordancia angular. Esta relación no es tan visible en el flanco Sur del Antiforme del Narcea (zona Astur-occidental Leonesa), aunque ha sido puesta en evidencia la discordancia gracias a argumentos estructurales.

Tres unidades suelen distinguirse en la Formación Candana-Herrera:

La unidad inferior está formada por una alternancia de cuarciarenitas, lutitas y carbonatos, destaca la presencia de glauconita y frecuentes ripples de oscilación. En la Hoja de Riello son visibles unos 100-200 m. en la base de la formación atribuibles a esta unidad.

La unidad intermedia consiste en un paquete espeso de cuarciarenitas de grano grueso a medio y microconglomerados, con frecuentes estratificaciones cruzadas unidireccionales. Localmente podría formar una mega secuencia positiva grano decreciente. Esta unidad corresponde a los "Rubia Schichten" de JARITZ y WALTER (1970) descritos en la costa occidental de Asturias y es equivalente a las "Cuarcitas superiores de Candana" de DOZY (1983). En la zona de Riello, la mayor parte de la Formación Candana-Herrera aflorante puede atribuirse a esta unidad intermedia con aproximadamente 700 m. de potencia.

Por último la unidad superior, consiste en una alternancia de cuarciarenitas, lutitas y dolomias. Corresponde a las "Capas de transición" JULIVERT et al (1977) y a los "Barrios Schichten" LOTZE (1961) y SDZUY (1961). Contiene una fauna de trilobites, que ha permitido la datación paleontológica más antigua, de esta zona del Macizo Hespérico. En la Hoja de Riello, a techo de

la formación se observan unos 20 m. de lutitas grises y verdes, que podrían ser asimilables a las características de esta unidad superior de Candana-Herrera. Cartográficamente la unidad media y superior no son separables, agrupandolas en una sola.

La edad admitida para esta formación abarca desde el Precámbrico superior (Vendiense) al Cámbrico inferior. Los datos sobre los que se apoya esta cronoestratigrafía, consisten en la citada fauna de trilobites, situada a techo de la formación, que da una edad Cámbrico inferior. La edad del límite inferior de Candana-Herrera se estima a partir de correlaciones con series con parecida posición estratigráfica, además de con datos de icnofauna. El hallazgo de acritarcos de edad Cámbrico inferior (PALACIOS comunicación personal) durante la realización de la hoja, confirma esta datación.

Esta formación generalmente ha sido interpretada como depósitos marinos someros (near-shore): COMTE (1959), OELE (1964), RUPKE (1965), SJERP (1966), EVERS (1967), VILAS (1971), SAVAGE y BOSCHMA (1980). CRIMES et al (1977), la interpretan como depositada en ambiente de dominio mareal. Algunos autores piensan que algunos tramos, puede corresponder a un ambiente deltaico, RUPKE (1965), VAN DEN BOSCH (1969), SAVAGE y BOSCHMA (1980) o incluso fluvial braided VAN DEN BOSCH (1969), VAN DER MEER MOHR (1981, 1983).

Los intervalos carbonatados existentes en la parte basal de la formación fueron interpretados por GUILLOU (1971, 1975) y VAN DER MEER MOHR (1983) como formados en un medio lacustre, pero no aporta ningún dato que apoye esta estimación. Únicamente se basan en el carácter lenticular de estos cuerpos carbonatados.

La unidad media de esta formación es asimilable a los "Rubia Schichten" de JARITZ y WALTER (1970), que estos autores interpretan como posibles depósitos continentales. CRIMES et al (1977) se inclinan por considerarlos "tidal channels and intertidal sand and mud flats".

La unidad superior es interpretada, como depósito marino somero.

2.2. Sedimentología de la Formación Candana-Herrería en la zona de Riello

El estudio sedimentológico se ha realizado fundamentalmente a partir de los datos provenientes de las columnas levantadas en Irede de Luna (dentro de la zona Cantábrica) y en Trascastro de Luna (en la zona Astur-occidental Leonesa). Estas localidades están situadas al Norte y al Sur respectivamente del Antiforme del Narcea.

Son los dos cortes de mejor calidad de la zona de Riello, aunque no son completos. En el corte de Irede se estudia fundamentalmente la unidad inferior de la formación y en Trascastro la unidad inferior y parte de la intermedia. En Irede de Luna no obstante se han tomado datos del resto de la formación hasta su contacto con la Formación Cancara en Barrios de Luna. Además se han tenido en cuenta los datos existentes en afloramientos sueltos en la hoja. En ambas series se han medido paleocorrientes y se han tomado muestras para su estudio petrográfico. Se ha realizado también una columna sintética válida para la mayor parte de la Hoja de Riello.

2.2.1. Litología de la Formación Candana-Herrería

La formación presenta términos carbonatados y detríticos. Las rocas carbonatadas de la formación se encuentran recrystalizadas, por lo que su textura original ha desaparecido. En muchas de las muestras tomadas se ha encontrado caliza. No obstante se observa también la existencia de dolomía en esta parte basal, seguramente secundaria. Localmente en los carbonatos se encuentran mineralizaciones de cobre (corte de Trascastro y otras localidades).

Los términos detríticos abarcan desde lutitas generalmente de aspecto uniforme y colores grises y verdes a cuarciarenitas de tamaño de grano variable desde fino a microconglomerados. Destaca la presencia de feldespato potásico en algunas muestras. En Irede de Luna se encuentran clastos arcillosos y fragmentos de chert y rocas volcánicas. Existe una importante recrystalización que impide conocer con exactitud el grado de redondeamiento de los granos, aunque se aprecia subredondeado. La clasificación parece ser buena. Los términos finos suelen estar afectados por pizarrosidad sedimentaria y esquistosidad.

2.2.2. Columna de Irede de Luna-2. Serie nº 5

Está situada en el valle del arroyo de Loma Majona, al Sur del pueblo de Irede de Luna, camino del cementerio. La serie está numerada.

En la base de la columna se observa claramente la discordancia con el Precámbrico. La rubefacción de los materiales situados debajo de la Formación Candana-Herrería ha sido interpretada por VAN DEN BOSCH (1969) como resultado de una exposición subaerea. Pero no aporta ningún dato concreto y este tipo de alteraciones también puede adquirirse en condiciones submarinas o incluso estar relacionada con características del sedimento en algunos niveles de la Formación Mora.

Destaca en la misma superficie de discordancia la existencia de decoloraciones en esta roca alterada. Estos colores verdosos, que contrastan con el conjunto rubefactado pueden estar originadas por la filtración de agua en fisuras, que reduce el substrato sobre el que se deposita el Cámbrico. Las corrientes de agua que depositaron estos sedimentos de Candana-Herrería, se infiltraron y fueron las responsables de este proceso químico.

La serie está constituida por términos carbonatados y detríticos asociados en secuencias negativas métricas a decamétricas.

Las calizas con espesores máximos de unos 15 m. aparece en capas continuas lateralmente a nivel de afloramiento y en cuerpos lenticulares. Esta recristalizada dificultando el conocimiento de su textura original. Macroscópicamente se aprecia ocasionalmente la presencia de laminaciones, de las que no se puede deducir su origen orgánico o inorgánico. A veces estas laminaciones forman domos y tienen un aspecto distorsionado.

El significado de estos carbonatos ha de ser deducido por tanto de su posición en las secuencias negativas. Aparecen en la base de estos ciclos, correspondiendo su depósito a los momentos de menor energía del medio.

FORMACION CANDANA-HERRERIA. IREDE DE LUNA
ESTACIONES DE PALEOCORRIENTES
SERIE Nº 5

SN: SERIE NORMAL

SI: SERIE INVERTIDA

Estación	marca	capa	1	2	1 + 2	corrección magnética
A (SN)	2	ripples languoides	110°	254°	4°	357° (sentido)
B (SN)	3.2	ripples centimétricos rectilíneos	124°	129°	37°	30° (sentido)
G (SN)	19	Crescents	125°	50°	175°	168° (sentido)

Estación	marca	tipo	capa	eje	eje corregido	corrección magnética
A (SN)	1	eje canal	20°/42°	312°/11°	133°/6°	126° (Dirección)

Estación	marca	capa	tipo	lámina	corrección tectónica	corrección magnética
C (SN)	4	17°/30°	surco	7°/1°	197°/29°	190
		17°/30°		31°/4°	157°/9°	150 150° (sentido)
	5	17°/30°	surco	18°/35°	23°/5°	16
		17°/30°		104°/12°	174°/31°	167° (sentido)
D (SN)	6	17°/30°	surco	148°/32°	242°/24°	235° (sentido)
		17°/30°		322°/21°		
		19°/51°		45°/25°		
E (SN)	7	19°/51°	surco?	45°/25°	177°/30°	170° (sentido)
		"	surco?	64°/45°	134°/33°	127° (sentido)
F (SN)	8	"	surco?	47°/43°	141°/22°	134° (sentido)
		9	"	surco?	47°/43°	141°/22°
E (SN)	10	37°/59°		93°/39°	163°/39°	156° (sentido)
		"		16°/58°	322°/19°	315° (sentido)
F (SN)	11	26°/66°		35°/45°	189°/19°	315° (sentido)
		26°/60°		48°/53°	143°/20°	136° (sentido)
		26°/60°		52°/52°	144°/23°	137° (sentido)
		26°/60°		47°/53°	143°/19°	136° (sentido)
		26°/65°		37°/45°	184°/22°	177° (sentido)
		26°/65°		39°/47°	177°/21°	170° (sentido)
35°/52°		20°/52°	298°/12°	291° (sentido)		

**JUNTO A BARRIOS DE LUNA EN LA CARRETERA DE LA MAGDALENA
A SAN EMILIANO**

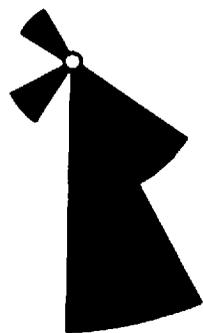
SN: SERIE NORMAL

SI: SERIE INVERTIDA

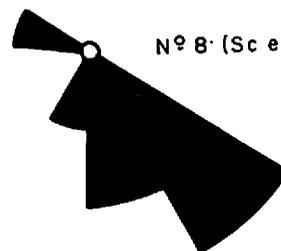
Estación H : Parte media de la formación
 Estación I : Parte alta de la formación
 Estación J : Cerca del techo de la formación

Estación	marca	capa	tipo	espesor (cms.)	lámina	corrección tectónica	corrección magnética
H (SN)	20	47°/74°	planar, megaripple	36	62°/60°	185°/19°	178° (sentido)
	21	47°/74°		34	69°/59°	178°/25°	171° (sentido)
	22	47°/74°		14	62°/64°	177°/17°	170° (sentido)
	23	47°/74°		25	69°/61°	174°/24°	167° (sentido)
	24	47°/74°	planar	60	223°/80°	41°/27°	34° (sentido)
I (SI)	25	228°/78°		>30	214°/49°	27°/22°	20° (sentido)
	26	228°/78°		30	48°/85°	205°/26°	198° (sentido)
	27	219°/73°		38	246/81°	151°/28°	144° (sentido)
	28	224°/70°		60	42°/85°	217°/25°	210° (sentido)
J (SI)	29	232°/84°		30	234°/65°	59°/19°	52° (sentido)
	30	232°/84°		25	63°/76°	203°/23°	196° (sentido)
	31	232°/84°		23	60°/74°	214°/23°	207° (sentido)
	32	232°/84°		20	52°/69°	234°/27°	227° (sentido)
	33	232°/84°		15	56°/72°	224°/25°	217° (sentido)
	34	232°/84°		20	65°/70°	207°/28°	200° (sentido)
	35	232°/84°		30	60°/68°	217°/29°	210° (sentido)
	36	232°/84°		70	47°/67°	242°/29°	235° (sentido)
	37	232°/84°		24	56°/66°	226°/30°	219° (sentido)
	38	232°/84°		24	48°/66°	240°/30°	233° (sentido)
	39	230°/89°		32	43°/66°	246°/26°	239° (sentido)
	40	230°/89°		20	73°/75°	176°/27°	9° (sentido)
	41	230°/89°		18	48°/67°	236°/25°	229° (sentido)

PALEOCORRIENTES FORMACION HERRERIA SERIE IREDE - BARRIOS DE LUNA



Nº 8 (Sc en surco)



Nº 8 (Sc en surco)

→ crescents

↑ ripples
linguoides

↑ ripples rectos
asimétricos

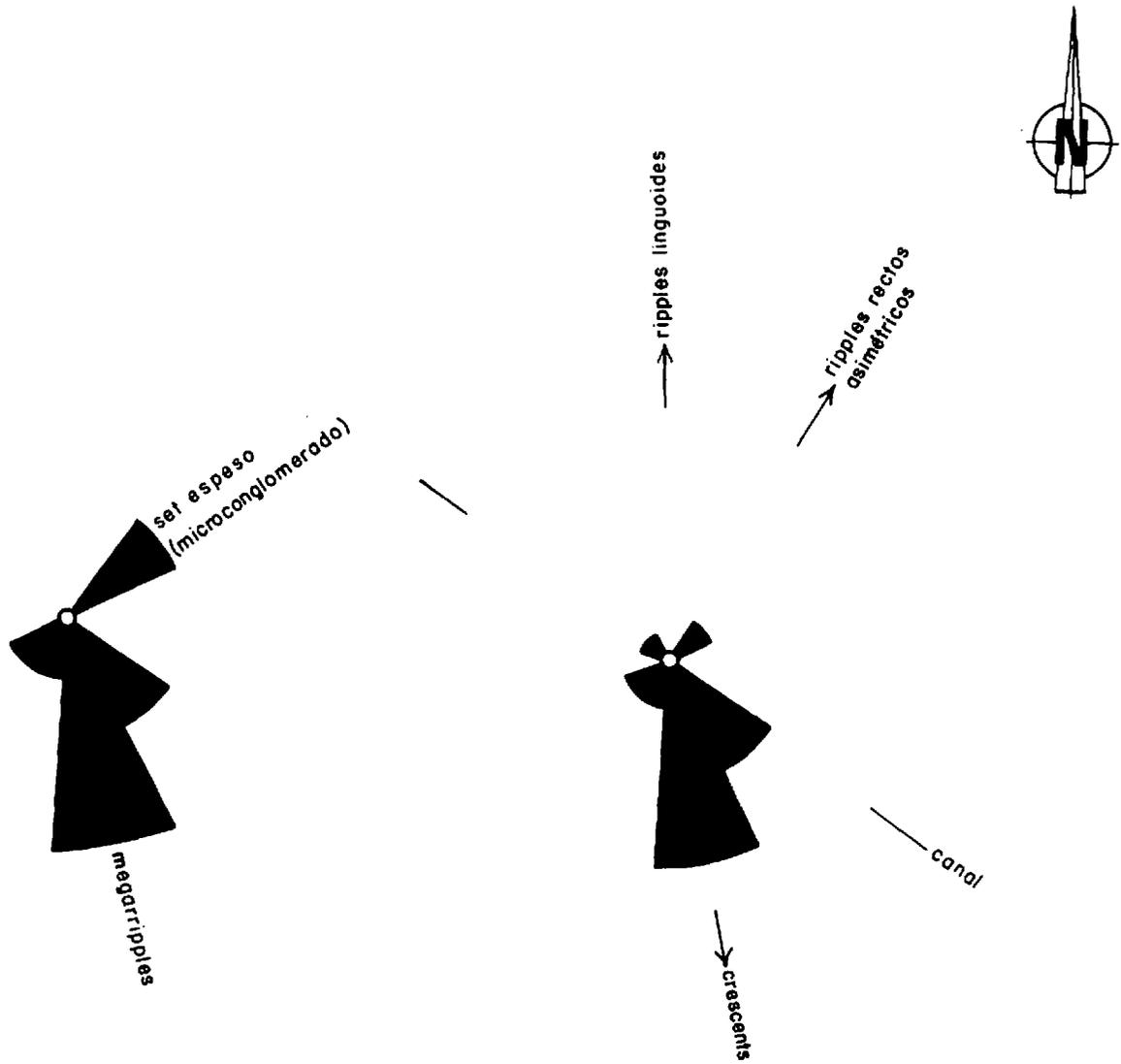


— canal

→ crescents

Nº 15 (Sc planar y en surco)

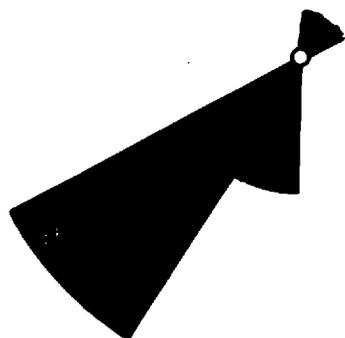
PALEOCORRIENTES FORMACION HERRERIA SERIE DE IREDE - BARRIOS DE LUNA



PARTE ALTA
Fm HERRERIA
Estación H + I

TOTAL Fm HERRERIA
ESTACION (excepto la estacion J)

**PALEOCORRIENTES FORMACION HERRERIA
SERIE DE IREDE - BARRIOS DE LUNA**



**Nº 13. ESTACION J
PARTE ALTA Fm**



Nº 37. TOTAL Fm HERRERIA

Los carbonatos suelen intercalarse con términos finos lutita y limolita de color verde, que más a techo en la secuencia, empiezan a presentar lentes y capas de cuarciarenita con ripples de oscilación y presencia de glauconita. La cuarciarenita aumenta en proporción y tamaño de grano en la parte superior de la secuencia. Predomina la sedimentación cruzada en surco. El ciclo finaliza con capas métricas de cuarciarenita, con estratificaciones cruzadas unidireccionales, tanto planares como de surco. En ocasiones esta arenisca está cementada por carbonato. A veces se observan cuerpos arenosos lateralmente discontinuos constituidos por megaripples tridimensionales que dan lugar a estratificaciones cruzadas en surco.

Los carbonatos y detríticos finos de la base de la secuencia negativa, se han depositado en un ambiente marino somero (near-shore), no se puede especificar más debido a la falta de datos sobre el carácter de estos carbonatos. Correspondería a un medio de energía bajo. La glauconita que se encuentra en los intervalos más arenosos de esta parte basal, confirma la escasa profundidad de estos sedimentos. Estos claros depósitos marinos someros, contrastan con las características de los términos superiores de la secuencia: cuerpos arenosos de cuarciarenita de granulometría gruesa, buen grado de redondeamiento, buena clasificación y estratificaciones cruzadas planares y en surco unidireccionales. Estos términos de alta energía del ciclo parecen corresponder a depósitos de aparatos distributarios de un sistema deltáico con predominio de influencia aluvial de alta energía: un "fan-delta".

Los ciclos reconocidos en la serie son secuencias progradantes de depósitos arenosos de carácter continental, que se introducen en zonas de sedimentación marina somera. En la parte superior de la serie predominan los términos arenosos propios de la unidad intermedia de la Formación Candana-Herrería en donde la influencia continental es más importante.

2.2.3. Columna de Trascastro de Luna. Serie nº 6.

Está situada en torno al antiguo castillo que domina el pueblo. La base se sigue campo a través y el resto aflora en la carretera Trascastro-Riello hasta el cementerio. La serie está numerada.

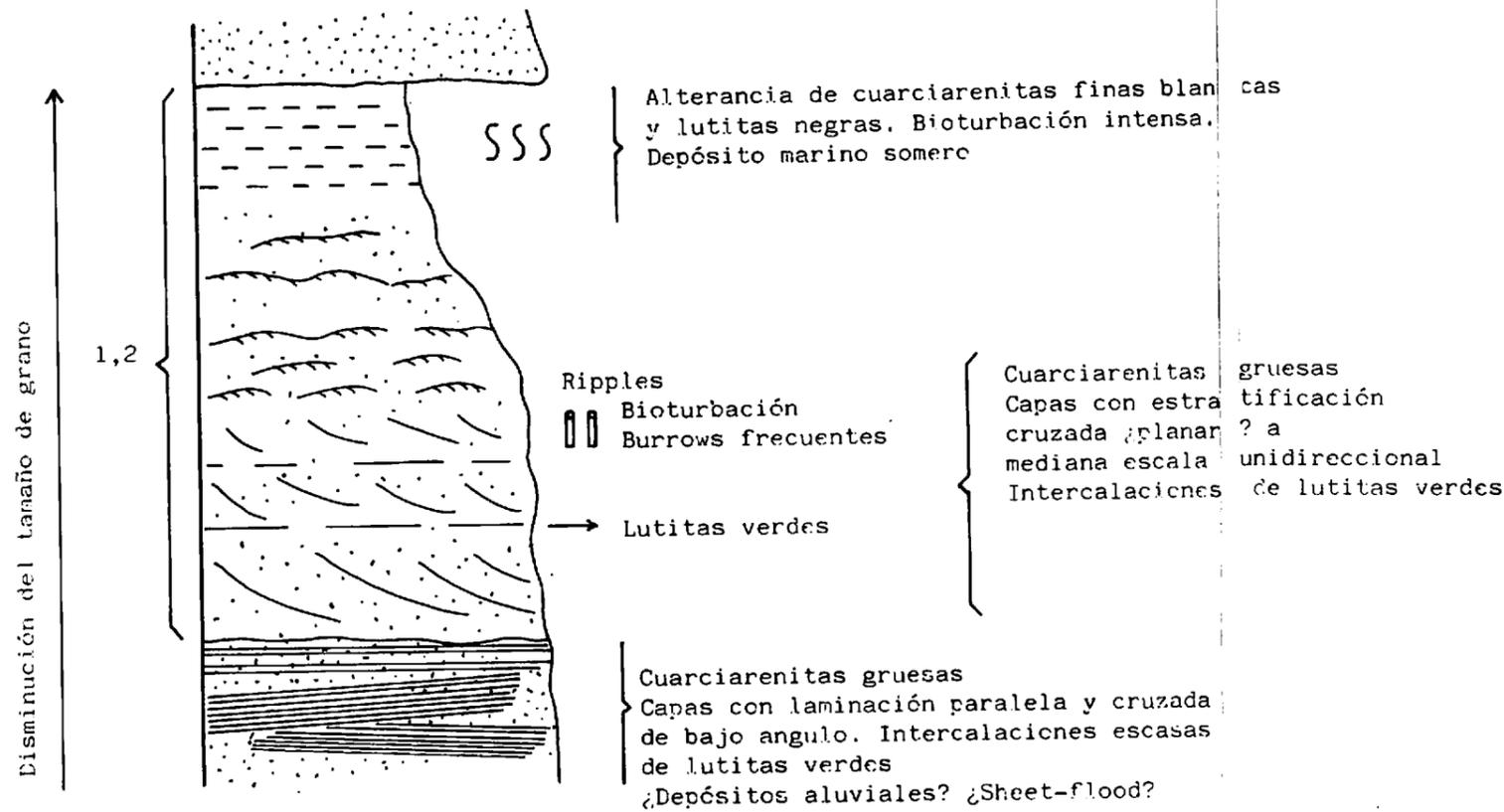
La discordancia se encuentra cubierta y no es posible conocer si está rubefactada como en Irede de Luna. Aproximadamente los cien metros basales corresponden a la unidad inferior de la Formación Candana-Herrera. Sus características litológicas coinciden con la serie descrita en el corte de Irede: calizas, que a veces presentan laminaciones de origen incierto en ocasiones en forma de domo o con aspecto distorsionado, lutitas y cuarciarenitas. La poca calidad de esta parte del corte impide elaborar secuencias. No obstante puede interpretarse esta parte de la serie como depositada en un medio marino somero (near-shore) con aportes detríticos de procedencia continental.

La parte superior de la serie consiste en unos 200 m. de cuarciarenitas de granulometría generalmente gruesa, con escasas intercalaciones de lutita. Son materiales típicos de la parte media de la Formación Candana-Herrera. El rasgo predominante en esta parte de la serie es la existencia de secuencias positivas de orden métrico, constituidas por: capas decimétricas, a veces amalgamadas de cuarciarenita de grano grueso, muy grueso e incluso conglomerados y capas centimétricas de lutita en escasa proporción. Se observan algunos sets de estratificación cruzada en la base de los ciclos.

Estas características recuerdan a las descritas por JARITZ y WALTER (1970) en los Rubia Schichten cerca de Ribadeo y que fueron interpretadas como depósitos continentales. La gruesa granulometría, madurez y clasificación del sedimento, junto con criterios regionales y las paleocorrientes marcadamente unidireccionales apoyan esta interpretación. La parte superior del corte de Trascastro puede ser interpretado como depósitos aluviales de alta energía, probablemente de tipo braided. Estos sistemas aluviales progradan sobre ambientes marinos someros. No existen depósitos con características de transición marino-continental, el paso de uno a otro tipo de depósitos es muy brusco. Las cuarciarenitas de la parte superior de la serie de Trascastro pueden relacionarse con un sistema deltáico, con marcada influencia aluvial de alta energía: un "fan-delta".

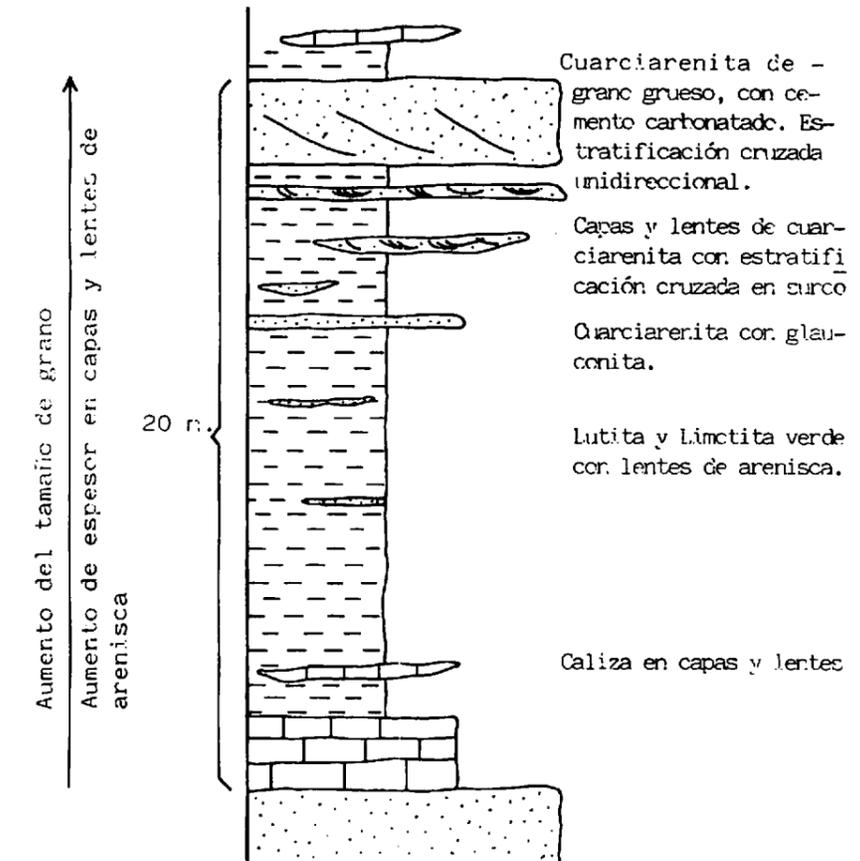
SECUENCIAS IDEALES EN LA FORMACION DE CANDANA - HERRERIA

TECHO DE LA FORMACION BARRIOS DE LUNA

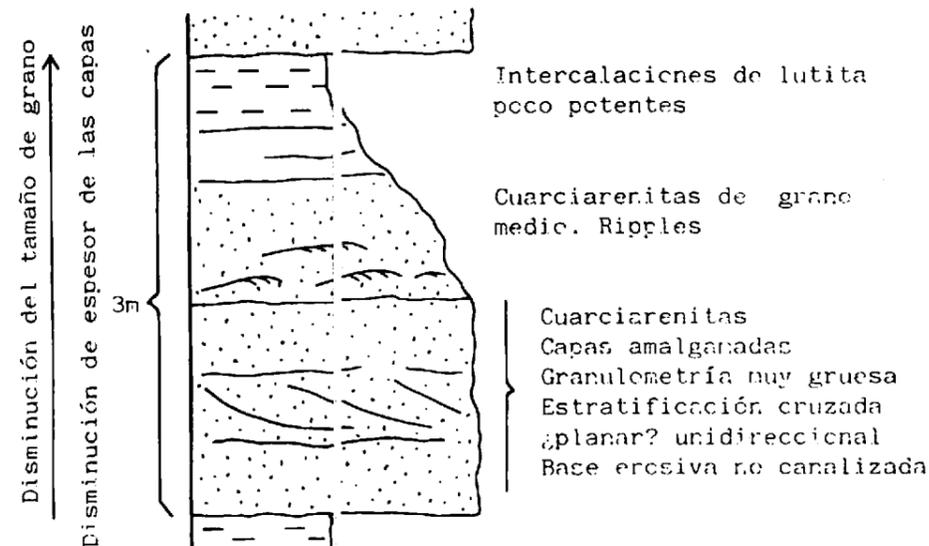
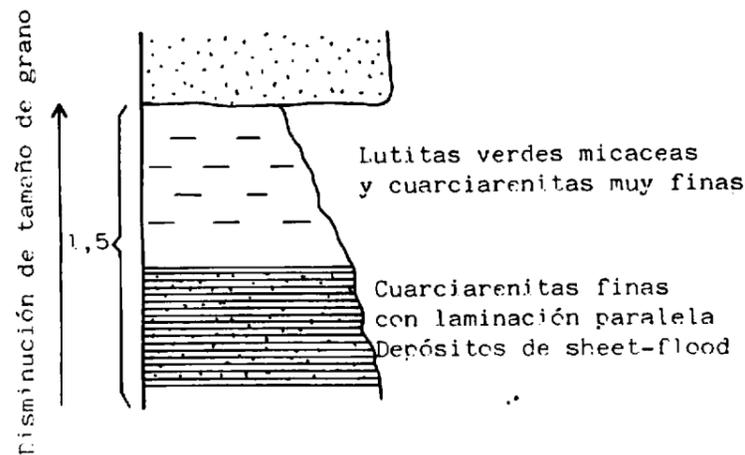


BASE DE LA FORMACION CORTE DE IREDF DE LUNA

SECUENCIA DE PROGRADACION DE FAN-DELTA



LOCALMENTE A TECHO DE LA FORMACION BARRIOS DE LUNA



DEPOSITOS ALUVIALES. BRAIDET

2.2.4. Observaciones en afloramientos locales

La unidad inferior de Candana-Herreria se observa muy mal, los afloramientos son de poca calidad. Solo se aprecian los términos carbonatados recristalizados o capas aisladas de cuarciarenita y microconglomerado.

La unidad intermedia aflora algo mejor y es posible ver, secuencias positivas métricas, similares a las observadas en el corte de Trascastro. Las bases de los ciclos son de granulometría gruesa e incluso microconglomerados. Se ven bien en los relieves al Sur de Irian y en la carretera Inicio-Andaraso. La granulometría de esta parte de la formación es en general muy gruesa.

La intercalación lutítica con la que acaba la Formación Candana-Herreria en la zona de Riello se observa bien en la base de la columna de la Formación Vegadeo en Rosales y en el foso del castro pre-romano existente entre la Utrera y la Garandilla. Consiste en alternancias de lutita y cuarciarenita en capas decimétricas y centimétricas a las que sigue un intervalo de lutitas grises y verdes hasta el contacto con la Formación Vegadeo. Son interpretados como depósitos marinos someros, con condiciones ambientales favorables para la actividad biológica, como demuestran los hallazgos de arqueociatos y trilobites en niveles comparables situados en otras zonas de la región Astur-occidental-Leonesa.

En el corte Irede de Luna-Barrios de Luna, a techo de la unidad intermedia de la formación, se observan secuencias positivas métricas, en las cuales la base está ocupada por cuarciarenitas de grano grueso, con laminación paralela y cruzada de bajo ángulo, que podrían ser interpretadas como continentales, depositadas por corrientes de alta energía tipo "sheet-flood". Por encima se sitúan cuarciarenitas gruesas con estratificación cruzada planar unidireccional e intercalaciones de lutitas verdes, son frecuentes los burrows. Siguen más a techo niveles con ripples y alternancias de cuarciarenitas finas blancas y lutitas negras con bioturbación intensa. Estos últimos depósitos son marinos someros. Localmente y también con dimensiones métricas, se encuentran secuencias positivas de cuarciarenitas finas con laminación paralela ("sheet-flood"), lutitas verdes micáceas y cuarciarenitas muy finas de carácter marino.

Aquí se observa también, como el paso en las secuencias de términos con características continentales a términos marinos es muy brusco.

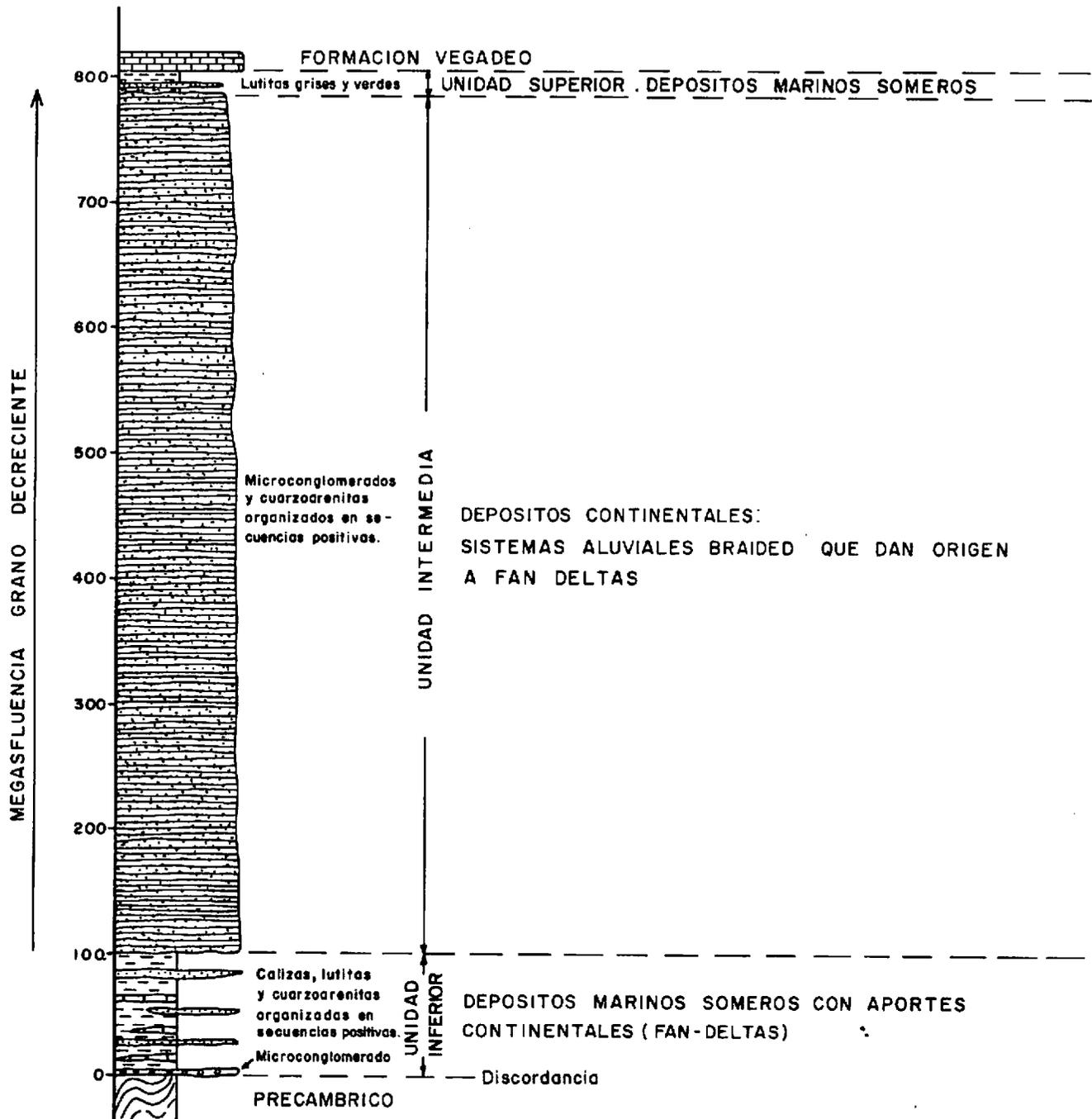
2.2.5. Conclusiones. Paleogeografía

Sobre la discordancia Cámbrico-Precámbrico se depositan cuarciarenitas de grano muy grueso e incluso micro conglomerados. Suelen tener espesores entre 1 y 8 m. como máximo. En la zona de Riello constituyen un nivel característico para marcar la discordancia con el Precámbrico al Este de Trascastro. Su significado sedimentológico no está claro, no parecen tener mucha relación con las lutitas, areniscas y carbonatos de la unidad inferior de Candana-Herrería. Su litología recuerda en cambio a la de la unidad intermedia cuarciarenítica. GUILLOU (1975) describe estos niveles como rellenos de depresiones topográficas. No se aprecian estructuras sedimentarias, ni ordenación secuencial, por lo que su ambiente de formación es difícil de establecer.

La unidad inferior de Candana-Herrería se ha depositado en ambiente marino somero (near shore). Es un medio de energía baja donde se depositan carbonatos. Las laminaciones que se observan en estos carbonatos en la zona de Riello, no son lo suficientemente claras como para interpretarlas. En otras zonas con mejor afloramiento DOZY (1983) cree que son microlaminaciones de estromatolitos y resalta la presencia de pequeñas estructuras parecidas a biohermos, estromatolitos con formas irregulares e indicios de slumps sinsedimentarios. GUILLOU (1971) habla de "biocalcarenes ou calcaires construits" para referirse a estos niveles. Sobre esta zona de sedimentación marina de energía baja, progradan cuerpos arenosos propios de sistemas deposicionales tipo "fan-delta".

En la unidad intermedia de la formación, predominan los términos detríticos gruesos, con características de depósitos continentales. Pueden interpretarse como sistemas aluviales de alta energía tipo braided. Aportes detríticos del continente llegan a zonas marinas, someras por medio de aparatos tipo "fan-delta". Las zonas con predominio de términos detríticos gruesos como Trascastro, deben corresponder a sectores proximales de estos sistemas, situados en zonas de salida preferente de sedimentos. Áreas como Irede de Luna-Barrios

FORMACION CANDANA - HERRERIA EN LA ZONA DE RIELLO



ESCALA 1:5.000

de Luna donde existe una alternancia mayor entre los términos detríticos gruesos de origen continental y los depósitos con características marinas someras pueden estar situados en sectores marginales de estas zonas de salida de sedimentos.

Las paleocorrientes indican un sentido de salida de materiales hacia el Sur-Suroeste. Estos datos junto a las características petrográficas de la cuarciarenitas (composición principal de cuarzo, redondeamiento y clasificación) indica un area madre de estos sedimentos situada hacia el N-NE. Estos datos coinciden con la polaridad de aportes admitida durante el Paleozoico inferior en este sector del Macizo Hespérico. El area emergida que suministra los sedimentos podría relacionarse con el hipotético Macizo del Ebro o con el "Continent des grés rouges" de GUILLOU (1971, 1975).

La unidad superior con predominio lutítico, transicional a la Formación Vegadeo es interpretada como depósito en un ambiente marino, somero. Las condiciones para la vida eran favorables, como demuestra la fauna de Arqueociatos y trilobites que se sitúan en niveles comparables a estos en otras zonas de la Zona Astur-occidental-Leonesa.

3. FORMACION VEGADEO

3.1. Generalidades

Sobre las lutitas grises y verdes con las que termina la Formación Candana-Herrería en la Hoja de Riello, se situa un conjunto esencialmente carbonatado, muy recristalizado, normalmente muy cubierto o fracturado, que recibe el nombre de Formación Vegadeo.

ZAMARREÑO et al (1975) y ZAMARREÑO y PEREJON (1976), estudian esta formación al Oeste de Ponferrada y en la zona de Piedrafita, localidades lejanas a la hoja, pero válidas para conocer una descripción de la Formación Vegadeo en localidades con mejor afloramiento que en la Hoja de Riello.

Estos autores distinguen tres miembros. El inferior (37-50 m.) es una alternancia de pizarras, calizas y dolomias. El intermedio (90-145 m.) son calizas recristalizadas y dolomitizadas. El miembro superior (15-18 m.) son calizas bioclásticas con restos de equinodermos y trilobites. En estos miembros se diferencian microfacies que les permiten interpretar su medio de formación. En el miembro inferior predominan las microfacies oolíticas con estratificaciones cruzadas, ripples. Sugieren un ambiente sedimentario somero, pero siempre cubierto de agua, en base a estas facies, la fauna de arqueociatos que presenta y la ausencia de estructuras indicativas de emersión. En el miembro medio diferencian, laminaciones criptoalgales, calizas y dolomias con laminaciones inorgánicas y en menor proporción pelesparitas. Por comparación con la Formación Lancara de la zona Cantábrica, sugieren un medio sedimentario con predominio de facies de llanuras de marea (tidal-flat). En el miembro superior separan biomicrocristas recristalizadas con restos de equinodermos, equivalentes a las facies de Barrios de la Formación Lancara. Por analogía con el miembro superior de esta formación equivalente de la Zona Cantábrica, además de por la abundancia y diversidad de fauna, este miembro superior de Vegadeo se interpreta como sedimentado en condiciones neríticas.

La potencia reconocida regionalmente para esta formación oscila entre los 100 y 300 m. (MARCOS 1973). En la parte central de la Hoja de Riello se han medido unos 150 m.

Diversos autores han encontrado en las lutitas del techo de la Formación Candana-Herreria una fauna de Arqueociatos y Trilobites de edad Cámbrico inferior. También en las lutitas situadas en la base de la serie de los Cabos, han encontrado faunas de trilobites del Cámbrico medio. Se ha considerado la totalidad de la Formación Vegadeo como depositada en el Cámbrico inferior, pero por la similitud del miembro superior con la parte alta de la Formación Lancara, se admite una edad Cámbrico medio para el miembro superior de Vegadeo.

Las condiciones de afloramiento de esta formación en la hoja son bastante malas. Normalmente aparece cubierta o involucrada en fracturas y cuando es visible, los carbonatos están intensamente recristalizados, no obstante ha sido posible realizar un corte completo en un arroyo afluente del río Negro, en las cercanías de Rosales. Los términos detríticos finos, lutitas y limolitas, están a veces afectados por pizarrosidad sedimentaria y esquistosidad.

3.2. Columna del río Negro de Rosales. Serie nº 7.

Está situada aproximadamente un kilómetro al Sur del pueblo de Rosales, en un barranco que desemboca en el cauce del río Negro.

Se han medido 163,50 m. Los 15 m. inferiores corresponden a la unidad superior de la Formación Candana-Herreria. Consisten en capas de cuarciarenitas típicas del Candana-Herreria de la unidad media. Encima de esta alternancia, se encuentran lutitas grises y verdes, hasta las primeras capas carbonatadas de la Formación Vegadeo. Es en niveles similares en otras zonas, donde se han encontrado faunas de trilobites y arqueociatos, que han servido para dar una edad Cámbrico inferior. Son interpretados estos depósitos como marinos someros, situados en ambientes favorables a la actividad biológica.

Por encima se sitúan niveles de dolomias recristalizadas, tanto estratificadas como masivas, con intercalaciones de lutitas con capas de

cuarciarenita, sobre las que se sitúan dolomias recristalizadas de aspecto masivo y colores blanco y rosa. La Formación Vegadeo finaliza con 20 m. de calizas recristalizadas, con capas y láminas de cuarciarenita e intercalaciones lutíticas. Al microscopio se han podido identificar placas de equinodermos y fragmentos de caparzones de origen incierto. Microfacies similares se han citado en el miembro superior de Vegadeo, separado por ZAMARREÑO et al (1975) y ZAMARREÑO y PEREJON (1976). También la potencia de este tramo superior de la columna del río Negro de Rosales es comparable con el miembro superior de Vegadeo citado por estos autores.

Esta correlación es muy dudosa, al no tener suficientes elementos de juicio en el resto de la serie, para identificar rasgos propios del miembro medio e inferior de Vegadeo. Según esta hipótesis de correlación, las dolomias con intercalaciones lutíticas y cuarciareníticas, situadas de bajo de esta parte superior diferenciada en el río Negro, serían equivalentes a los miembros medio e inferior de Vegadeo. No existen criterios para separarlos en este corte.

Esta parte media e inferior de la serie, ha podido depositarse en un ambiente marino somero (near shore), con aportes detríticos ocasionales, el miembro inferior de Vegadeo, es interpretado también como ambiente marino somero, siempre cubierto de agua. En el miembro medio se separan facies propias de llanura de marea. En el río Negro no se encuentran evidencias de estas características, aunque los colores rosados de algunos tramos situados inmediatamente por debajo de los niveles superiores de la serie, podrían recordar tonalidades semejantes en la Formación Lancara en la Zona Cantábrica.

La parte superior del corte, comparable al miembro superior, puede haberse depositado en condiciones de plataforma interna o en una "open platform" en el sentido de WILSON (1970, 1974, 1975). Es un ambiente de depósito con características favorables a la existencia de vida y con acción de corrientes como demuestran las intercalaciones detríticas de estos niveles. Algunos autores piensan en la existencia de series condensadas en estos niveles de Vegadeo, como MATAS et al (1982) en la Hoja de Noceda. En esta serie no existen criterios que apoyen esta interpretación.

La serie finaliza, con unas lutitas verdes con las que comienza la Serie de los Cabos. En otras zonas se ha encontrado abundante fauna de edad Cámbrico medio en estos niveles. Su medio de depósito se sitúa en una plataforma interna, no necesariamente muy profunda pero sin aportes detríticos del continente.

3.3. Conclusiones

Los niveles preferentemente carbonatados que constituyen la Formación Vegadeo en la Hoja de Riello, son comparables a los descritos en la zona Astur-occidental Leonesa. En la única columna que ha sido posible realizar, se ha medido una potencia de unos 150 m.

Su ambiente de depósito es marino somero (nearshore), aunque en la parte alta es posible que pase a un medio de plataforma interna o de "open platform" WILSON (1970, 1974, 1975), todavía con influencias del continente.

La Formación Vegadeo y su equivalente, la Formación Lancara en la zona Cantábrica, corresponden a un periodo de estabilización en la cuenca, con gran extensión y uniformidad de las facies carbonatadas. Contrasta esta sedimentación en ambientes generalmente de baja energía, con el carácter de la sedimentación de la Formación Candana-Herrería en su parte media.

Su edad, por comparación con otras zonas donde se ha encontrado fauna, es Cámbrico inferior, menos la parte alta, que es comparable con niveles datados como Cámbrico medio.

4. SERIE DE LOS CABOS Y CAPAS DE TRANSICION

4.1. Generalidades

Sobre los últimos niveles carbonatados de la Formación Vegadeo, se depositan, en la zona de Riello, lutitas verdes generalmente con pizarrosidad. Estos niveles son equivalentes a otros similares en el Dominio del Navia-Alto Sil de la zona Astur-Occidental Leonesa. Corresponden a la "faunen mergel" de los autores alemanes, que han trabajado en la zona. Suele encontrarse en estos niveles faunas de trilobites que indican una edad Cámbrico medio. La potencia que se cita para estas lutitas verdes es de unos 100 m. En la Hoja de Riello el espesor encontrado es similar a esta cifra.

Por encima se encuentra una alternancia de lutitas y cuarciarenitas de notable espesor que regionalmente recibe el nombre de Serie de los Cabos LOTZE (1958). A techo de esta serie se distinguen las Capas de Transición a la Formación Pizarras de Luarca con una potencia en torno a los 150 m. en la zona de Riello.

En el dominio del Navia-Alto Sil se citaron potencias para la Serie de los Cabos, muy considerables. En el corte del río Sil MATTE (1968) 10.000 m. y 6.000 m. en el corte del cabo Busto JARITZ y WALTER (1970). Con la revisión de estos cortes, unido a un mayor grado de exactitud en la cartografía, se aceptan actualmente espesores en torno a los 2.500 m., para la mayoría de los afloramientos de la zona Sur del dominio. Este espesor es también el que parece existir en la Hoja de Riello. MATAS et al (1982) dan 2.700 m. a esta unidad en la Hoja de Noceda. El espesor máximo citado en el dominio del Navia-Alto Sil está en el sector Central y Norte, unos 4.800 m. en el puerto del Palo MARCOS (1973) y 4.500 m. en el corte del cabo Busto BALDWIN (1975) en la costa. Actualmente se está revisando esta serie, ARAMBURU, ENRILE y GARCIA RAMOS (en preparación) y no se descarta que exista una duplicación por causas tectónicas.

Estas potencias medias en torno a los 2.500 m., aun siendo importantes, no contrastan tanto con los espesores de las unidades equivalentes de la zona Cantábrica (Formación Oville + Formación Barrios) con aproximadamente 1.000 m. de media, 1.800 m. en algunos cortes). En regiones

situadas al Oeste dentro del Dominio del Navia-Alto Sil y en el Dominio del manto de Mondoñedo, los espesores son menores.

No existe una datación cronoestratigráfica fiable en esta unidad. Se ha propuesto una datación en base a la icnofauna BALDWIN (1975), en donde asigna la parte superior de la serie al Ordovícico inferior (Arenig) considerando Cámbrico superior (incluido Tremadoc) a la mayor parte del resto de la serie; estando el límite Cámbrico medio-superior a techo de los niveles de lutitas verdes con trilobites (faunen mergel). En las Capas de Transición se han encontrado en el dominio de Truchas, graptolites del Arenig. En la base de la Formación Pizarras de Luarca a techo de la serie de los Cabos, se ha encontrado fauna que indica una edad Llanvirn, en el dominio del Navia-Alto Sil.

El aspecto de la Serie es muy uniforme en todos los cortes existentes. Se ha propuesto una separación de miembros en algunas áreas concretas, en base principalmente a las litofacies (MARCOS y PEREZ ESTAUN (1981) en el área de Vegadeo). La proporción entre lutitas y cuarciarenitas puede variar de muro a techo de la serie, pero en general no sigue una pauta susceptible de ser útil para distinguir miembros. Únicamente en algunas zonas, a techo de la serie suele encontrarse un predominio de las capas cuarciareníticas. Este nivel arenoso superior, que es datado por icnofósiles como Arenig, se correlaciona con la parte superior del conjunto Formación Oville + Barrios. En algunos puntos es separable cartográficamente del conjunto de la Serie de los Cabos. En los estudios que se están realizando actualmente sobre la Serie de los Cabos, ARAMBURU, ENRILE y GARCIA RAMOS (en preparación) no se ha observado una variación de facies significativa, que pueda servir para establecer divisiones en la Serie de los Cabos. Las características sedimentarias cualitativas de esta unidad, se mantienen a grandes rasgos, tanto espacialmente, como en la vertical de la columna.

En la Hoja de Riello, en la base de unos potentes niveles cuarciareníticos situados a techo de la Serie de los Cabos, se ha encontrado un nivel de Skolithos, que ha sido posible correlacionar en el ámbito de la hoja (unos 20 Km.). En posiciones estratigráficas parecidas, se citan niveles de Skolithos en el corte del río Sil, PEREZ ESTAUN (1978) y en Ribadeo FARBER y JARITZ (1964). Sería interesante comprobar si este nivel puede identificarse en otras

secciones de la zona Astur-occidental Leonesa. Las características de este nivel de Skolithos se explicaran posteriormente, pero a grandes rasgos indica una interrupción sedimentaria importante, que afecta a una amplia area de la cuenca. A esta interrupción le sigue un periodo transgresivo y gradualmente (Capas de Transición) disminuye la energia de la cuenca, hasta llegar a las condiciones de plataforma, característica de la Formación pizarras de Luarca.

La serie de los Cabos ha sido interpretada por JARITZ y WALTER (1970), en toda la zona Astur-occidental Leonesa como depositada en ambiente de plataforma. PEREZ ESTAUN (1978) la interpreta como depósitos someros, en base a las estructuras sedimentarias inorgánicas y a los icnofósiles.

Otra interpretación sedimentológica es la realizada por BALDWIN (1975, 1977, 1978) en el corte del cabo Busto y en otras zonas. Interpreta la serie como depósitos marinos de aguas someras. Propone facies mareales ("tidalflat") en la parte baja, en la parte media facies de "lagoon" y barras litorales que pasan gradualmente a facies más distales, desde infralitorales a facies de plataforma. Esta interpretación la realiza fundamentalmente en base a la litología y a las estructuras sedimentarias, en ninguna de sus publicaciones detallan secuencias o agrupaciones de secuencias, con lo que sus facies y asociaciones de facies resultan poco claras. Es difícil de comprender por otra parte la persistencia de este tipo de facies predominantemente circalitorales en un area tan grande y durante un periodo de tiempo tan dilatado.

Se estan realizando actualmente estudios sedimentológicos detallados sobre la Serie de los Cabos ARAMBURU, ENRILE y GARCIA RAMOS (en preparación). El corte de cabo Busto por su buen grado de exposición ha merecido una especial atención. Allí se han separado litofacies y elaborado secuencias y agrupaciones de secuencias, que son intepretadas como originadas en una plataforma ("off-shore"), de poca profundidad, donde se desarrollan secuencias de somerización. Una interpretación todavia provisional de estas somerizaciones, apoyada en el frecuente caracter negativo de estos ciclos sugiere la existencia de barras de arena con estructuras de alta energia y depósitos entre barras, correspondientes a las zonas de más baja energia de la plataforma, con predominio de litologias finas, lutitas y limolitas. Las estructuras de alta energia, que se encuentran en las capas arenosas son:

laminación paralela y cruzada de bajo angulo y estratificación cruzada tipo hummocky, originadas por la acción de tormentas. Una explicación más detallada de estas secuencias sedimentarias y de los procesos que intervienen en su formación, se expone posteriormente en la descripción de la columna de la Punta de la Osa en el cabo Busto.

Las paleocorrientes que se han medido, tanto en la Hoja de Riello como en la costa asturiana, indican un sentido de corriente desde el interior del Arco Asturiano (zona emergida) hacia el exterior. Sentido de aportes hacia el Oeste en la costa y hacia el Sur en Riello. Estos datos coinciden con los aportados por FARBER y JARITZ (1964) en la zona de Ribadeo, en la costa, que tambien indican sentido Oeste.

A techo de la serie de los Cabos, es posible distinguir en la zona de Riello, un tramo en donde los términos finos parecen predominar sobre los cuarciareníticos. Esta parte de la serie recibe regionalmente el nombre de Capas de Transición. Las características sedimentarias de los intervalos arenosos, no difieren de las existentes en el resto de la Serie de los Cabos: laminación paralela y cruzada de bajo angulo, estratificación hummocky, estratificaciones cruzadas en surco unidireccionales, etc. Tambien en los intervalos lutítico-limolíticos se encuentran intercaladas capas de tormenta.

El medio sedimentario de esta transición, continua siendo de plataforma somera. La disminución de arena en la plataforma puede ser originada por un cese de aportes al medio, un espaciado temporal mayor de los periodos excepcionales de alta energia o una profundización relativa de la cuenca, que evite la acción de las tormentas sobre el fondo de la plataforma. Hay una progresiva disminución de energia en el medio, hasta llegar a los términos propios de la Formación Pizarras de Luarca.

MATAS et al (1982) interpretan estas capas de transición, como depositadas en una plataforma inter-supramareal, que progresivamente pasa a condiciones de aguas tranquilas, en un ambiente reductor, con pocos aportes y claramente submareal.

En estos niveles se encuentran frecuentemente horizontes ferruginosos. Suelen consistir en capas de areniscas con oolitos ferruginosos. En la Hoja de Riello, niveles que recuerdan a estos se sitúan en las Capas de Transición. Se trata de areniscas con granos de cuarzo muy redondeados, abundante cemento ferruginoso y algún fantasma de oolito de hematites. Estos niveles ferruginosos, se han removilizado por causas tectónicas, como ocurre cerca del arroyo de las Regueras 1 Km. al S.E. de San Felix de las Lavanderas. La génesis de estos niveles ferruginosos, es explicada como originada por la llegada a la cuenca de aguas ricas en geles ferricos, en un medio de alta energía (oolitos) MATAS et al (1982). El origen de estos geles se encuentra en la actividad volcánica.

El espesor de estas Capas de Transición en la Hoja de Riello es de alrededor de 150 m. Un espesor similar es encontrado en la Hoja de Noceda por MATAS et al (1982).

4.2. Sedimentología de la Serie de los Cabos y de las Capas de Transición

Se han realizado columnas de detalle en Villarmeriel (techo de la Serie de los Cabos y Capas de Transición) en la Hoja de Riello y en la Punta de la Osa en la serie de cabo Busto, en la costa asturiana. La razón de levantar una serie en este punto, está justificada por la escasa calidad de los afloramientos en la Hoja de Riello. Habiendo comprobado previamente en afloramientos sueltos la identidad de facies entre la zona de Riello y Busto, se estudió con detalle los afloramientos de la costa, para llegar a una interpretación sedimentológica de la Serie de los Cabos. Esta columna de la Punta de la Osa, forma parte de la serie de estudios, que sobre la Serie de los Cabos se está realizando por ARAMBURU, ENRILE y GARCIA RAMOS (en preparación).

Se han levantado series a mayor escala al Sur de la Utrera en la pista a Escuredo y en el valle del río Omañas entre Trascastro y la Garandilla. Se ha realizado también una columna sintética de la Serie de los Cabos, válida para la zona de Riello. Se han reconocido en la Hoja de Riello afloramientos puntuales, que han suministrado datos que se han incluido en las interpretaciones de la formación.

4.2.1. Litología de la Serie de los Cabos y de las Capas de Transición

Los términos detríticos gruesos son cuarciarenitas generalmente muy recristalizadas. Su composición es casi totalmente de granos de cuarzo, a veces se observan láminas de opacos entre los granos, así como indicios de existencia de minerales pesados.

Son sedimentos generalmente muy maduros y cuando es posible observar su grado de redondeamiento, se les ve muy bien redondeados. Existen también términos peor clasificados, pero en un porcentaje menor. Su granulometría es difícil de observar de visu y muchas veces también el microscopio. Existen cuarciarenitas desde grano muy grueso a fino. Los términos finos son lutitas y limolitas, con profusión de lentes y láminas de arenisca, por lo que su composición litológica no es simple. Suelen tener colores oscuros, grises y hasta negros. Las cuarciarenitas, lutitas y limolitas de las Capas de Transición poseen características muy similares a las de la Serie de los Cabos. Los niveles ferruginosos presentan granos de cuarzo muy redondeados y cemento ferruginoso en porcentajes apreciables, se observa algún fantasma de ooides de hematites. A veces los niveles finos presentan pizarrosidad sedimentaria y están afectados por la esquistosidad.

4.2.2. Columna de la Punta de la Osa (Sección de cabo Busto). Serie nº 8.

Esta localizada al Norte de Queruas, entre las playas de Choreo y Punxedo. La columna está situada en la parte media de la formación según los datos de BALDWIN (1975). Se han detallado unos 185 m. de la Serie.

Se observa la característica alternancia litológica de la Serie de los Cabos. Capas cuarciareníticas masivas, amalgamadas, con cicatrices erosivas y capas mejor estratificadas junto con niveles de lutita y limolita muy laminada y con intercalaciones cuarciareníticas. Estas diferencias litológicas, están marcadas por la morfología de la línea de costa.

En los niveles arenosos dominan las estructuras: laminación paralela, cruzada de bajo ángulo y estratificación cruzada hummocky. Están originadas por procesos relacionados con corrientes de alta energía originadas por tormentas. Se

encuentran también sets de estratificación cruzada en surco marcadamente unidireccionales, que indican un sentido de la corriente hacia el Oeste. Es decir del interior del Arco Asturiano (zona emergida) hacia el exterior. Estos datos son coherentes con los existentes en la zona de Riello (sentido de aportes hacia el Sur) y los aportados por FARBER y JARITZ (1964) en Ribadeo (sentido de aportes hacia el Oeste). BALDWIN (1975) aporta unos datos de paleocorrientes tomadas en el cabo Busto, que muestran una dispersión de sentidos de aporte notable. Este debe de ser uno de sus argumentos para plantear sus facies mareales y circalitorales. Esta dispersión puede deberse al hecho de haber medido laminas de estructuras hummocky, con geometría alomada y con contorno circular o elipsoidal, junto a las otras estructuras más direccionales.

A veces se encuentran afloramientos donde es visible una gran superficie de los planos superiores de estratificación de las capas cuarciareníticas. Destaca la presencia de lomos con forma elongada, con ejes mayores orientados aproximadamente N-S y con trenes de ripples de corriente sobreimpuestos indicando un sentido de la corriente hacia el Oeste. Polaridad de corriente consecuente con la disposición de áreas emergidas, admitida en el Cámbrico-Ordovícico, situadas hacia el Este.

A techo de capas cuarciareníticas también se observan depresiones de dimensiones métricas, posteriormente rellenas con lutita y limolita con laminaciones y capas cuarciareníticas centimétricas intercaladas. El origen de estas depresiones es la excavación, de las capas arenosas previamente depositadas, por fuertes corrientes que no depositan sedimento (by-passing). Las pendientes laterales de estas depresiones favorecen la formación de slumps que involucran a los materiales de relleno.

A techo de los intervalos arenosos, es frecuente encontrar niveles slumpizados, que afectan a limolitas con laminaciones y capas de cuarciarenitas intercaladas. Estos niveles a veces tienen una considerable extensión lateral (al menos 500 m.)

Los intervalos de menor granulometría, lutitas y limolitas, presentan laminación ondulante y lenticular, además de un gran desarrollo de las estructuras de deformación. Tienen intercaladas capas de cuarciarenita con

estratificación paralela y hummocky originadas por tormentas. Corresponden a periodos de baja energía y permiten el desarrollo de actividad biológica que queda reflejada en la presencia de horizontes de Skolithos y trazas de Cruzianas, que suelen observarse en la base de los intervalos cuarzo areníticos. Estas trazas de cruzianas suelen estar orientadas, con un predominio de las direcciones N-S.

Estas litofacies se encuentran organizadas en secuencias, algunas claramente negativas, que pueden ser interpretadas como ciclos de somerización. Una secuencia idealizada negativa, suele tener unos 20 m. de espesor. La parte baja esta ocupada por limolitas con laminación ondulante y lenticular, con importantes estructuras de deformación: huellas de carga, pillows, laminas convolutadas, etc. Hay intercalaciones de capas de tormentas. La parte media está formada por capas de cuarciarenita, donde son bien visibles los planos de estratificación, que no suelen ser plano paralelos, conservándose estructuras hummocky y bases de capa erosivas, junto con laminación paralela y cruzada de bajo ángulo. La parte superior se caracteriza por niveles de cuarciarenita de aspecto masivo, se observan amalgamaciones de capas y a veces estructuras hummocky y laminación paralela. Estos niveles corresponden a los momentos de mayor energía dentro de la secuencia. A techo, se observa la existencia de estratificaciones cruzadas en surco, unidireccionales. También es frecuente el desarrollo de niveles slumpizados encima de estos conjuntos cuarciareníticos. slumps que involucran a capas arenosas, de espesor centimétrico intercaladas entre sedimentos finos de baja energía.

Una de las posibles interpretaciones de estos ciclos consiste en considerarlas secuencias de progradación de barras de arena de dimensiones notables, originadas por procesos de tormenta, sobre sedimentos finos propios de condiciones de baja energía, existentes normalmente en la cuenca de sedimentación. Los sets de estratificaciones cruzadas en surco y el desarrollo de slumps a techo de los niveles arenosos, se interpretan como fenómenos relacionados con esta morfología de barras.

El medio donde se desarrollan estos procesos, es una plataforma (off-shore) de poca profundidad. La baja energía existente normalmente en un medio de plataforma, permite un alto grado de preservación de las

características adquiridas en los momentos algidos de energía. Solo otro evento similar puede modificar estas características.

4.2.3. Columna de Villarmeriel. Serie nº 9.

Esta situada al Nor este de Villarmeriel, en la vertiente derecha del río de Villarmeriel. La columna está situada en una escama cabalgante sobre la Formación Pizarras de Luarca. Se observa en esta columna la parte superior de la serie de los Cabos y las Capas de Transición que dan paso a la Formación Pizarras de Luarca. Las condiciones de afloramiento no son malas, aunque los términos de litología fina parece que están afectados por la tectónica. Quizás esta deformación está ligada al cabalgamiento situado en la base de la serie.

Se distinguen las litofacies típicas de la serie de los Cabos, observándose un aumento de los términos finos en la parte superior de la columna. Este aumento de espesor en los niveles lutíticos, es el criterio que se emplea para separar las Capas de Transición, de la Serie de los Cabos. En los niveles cuarciareníticos se observan estructuras de alta energía como laminación paralela, hummocky y estratificación cruzada en surco, junto con amalgamación de capas. En los niveles finos hay lutitas y limolitas con laminas y capas de cuarciarenita.

Se observan secuencias negativas, con características similares a las de la columna de la Punta de la Osa, en la sección de cabo Busto. Se han medido paleocorrientes en los niveles donde aparecen sets de estratificación cruzada, estos sets son notablemente unidireccionales. El conjunto de medidas indica un predominio de los sentidos de corriente hacia el Sur (este dato coincide con la medida suelta, tomada en la columna del río Omañas, serie nº 11, que también indica sentido Sur). Esta polaridad de aporte, está de acuerdo con la situación de las áreas levantadas, que en esta zona, se encuentran situadas hacia el Norte. En la Costa Asturiana (Cabo Busto, Ribadeo) las áreas emergidas están hacia el Este y la polaridad de aportes tiene sentido Oeste. Este sentido hacia el Sur de los aportes en Riello y hacia el Oeste en la costa resulta coherente, con el sentido de paleocorrientes indicado por FARBER y JARITZ (1964) en la zona de Ribadeo. Estos datos indican un sentido de corriente desde el interior del Arco Asturiano hacia el exterior (Oeste a Sur según la posición del afloramiento).

TECHO DE LA SERIE DE LOS CABOS. RIO DE VILLARMERIEL
ESTACIONES DE PALEOCORRIENTES
SERIE Nº 9

SERIE INVERTIDA

Estación	set	capa	tipo	lámina	corrección tectónica	corrección magnética
A	1	47°/48°		33°/80°	128/13	121 (sentido)
	2	47°/48°		208°/78°	86/13	79 (sentido)
	3	47°/48°		208°/82°	91/27	84 (sentido)
B	1	49°/88°	surco	48°/61°	227/77	220 (sentido)
	2	49°/88°	surco	220°/81°	121/9	114 (sentido)
	3	49°/88°	surco	42°/81°	184/10	177 (sentido)
	4	49°/88°	surco	27°/83°	152/23	145 (sentido)
	5	49°/88°	surco	213°/87°	121/16	114 (sentido)
	6	49°/88°	surco	43°/85°	183/8	176 (sentido)
	7	49°/88°	surco	40/87	145/9	138 (sentido)
	8	49°/88°	surco	40/65	208/24	201 (sentido)
	9	49°/88°	surco	38/82	168/13	161 (sentido)
	10	49°/88°	surco	26/81	158/24	151 (sentido)
	11	49°/88°	surco	215/87	119/14	112 (sentido)
	12	49°/88°	surco	31/74	179/23	172 (sentido)
	13	49°/88°	surco	33/85	151/16	144 (sentido)
	14	49°/88°	surco	232/87	13/6	6 (sentido)
	15	49°/88°	surco	228/83	57/9	50 (sentido)
	16	49°/88°	surco	28/76	170/24	163 (sentido)
	17	49°/88°	surco	28/79	165/23	158 (sentido)
	18	49°/88°	surco	32/79	170/19	163 (sentido)
	19	49°/88°	surco	212/74	91/24	84 (sentido)

PALEOCORRIENTES VILLAMERIEL
TECHO DE LA SERIE DE LOS CABOS



N = 22
Sc en surco

VILLAMERIEL
TECHO SERIE DE LOS CABOS

4.2.4. Columna en la pista de la Utrera a Escuredo. Serie nº 10.

Está localizada al Sur de la Utrera en la Hoja de Riello. Son visibles unos 600 m. de la parte inferior de la Serie de los Cabos. Las condiciones de afloramiento no son muy buenas. Los 100 m. basales situados sobre la Formación Vegadeo no son visibles. El afloramiento se acaba en la Cimera de la Collada.

Comienza la columna con niveles donde predomina la lutita y limolita, con laminación ondulante. Estos niveles podrian ser equivalentes a las lutitas verdes, con trilobites del Cámbrico medio. Por encima se sitúan limolitas con intercalaciones de cuarciarenita, que se van haciendo más importantes a techo de la columna. En estos niveles arenosos se observa laminación paralela y amalgamación de capas. Parecen esbozarse secuencias negativas, similares a las de la sección del cabo Busto. También parece verse una megasecuencia negativa en el conjunto de la columna. Por comparación a las series de la costa, se interpreta como depósitos de plataforma somera (off-shore) con secuencias negativas de somerización.

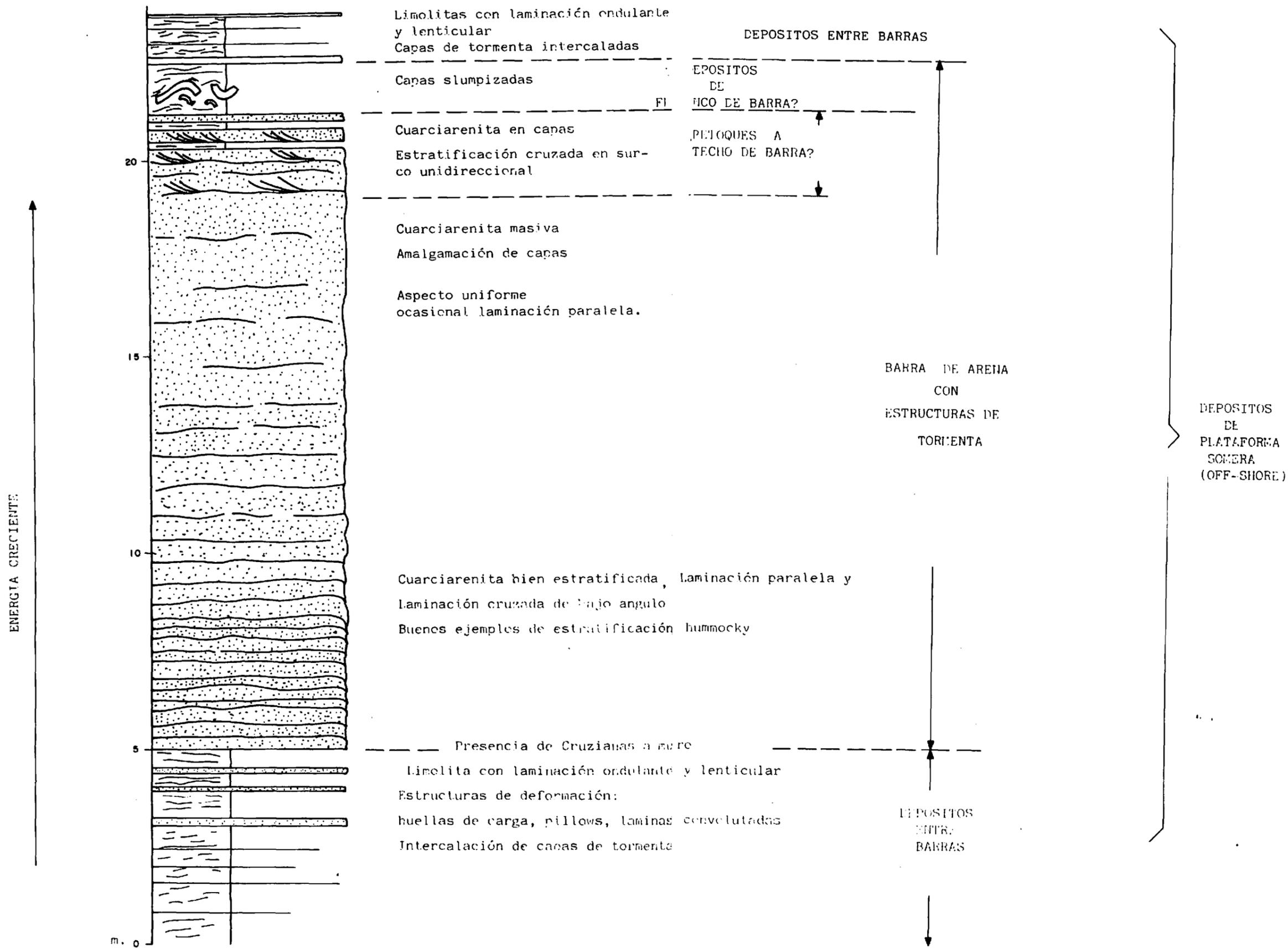
4.2.5. Columna del río Omañas entre Trascastro y la Garandilla. Serie nº 11.

Está localizada al Sur de Trascastro, en un estrecho valle por donde discurre el río Omañas. Son visibles unos 800 m. de la parte basal de la Serie de los Cabos. El muro de esta formación no aflora. La columna finaliza bajo una discordancia, sobre la que se sitúa una formación detrítica cretácica.

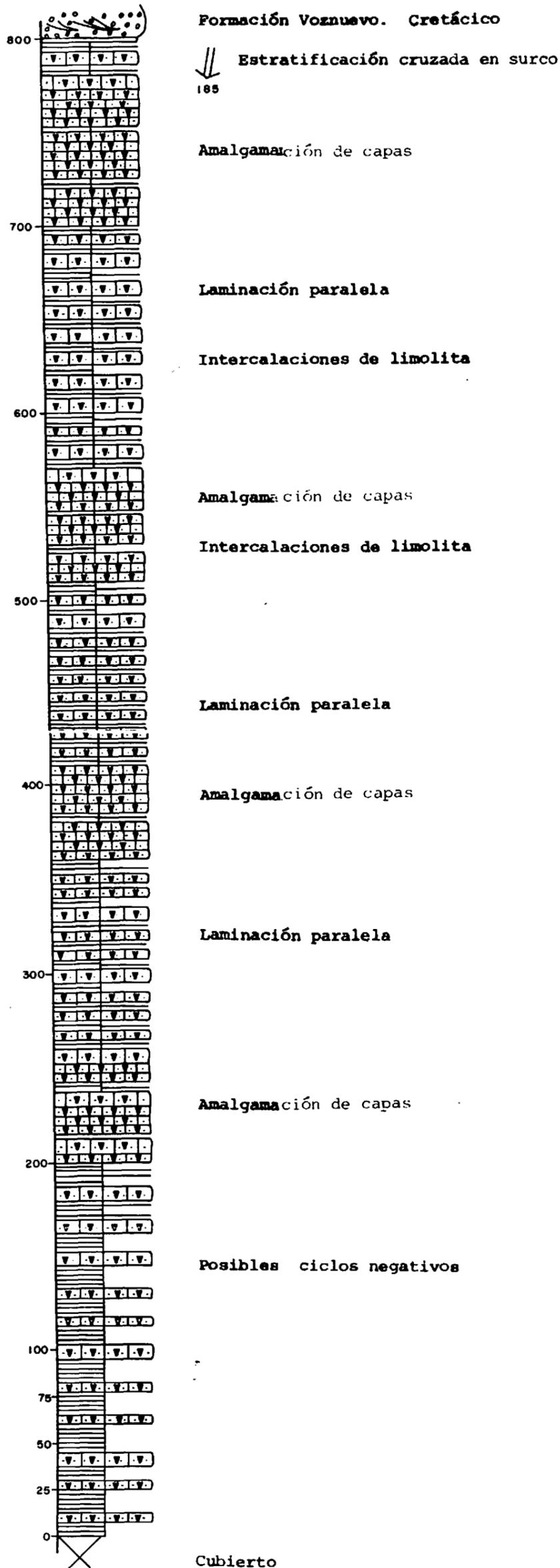
La litología observable es la típica de la Serie de los Cabos. Alternancia de cuarciarenitas y limolitas con niveles arenosos. Estos tienen un mayor grado de observación en el corte y en ellos son visibles estructuras de corriente de alta energía, como la laminación paralela, son frecuentes las amalgamaciones de capas y parecen formar secuencias negativas. En la parte alta de la columna se ha medido un set de estratificación cruzada en surco, que ha dado un sentido de corriente hacia el Sur.

El conjunto de la columna parece formar una megasecuencia negativa. Por comparación con las series de la Costa Asturiana, se interpreta

SERIE DE LOS CABOS
SECUENCIA IDEAL NEGATIVA DE SOMERIZACION
CORTE DE LA PUNTA DE LA OSA (CABO BUSTO)



SERIE DE LOS CABOS
COLUMNA DEL RIO OMAÑAS, ENTRE TRASCASTRO Y LA GARANDILLA.
SERIE Nº 11

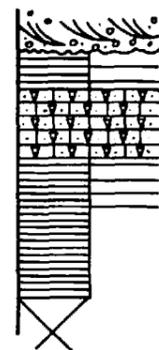


DEPOSITOS DE PLATAFORMA SOMERA (OFF-SHORE)
 SECUELIAS NEGATIVAS DE SOMERIZACION

LEYENDA

60

 PALEOCORRIENTE



Arenas y gravas
 Discordancia
 Capas de cuarcita con intercalaciones de lutita decimétricas y centimétricas
 Lutita con capas decimétricas, centimétricas y laminas de cuarcita
 Lutita con capas centimétricas y laminas de cuarcita
 Cubierto.

como depósitos de plataforma (off-shore) con secuencias negativas de somerización.

4.2.6. Observaciones en afloramientos puntuales

Una pequeña sección de la parte baja de la serie de los cabos es visible al Este de San Martín de la Falamosa. Afloran capas de cuarciarenitas centimétricas con laminación paralela, intercaladas con lutitas y limolitas. Recuerdan estas litofacies a las que se encuentran en la parte baja de la columna de la Utrera. A la entrada desde la Garandilla a San Martín de la Falamosa son visibles las lutitas de la base de la Serie de los Cabos, muy deformadas.

La mayor parte de las observaciones puntuales se han realizado en la Sierra de Jistredo y en la alineación Pozo Fierro-Vidolina. Los niveles cuarciareníticos que dan resalte, son los que han suministrado la mayor parte de la información. Las estructuras que son visibles: laminación paralela, hummocky, estratificación cruzada en surco, coinciden con las observadas en la columna más completas. En el arroyo Bigoña al Sur de Andarraso y en la pista desde Espina de Tremor al Suspirón se observa, la ordenación de las alternancias litológicas propias de la Serie de los Cabos. Son visibles secuencias negativas en estos afloramientos. En la parte alta del arroyo Lleroso, se pueden observar niveles de limolitas y lutitas con laminación ondulante y capas de cuarciarenita centimétricas intercaladas. En todos estos afloramientos se observan claramente, como las litofacies y la ordenación secuencial, donde es posible observarla, coinciden con la descrita en la serie de la Punta de la Osa en el cabo Busto, por lo que es aplicable la interpretación ambiental que allí se realiza para el área de Riello.

En la salida de San Feliz de las Lavanderas hacia Villarmeriel (Km. 31), en la base de un potente tramo cuarciarenítico situado en el techo de la Serie de los Cabos, aflora un nivel de Skolithos. Los tubos tienen un diámetro de entre 2 y 4 cm. Parece un nivel de algo más de un metro de espesor. Este nivel se ha podido seguir en el ámbito de la hoja durante más de 20 km., observándose también cuando el techo de la serie de los Cabos estaba involucrado en un cabalgamiento. En alguno de estos afloramientos el espesor de capa

cuarciaarenítica afectado era de hasta 3 m. (Camino de Felguera en la ladera Sur del Pozo Fierro a unos 1.350 m. de altitud).

De S.E. a NW. los afloramientos donde este nivel de Skolithos es visible son: San Feliz de las Lavanderas, Camino de Felguera, Castillo del Pozo Fierro y pista de Espina de Tremor al Suspirón (en dos puntos separados por un cabalgamiento). La constancia de este nivel a la escala local, es notable. Niveles de Skolithos en posiciones estratigráficas similares son citados por PEREZ ESTAUN (1978) en el corte del río Sil y por FARBER y JARITZ (1964) en la zona de Ribadeo. Sería interesante comprobar la existencia de este nivel, en cortes cercanos a la Hoja de Riello.

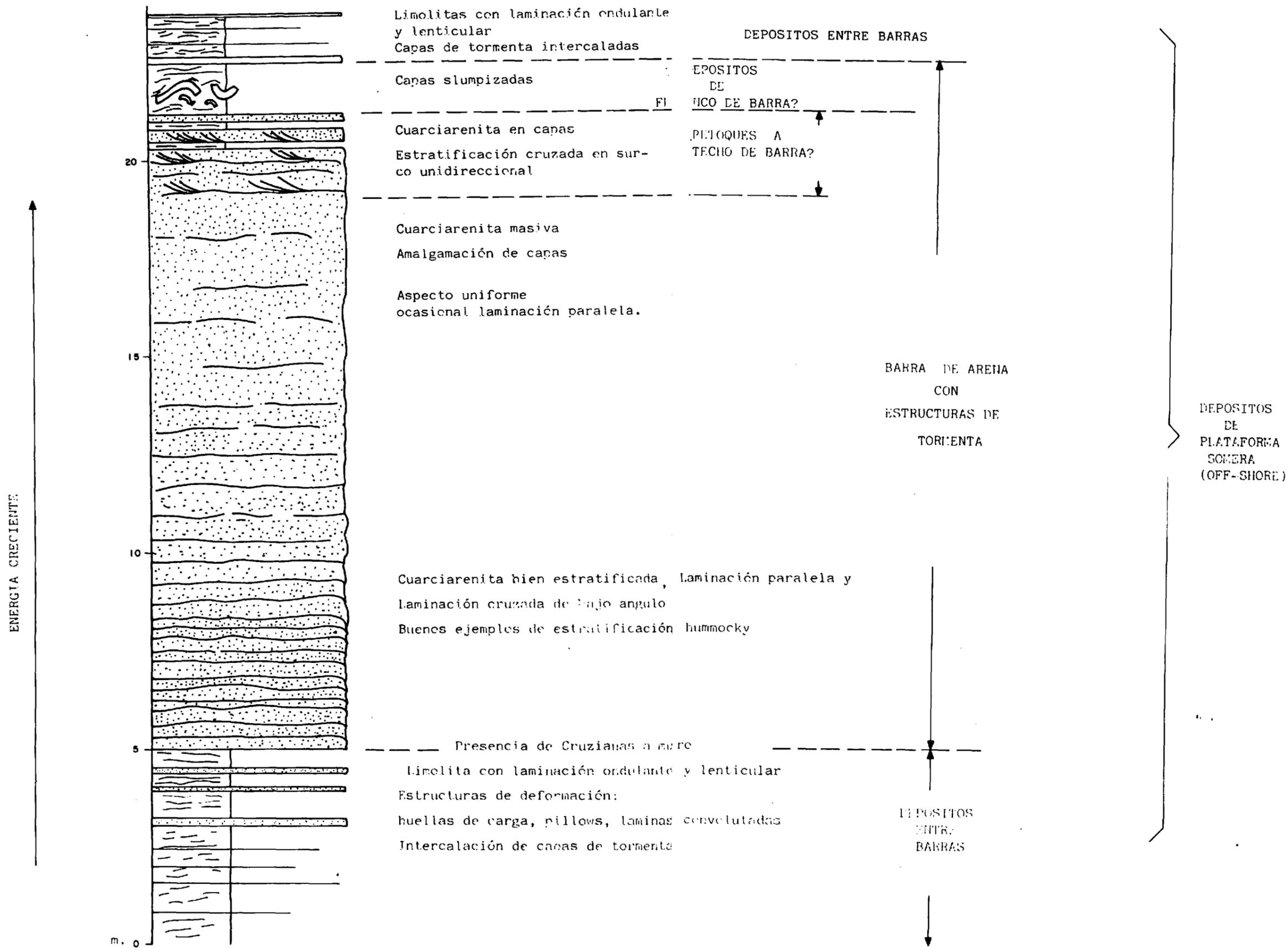
Existen tres tipos de afloramiento en donde pueden encontrarse Skolithos:

- a). Aislados entre sedimentos finos, lutitas y limolitas
- b). En alternancias finas de lutita y arenisca
- c). Asociado con intervalos arenosos gruesos.

El nivel de Skolithos, a techo de la Serie de los Cabos en la Hoja de Riello, posee unas características de afloramiento similares al caso c). En este caso, la traza significa el escape de un organismo ante el depósito de sedimentos en el fondo o una colonización de arriba abajo de las capas arenosas, que es lo que parece suceder en este caso. El significado sedimentológico de la traza sería entonces, la existencia de una interrupción sedimentaria importante. La extensión lateral de este nivel apoya la existencia de esta interrupción. Posteriormente a esta interrupción comienza un período transgresivo, que gradualmente (Capas de Transición), disminuye la energía de la cuenca, hasta llegar a las condiciones de plataforma de baja energía, característicos de la Formación Pizarras de Luarca.

En la alineación de cumbres del Suspirón, en la parte alta del arroyo Lleroso, al Noreste de Murias de Ponjos, en una pista que va hasta Andarraso, se han visto en bloques sueltos Skolithos en otros dos puntos diferentes (en la serie de Cabo Busto, también aparecen Skolithos a diferentes alturas). Las condiciones de afloramiento en estos puntos eran malas y no se pudo localizar la capa madre

SERIE DE LOS CABOS
SECUENCIA IDEAL NEGATIVA DE SOMERIZACION
CORTE DE LA PUNTA DE LA OSA (CABO BUSTO)



Limolitas con laminación ondulante y lenticular
 Capas de tormenta intercaladas

DEPOSITOS ENTRE BARRAS

Capas slumpizadas

DEPOSITOS DE NICO DE BARRA?

Cuarciarenita en capas
 Estratificación cruzada en surco unidireccional

PEIQUES A TECHO DE BARRA?

Cuarciarenita masiva
 Amalgamación de capas
 Aspecto uniforme ocasional laminación paralela.

BARRA DE ARENA CON ESTRUCTURAS DE TORRENTA

DEPOSITOS DE PLATAFORMA SOMERA (OFF-SHORE)

Cuarciarenita bien estratificada, laminación paralela y laminación cruzada de bajo ángulo
 Buenos ejemplos de estratificación hummocky

Presencia de Cruzianas a rare

Limolita con laminación ondulante y lenticular
 Estructuras de deformación: huellas de carga, pillows, laminas convolutadas
 Intercalación de capas de tormenta

DEPOSITOS ENTRE BARRAS

ENERGIA CRECIENTE

m. 0

E. 1:100

de donde procedían los bloques. La situación aproximada de estos dos posibles niveles de Skolithos en la Serie de los Cabos es en su parte media, separados por unos 400 m. de espesor.

Solo se ha encontrado una cruziana inclasificable en un bloque suelto, en la pista de Murias de Ponjos al Suspiron. No se ha visto ninguna cruziana in situ. Esto puede ser debido a las condiciones de afloramiento de las capas de la Serie de los Cabos que suelen estar invertidas con lo que los muros donde podrian encontrarse las cruzianas, estan lavados y cubiertos de liquen, dificultando la conservación y la observación de estas trazas.

4.3. Conclusiones. Paleogeografía

La serie de los Cabos se ha depositado en un medio de plataforma somera (off-shore), donde han alternado periodos excepcionales de alta energia originados por tormentas, con condiciones normales de sedimentación de baja energia. Los dos términos litológicos fundamentales de la Serie de los Cabos, cuarciarenitas y lutitas y limolitas; constituyen diferentes litofacies, que se organizan en secuencias características de somerización, que en muchos casos tienen caracter negativo. Son interpretadas de una manera provisional como secuencias de progradación de barras arenosas (originadas en los periodos álgidos de energia), sobre los sedimentos interbarras. Estos sedimentos finos son propios de las condiciones normales de baja energia, predominantes temporalmente en la plataforma. La gran extensión areal de este tipo de litofacies y secuencias, asi como su persistencia en el tiempo, son facilmente comprensibles en un modelo de plataforma poco profunda de este tipo. Las interpretaciones sugeridas anteriormente sobre esta formación, principalmente BALDWIN (1975, 1977, 1978) no exponen claramente sus conceptos de asociaciones de facies (fundamentalmente circalitorales: "tidal-flat", playas y barras litorales). Es dificil de comprender la extensión lateral y persistencia temporal de este tipo de facies de "near-shore", "fore-shore" y "shore-face" propuestas por este autor.

Los datos sedimentológicos y de paleocorrientes adquiridos en un estudio sobre la Serie de los Cabos, que se esta realizando actualmente ARAMBURU, ENRILE y GARCIA RAMOS (en preparación) junto con los aportados por ARAMBURU (en preparación) sobre el equivalente de la Serie de

los Cabos en la zona Cantabrica (conjunto Formación Oville + Formación Barrios), permiten esbozar una interpretación paleogeográfica para el Cámbrico superior-Ordovícico inferior.

Un area emergida situada en el interior del Arco Asturiano (Este en la Costa Asturiana, N en la zona de Riello), sometida a una erosión (que se ve facilitada por la inexistencia de vegetación y por un clima posiblemente tropical, muy agresivo), suministra gran cantidad de sedimento (principalmente maduro; con un porcentaje de granos de cuarzo considerable) a la cuenca de sedimentación marina.

Medios sedimentarios continentales (aluviales) y de transición (¿aparatos deltáicos?-Formación Oville + Formación Barrios), transportan estos sedimentos detríticos hasta una plataforma muy extensa, poco profunda. Allí los aportes continentales sufren la influencia de procesos de energía excepcional (tormenta), que originan depósitos arenosos con estructuras características de alta energía. Estos sedimentos alternan con los términos finos depositados en los periodos de energía normal baja de la plataforma. Esta alternancia de depósitos constituye la Serie de los Cabos.

La zona ocupada por el Antiforme del Narcea impide observar claramente, como se realiza el paso entre los sedimentos de las formaciones Oville + Barrios y su equivalente, la Serie de los Cabos. La estructura de este Antiforme en el sector Sur consistente en cabalgamientos importantes un acortamiento muy apreciable hace pensar en un acercamiento por razones tectónicas de zonas Paleogeográficas originalmente distantes, que pudiera explicar la diferencia de potencias medias de estas unidades (originadas seguramente por razones de subsidencia diferencial) y el contraste de sus características sedimentológicas. En las zonas más alejadas del area emergida, zona de Ribadeo, Manto de Mondoñedo, etc., las potencias de la Serie de los Cabos son menores y su contenido en capas arenosas es menor. Estas regiones ocuparían posiciones relativamente más distales en la plataforma. Serían zonas en donde llegarían menos aportes arenosos o con una profundidad mayor, que impediría la influencia en el fondo de la mayor parte de las tormentas. Solo perturbaciones muy importantes podrían quedar reflejadas en los sedimentos.

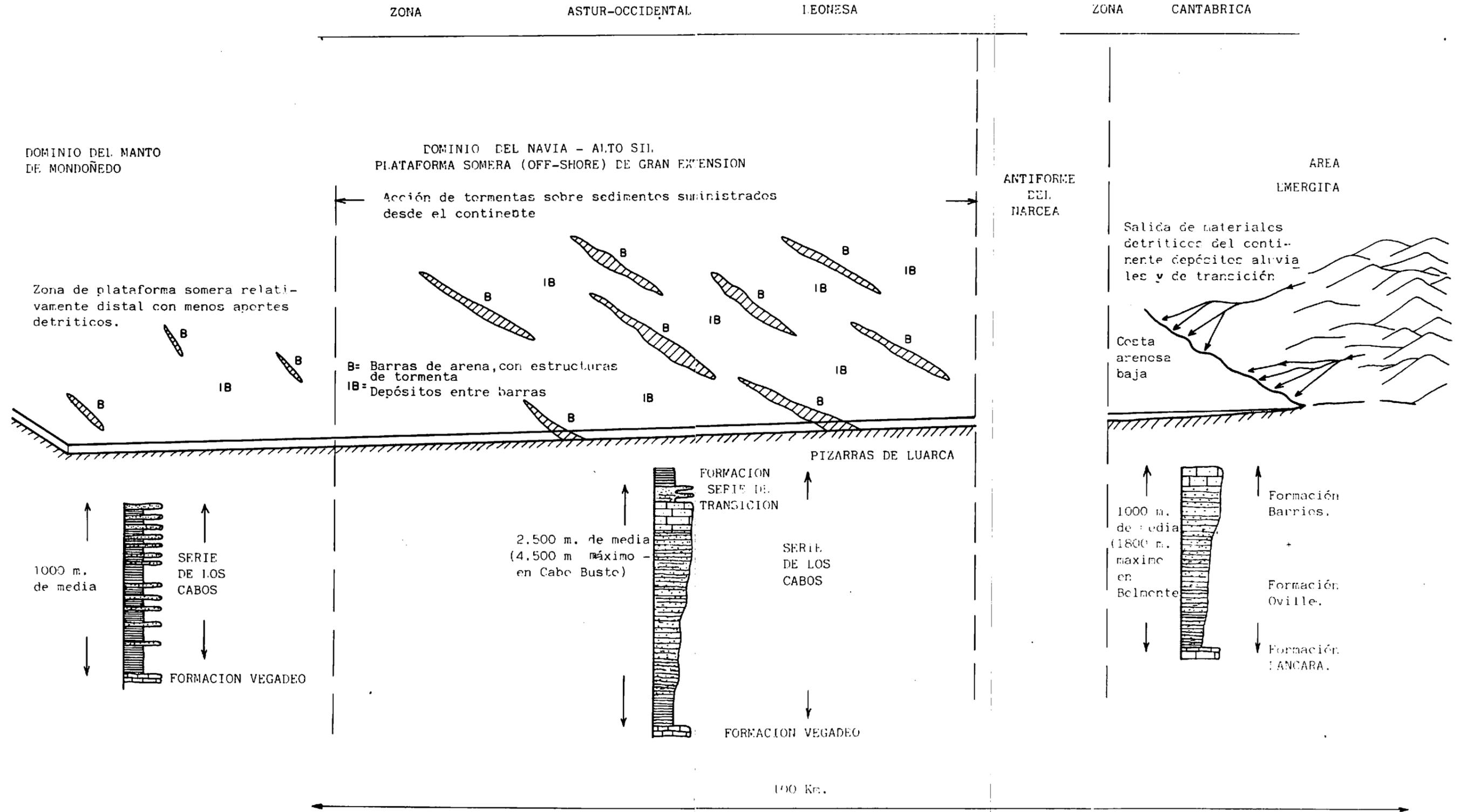
Los niveles predominantemente cuarzoareníticos, situados a techo de la Serie de los Cabos y equivalentes a partes también muy arenosas del techo de la Formación Barrios (datadas Arenig por icnofauna) corresponderían a periodos de mayor actividad erosiva, con mayor aporte de sedimentos a la plataforma. Periodos quizá ligados a procesos de levantamiento en el área emergida.

Las capas de transición indican una progresiva disminución de energía en el medio, aunque continúen existiendo momentos de excepcional energía (tormentas). Quizás lo que suceda sea una disminución en el aporte de sedimentos a la plataforma. Todavía quedan reflejados periodos de gran energía en el medio, como indica el desarrollo de areniscas con granos de cuarzo bien rodados y oolitos ferruginosos. La cuenca evoluciona a condiciones de plataforma no necesariamente más profunda, pero sí de energía más débil, donde se deposita la Formación Pizarras de Luarca.

ESQUEMA PALEOGEOGRAFICO PARA EL CAMBRICO SUPERIOR-ORDOVICICO INFERIOR

Oeste: Costa Asturiana
Sur : Zona de Riello.

Este: Costa Asturiana
Norte: Zona de Riello



5. FORMACION PIZARRAS DE LUARCA

Por encima de las alternancias de cuarciarenita y lutita propias de las capas de transición se situa en la zona de Riello, una formación con predominio de los sedimentos de granulometria fina, que recibe el nombre de Formación Pizarras de Luarca. Esta unidad fue definida por BARROIS (1882) como Pizarras de Luarca en la costa occidental Asturiana.

La formación aparece en la Hoja de Riello afectada intensamente por la deformación. Los materiales lutíticos y limolíticos se encuentran afectados por la esquistosidad, siendo muy difícil observar las superficies de estratificación. No ha sido posible elaborar una sección de esta formación y es difícil apreciar la naturaleza original del sedimento, excepto su granulometria fina y su aspecto uniforme. Destaca su contenido en pirita.

Su potencia es difícil de estimar, no solo por la influencia tectónica, sino por su caracter transicional a muro y techo de la formación . En la vecina Hoja de Noceda, MATAS et al (1982) proponen una potencia superior a los 1.500 m. PEREZ ESTAUN (1978) estima para la localidad de Villarmeriel 300 m. de los que 75 m. corresponderian a los niveles con participación volcánica. Sin embargo este dato debe ser modificado por la existencia de cabalgamientos, con lo que el espesor debe de ser algo mayor. La potencia aproximada en la zona de Riello debe de ser entre 500 y 700 m. Hay un predominio de los materiales lutíticos de color negro.

Esta formación posee no obstante, relativa variedad en la Zona Astur-occidental Leonesa y en la Zona Cantabrica (donde aflora en puntos concretos como el cabo Peñas-cabo Vidrias). Además de intercalaciones volcanicas y vulcano detríticas se citan niveles limolíticos y arenosos y capas de dolomia con niveles bioclasticos, nodulos de siderita, etc.

MATAS et al (1982) proponen un medio de deposito retringido y se basa en la distribución de espesores regional, para proponer una sedimentación en surcos protegidos de los aportes continentales. Estos sedimentos se podrian depositar en una zona de plataforma.

Según GUTIERREZ MARCO (1983) son depósitos pelíticos, con fauna propia de ambientes neríticos, en general cercanos al nivel de base del oleaje. La fauna que se suele encontrar en esta formación es de graptolites, braquiópodos y algunos trilobites.

El carácter transicional de esta formación con la Serie de los Cabos depositados en un medio de plataforma somera ("off-shore") no muy profunda, puede hacer pensar en una continuación de la sedimentación en este ambiente y que la inexistencia de depósitos groseros en este medio de energía baja, sea debida a una posición relativamente más distal o más probablemente a un cese de aportes detríticos desde el continente. La existencia de un medio reductor en este ambiente de depósito de energía débil, es admitido por todos los autores que han trabajado sobre esta formación.

La parte superior de la formación es también muy transicional con la Formación Agüeira. Esto es visible en varios cortes del dominio del Navia-alto Sil y en el Dominio de Truchas. En la zona de Riello, esta circunstancia hizo que PASTOR-GOMEZ (1969) distinguiera una formación, las Pizarras de Brañuelas, en donde agrupaba la Formación Pizarras de Luarca y la Formación Agüeira. La parte baja de la Formación Agüeira tiene características que indican una sedimentación en ambientes muy someros. Existe al final de la sedimentación de la Formación Pizarras de Luarca una gradual disminución de la profundidad de depósito y un aumento de la cantidad de aportes detríticos, que se van incorporando a la cuenca de sedimentación.

La edad comúnmente admitida para esta unidad es Ordovícico inferior (Llanvirn-Llandeilo).

6. FORMACION AGÜEIRA

6.1. Generalidades

Al Suroeste de la Hoja de Riello, por encima de la Formación Pizarras de Luarca se sitúan unos materiales, en los que aparentemente predominan las lutitas y limolitas, con pizarrosidad y esquistosidad. Esta unidad ha sido identificada por PEREZ ESTAUN (1978) como comparable a la Formación Agüeira y fue descrita por este autor, con una litología algo diferente a la de otros afloramientos de la misma unidad: con un predominio de los materiales finos. El contacto con la Formación Pizarras de Luarca es muy gradual y parece no haber ningún nivel arenoso destacable, por lo que PASTOR GOMEZ (1969), en la Hoja de Riello (serie antigua), engloba ambas formaciones en una sola unidad, las pizarras de Brañuelas.

Este predominio de los materiales finos en la Formación Agüeira en la zona de Riello, es más aparente que real. Durante la confección de este informe sedimentológico, se ha separado un miembro con capas cuarciareníticas. Son muy abundantes estas capas arenosas en el cauce del río Nodellos al Sur de Espina de Tremor, donde se ha levantado una serie y en afloramientos sueltos cerca del arroyo del Vallejo en los Barrios del Nistoso. Este tramo predominantemente arenoso, situado en la parte media-superior de la Formación Agüeira es comparable, por su posición en la serie, litología y ambiente de formación, con niveles similares descritos en varias localidades del dominio del Navia-Alto Sil. Por encima de estos niveles arenosos se sitúan lutitas y limolitas. El techo de la formación no es visible. No aflora la cuarcita de Vega en la zona de Riello, bien porque no existe o por no aflorar los niveles superiores de Agüeira en esta zona.

En la Zona Astur-occidental Leonesa, los materiales situados por encima de la Formación Pizarras de Luarca fueron descritos por algunos autores, FARBER y JARITZ (1964), etc., que señalaron la posibilidad de que esta unidad tuviera una edad Ordovícico superior. MARCOS (1970) confirmó esta posibilidad al encontrar fauna de edad Caradoc y definió las características de estas rocas, a las que denominó Formación Agüeira. La interpretó como una secuencia de tipo flysch con características turbidíticas.

Sobre las características sedimentológicas y el entorno paleogeográfico, han publicado trabajos, MARCOS (1973), CRIMES, MARCOS y PEREZ ESTAUN (1974) y PEREZ ESTAUN y MARCOS (1981). Estos dos últimos trabajos proponen la existencia en la cuenca de sedimentación de surcos limitados por taludes, con cañones submarinos y un predominio de la sedimentación de carácter turbidítico en el Dominio del Navia-Alto Sil. El Dominio de Peñalba-Manto de Mondoñedo lo consideran un umbral, a veces con sedimentación de plataforma, que puede ser carbonatada. Finalmente en el Dominio de Truchas proponen la existencia de un surco de sedimentación turbidítico con características más distales.

En el Dominio del Navia-Alto Sil interpretan la unidad como depositada por un abanico submarino profundo, con características proximales en la zona de Vega de Espinareda pasando hacia el Norte y hacia el Sureste (sector de brañuelas-Riello) y facies de abanico externo no canalizado y a la planicie que rodea el abanico.

Basan la interpretación del medio principalmente en la identificación de facies asimilables a las de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975), cuya distribución longitudinalmente al surco justifican gracias a los datos de paleocorrientes, que se disponen siguiendo el Arco Asturiano. El carácter profundo del abanico la deducen del hallazgo de trazas fósiles: *Helminthopsis* sp, *Spirophicus* sp. Como *moraphe* sp., *Protopaleodyction* sp. y *Arenicolites* sp. Estos generos de icnofauna son atribuidos por CRIMES et al (1974) a condiciones de vida propia de un fondo marino de cierta profundidad.

OLMO SANZ (en BARROS et al (1984) estudia esta unidad en una amplia área del Dominio del Navia-Alto Sil y encuentra capas arenosas, con estructuras originadas por tormentas. Este autor propone para este Dominio un medio de plataforma influenciada por tormentas.

Durante la realización de este informe, se han estudiado la mayoría de los afloramientos de la Formación Agüeira en el Dominio del Navia-Alto Sil. La descripción e interpretación de estos cortes se expone posteriormente. Destaca la existencia en la parte basal de la formación de características propias

de ambientes de depósito marino somero. Sólo un tramo predominantemente arenoso situado en la parte media-superior (río Cua, Hoja de Riello) tiene capas con carácter turbidítico. La distribución de facies de abanico submarino establecida por PEREZ ESTAUN y MARCOS (1981) en la zona de Riello-Brañuelas, no está de acuerdo con la presencia en este área, de un potente tramo arenoso, con características turbidíticas.

La profundidad de depósito de estas turbiditas no es necesariamente muy grande. Los icnofósiles encontrados por CRIMES (1974), además de los identificados en este estudio: *Gordia* sp., *Chondrites* sp., *Monomorphichnus* sp. y *Planolites* sp., no son característicos de medios profundos.

Los ambientes someros basales de la formación pasarían a una plataforma en donde podrían formarse turbiditas a favor de desniveles existentes en este medio no profundo. Por encima y por debajo de este miembro arenoso suelen encontrarse niveles limolíticos, a veces con fauna de braquiopodos (a muro), que podrían ser depósitos de plataforma.

En la parte superior de la Formación Agüeira se encuentran facies marinas someras. Hay contactos netos entre capas, ripples de oscilación, etc. Las capas de lutita y arenisca están organizadas en secuencias negativas. En algunos sectores del dominio del Navia-Alto Sil estas secuencias se van amalgamando al techo, hasta finalizar en la Cuarcita de Vega. Esta unidad está relacionada sedimentológicamente con la parte superior de Agüeira. Por encima de esta Cuarcita de Vega se sitúa al Silúrico, (fundamentalmente lutítico, con pizarrosidad y esquistosidad) en contacto neto y disconforme. Hay zonas (Hoja de Noceda) donde por encima de la Cuarcita de Vega hay alternancias lutítico-arenosas, similares a la parte superior de la Formación Agüeira. Sobre estas alternancias se sitúa el Silúrico en esta hoja.

En el Dominio de Truchas, PEREZ ESTAUN y MARCOS (1981) suponen una disminución de los aportes turbidíticos, para explicar las características de la Formación Agüeira en esta zona. BARROS et al (1984) estudian esta unidad en el dominio y encuentran niveles arrecifales en el miembro inferior que separan. Interpretan la formación como depósitos de plataforma somera.

Los depósitos marinos someros característicos de la mayor parte de la Formación Agüeira en el Dominio del Navia-Alto Sil, podrían explicar la distribución geográfica de los afloramientos de la formación en la zona. El límite Este y Norte de estos afloramientos no se conoce, al situarse el Antiforme del Narcea. En la zona Cantábrica, sólo el complejo vulcano-detrítico de Cabo Peñas-Cabo Vidrias posee una edad similar a Agüeira. El carácter litoral de la Formación Agüeira explicaría la inexistencia de depósitos de esta edad en las zonas emergidas, situadas al E-NE, según la posición en el Arco asturiano.

Estas facies relativamente someras (con ocasionales episodios de plataforma y depósitos turbidíticos formados en ella) darían paso a las condiciones de plataforma existentes en el Dominio de Peñalba-Manto de Mondoñedo y en el dominio de Truchas.

Las potencias atribuidas a la formación en el Dominio de Navia-Alto Sil varían entre los 300 m. (sinclinal del Castrillo, cerca del Dominio de Peñalba) y los 1.500 m. (Vega de Espinareda), según PEREZ ESTAUN (1978). Algunos de los cortes estudiados en la zona de espesores mayores, (Congosto (1.100 m.) Vega de Espinareda (1.500)), estaban tectonizados (pliegue de 3ª fase en el Congosto, según BARROS et al (1984) y parece que sus espesores reales son menores, en torno a los 800-900 m. MATAS et al (1982) dan una potencia en torno a los 800 m. en la vecina Hoja de Noceda. En la Hoja de Riello es difícil de calcular el espesor de la formación. El tramo con predominio arenoso turbidítico posee un espesor de unos 300 m., similar al encontrado en esta parte de la formación en los otros cortes del Dominio. La base de la formación tiene un límite difuso con la Formación Pizarras de Luarca y el techo no es visible. Los intervalos con predominio de materiales lutíticos y limolíticos, a techo y a muro de la formación, están afectados por pliegues que pueden hacer aumentar la potencia aparente. Este espesor estimado sería en torno a los 1.300 m., pero es posible que la cifra real sea algo menor, en torno a los 800-900 m. existentes en zonas vecinas.

Se ha encontrado en la formación, fauna que ha indicado edad Caradoc. Estos yacimientos suelen estar situados en la parte media de la formación. Es posible que la parte baja de la formación sea de edad Llandeilo. El

techo de Agüeira y la Cuarcita de Vega no están bien datados, solo se conoce que estos niveles están por encima de capas con fauna de edad Caradoc y por debajo de el Silúrico con *Monograptus*. No se conoce la relación estratigráfica de estos niveles a techo de la Formación Agüeira, con las calizas de la Aquiana de supuesta edad Asghill, que afloran en el dominio de Peñalba.

6.2. Sedimentología de la Formación Agüeira

La calidad de los afloramientos de la Formación Agüeira no era suficientemente buena en la Hoja de Riello para conocer las características sedimentológicas de la formación, que se suponían complejas, por lo que se han estudiado la mayoría de los afloramientos de la Formación Agüeira en el dominio del Navia-Alto Sil. Se han elaborado columnas sintéticas de algunos de estos afloramientos. En la Hoja de Riello se ha realizado una columna de detalle, en el tramo con predominio de capas arenosas, con características turbidíticas. Esta sección está situada en la vertiente derecha del río Nodellos al Sur de Espina de Tremor. Se ha realizado una columna sintética del Agüeira aflorante en la zona de Nistoso al Suroeste de la hoja.

Se han tomado muestras para el estudio petrográfico de los niveles arenosos que se suponían de mayor granulometría. Estos niveles detríticos suelen estar muy recristalizados, dificultando el conocimiento de la textura y composición original de las rocas.

6.2.1. Litología de la Formación Agüeira

Los términos finos de la formación, lutitas y limlitas suelen tener tonos oscuros (grises), aunque a techo y muro de la formación tienen tonos más claros. Tienen con frecuencia laminaciones arenosas. Estas litologías suelen estar afectadas por pizarrosidad y esquistosidad.

Las muestras de los niveles arenosos suelen estar muy recristalizadas. En algunas muestras hay indicios de que son cuarciarenitas. La granulometría es difícil de observar, parecen predominar los tamaños de grano medio y fino, siendo escasas las capas con grano grueso. Tienen cemento con clorita. No hay diferencias importantes entre las características de visu, de los

niveles arenosos de la parte inferior y superior de la serie, con las de el miembro turbidítico de la formación. No parece haber términos arenosos con características de wackas en esta formación.

6.2.2. La Formación Agüeira en el Dominio del Navia-Alto Sil. Relación de afloramientos estudiados.

Para obtener información acerca de las características de la Formación Agüeira, se ha realizado un estudio completo de los diferentes afloramientos de la unidad, en el Dominio del Navia-Alto Sil. Este estudio regional era necesario, porque los datos obtenidos en la Hoja de Riello, no eran suficientes para establecer un modelo sedimentológico de la unidad. Se ha podido observar, que la formación no es sedimentológicamente uniforme y no se ha depositado en un ambiente de depósito unico. Se ha intentado establecer un modelo idealizado de la formación, válido sobre todo para el sector Sur del Dominio del Navia-Alto Sil.

La descripción de los cortes, se realiza desde la costa asturiana, hacia el Sur finalizando la relación en la Hoja de Riello. En muchos de los afloramientos visitados, no ha sido posible conocer la posición estratigráfica dentro de la formación. En la cartografía existente a veces es dudoso que se trate de la Formación Agüeira, que puede confundirse con la Serie de los Cabos. Las potencias estimadas en otras secciones parecen ser algo mayores, que las reales, debido sobre todo a la presencia de accidentes tectónicos. La parte media y superior de la formación, incluyendo la Cuarcita de Vega, es la que posee generalmente un mejor grado de observación.

Sección de Puerto Vega

Está situada en el flanco Este del sinclinal de Puerto Vega. No se conoce muy bien la posición del corte dentro de la formación. Se observan facies con características marinas someras. Hay alternancia de niveles de sedimentos con granulometría fina, con términos arenosos con ripples simétricos. Los contactos entre las capas son netos. Hay una intensa bioturbación por burrows. Se ven láminas de "climbing-ripples" que a veces indican direcciones opuestas.

Sección de la playa de Frijulfe

Está localizada en el flanco Oeste del sinclinal de Puerto Vega, al Este de la playa. No se conoce la posición del corte, dentro de la Formación Agüeira. Son visibles paquetes arenosos, espesos, turbidíticos, con secuencias de BOUMA tipo Tce y Tde, que podrían corresponder a facies tipo D de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975).

Sección de la playa de Porcia

Situada al Este de la playa. Se observan laminaciones en capas arenosas y alternancias finas, no debidas a ripples. No parecen de origen sedimentario (¿origen tectónico?).

Sección del cabo Atalaya de Porcia

Es dudoso que esta sección sea de la Formación Agüeira, tal como está cartografiada. Se observa un paquete espeso de cuarcita, con predominio de laminación paralela, que recuerda a las características de la Serie de los Cabos. Por encima se encuentran unos niveles lutíticos, con pizarrosidad y con oolitos de hematites, que pueden ser la base de la Formación Pizarras de Luarca.

Sección de Candín

Está situada en la vertiente izquierda del río Ancares. Aflora la parte superior de la Formación Agüeira, muy afectada por la tectónica. No es posible observar las características sedimentológicas. Aflora la Cuarcita de Vega, con un espesor de unos 15 m. El contacto con el Silúrico es disconforme.

Sección del río Cua

Entre San Pedro de Paradela y el puente Andines, al Norte de Vega de Espinareda. Es un corte completo de la formación, solo algo cubierto en la parte baja y con una falla en su parte alta, separando la cuarcita de Vega de el resto de Agüeira. La potencia estimada en este corte, es de unos 900 m.

En la parte inferior de la sección se observan capas arenosas, con ripples rectilíneos y simétricos. Estas capas alternan con términos lutíticos y limolíticos. Los contactos son netos, no hay gradaciones. Alguna capa arenosa tiene características de ser originada por tormentas y presenta posibles estratificaciones hummocky. Se ven secuencias negativas. Esta parte inferior tiene unos 300 m. de espesor.

Por encima se sitúan unos 150 m. de limolitas de color gris oscuro y aspecto masivo. En la base de este nivel se han encontrado dos yacimientos de braquiópodos, sin aspecto de estar removilizados.

La parte media-superior del corte son 200 m. fundamentalmente arenosos, con secuencias de BOUMA tipo Tce, Tde y Tbe, que pueden corresponder a facies tipo D de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975). Se observa alguna canalización en la parte superior de este miembro arenoso. Las paleocorrientes medidas en "furrow-cast" y "grooves", junto con los ripples de corriente, indican un sentido de la corriente hacia el Noroeste. En la parte media de este nivel arenoso, se han encontrado las siguientes trazas fosiles: Gordia sp., Helminthopsis sp., Chondrites sp. y Monomorphichnus sp. Por encima de estas capas turbidíticas se situa una intercalación limolítica, que se interrumpe con una falla, que la pone en contacto con la Cuarcita de Vega, muy fracturada, en contacto disconforme con el Silúrico.

Sección de Libran-Pardamaza

Se encuentra en la pista que une estos dos pueblos, en el núcleo de un anticlinal. Hay un excelente afloramiento del techo de la Formación Agüeira. La Cuarcita de Vega está algo fracturada.

Se observan secuencias negativas métricas de lutita a cuarcita, con contactos netos entre capas y ripples simétricos. Las secuencias se van amalgamando hacia techo, predominando los términos de mayor granulometría, habiendo un paso gradual a las Cuarcitas de Vega, que son bastante espesas (30-40 m.). El contacto con el Silúrico es disconforme.

Sección de Noceda

En el flanco Sur del sinclinal de Noceda, por una pista al Norte del pueblo. Excelente afloramiento del techo de la Formación Agüeira. La Cuarcita de Vega está muy recrystalizada y fracturada. Se observan secuencias negativas métricas, de lutita a cuarcita, con contactos netos, laminaciones tipo flaser y ondulante. Hay claros ripples de oscilación ("off-shoots") y estructuras de compensación de ripples. El paso a la Cuarcita de Vega es gradual. Por encima de la cuarcita de Vega, se encuentran alternancias lutítico-cuarcíticas similares a las de la base de la Cuarcita de Vega. Sobre estas alternancias se sitúa el Silúrico, en contacto disconforme.

Sección del Congosto-Santa Marina de Sil

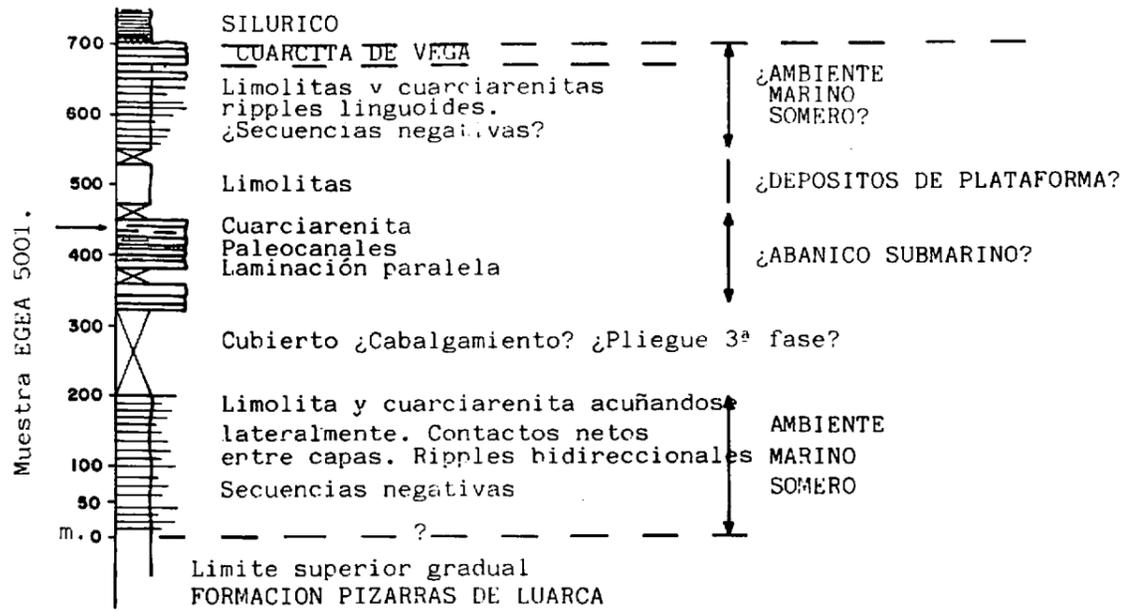
Junto al Pantano de Barcena, en su sector más estrecho, por la carretera y por la antigua vía del tren. La serie está muy tectonizada y existe la posibilidad de repetición de la parte baja de la Formación Agüeira y de la Formación Pizarras de Luarca. Esto puede ser debido a la existencia de un cabalgamiento o de un pliegue de 3ª fase, BARROS et al (1985). Se ve en esta zona tectonizada una intensa esquistosidad con venas de cuarzo muy replegadas. La potencia del corte no puede conocerse con exactitud se ha propuesto un espesor de 1.100 m., pero es posible que sea algo menor (en torno a los 700 m.).

En los niveles situados en la base del corte, las capas de arenisca y limolita tienen contactos netos, no hay gradaciones. En la parte media-superior de la serie afloran cuarcitas grises, con predominio de grano fino. No se observa grano clasificación, hay frecuentes bases canalizadas y más raramente pequeños slumps. No tienen características turbidíticas claras y el origen de estas cuarcitas es confuso.

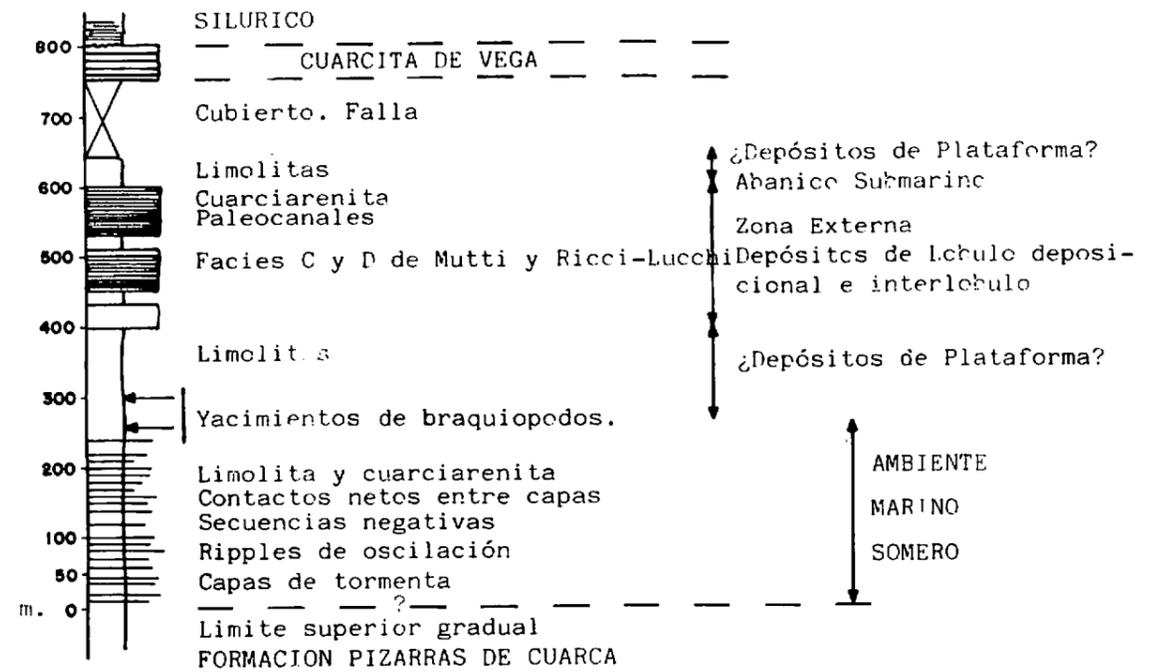
Por encima de estos niveles arenosos se sitúan limolitas de tonos oscuros, con laminaciones de arenisca. En el techo de la formación hay alternancias de cuarcitas, limolitas y lutitas con posibles secuencias negativas, contactos netos entre capas, ripples linguoides y de crestas rectilíneas. El paso a la Cuarcita de Vega es gradual. Este nivel tiene color blanco, en la parte media de esta unidad, se observa una estratificación cruzada de alto ángulo. La

FORMACION AGÜEIRA Y CUARCITA DE VEGA EN EL SECTOR SUR DEL DOMINIO DE NAVIA-ALTOSIL

CARRETERA CONGOSTO - STA. MARINA (HOJA DE PONFERRADA)

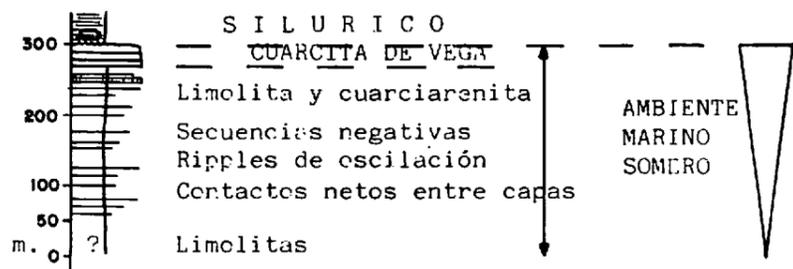


RIO CUA (HOJA DE VEGA DE ESPINAREDA)



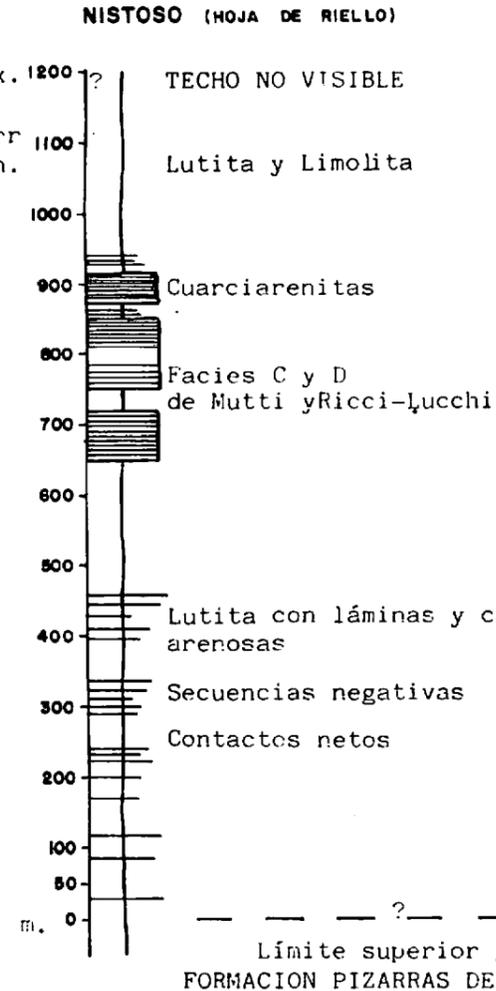
Parte Superior de la Formación.

LIBRAN-PARDAMAZA (HOJA DE NOCEDA)



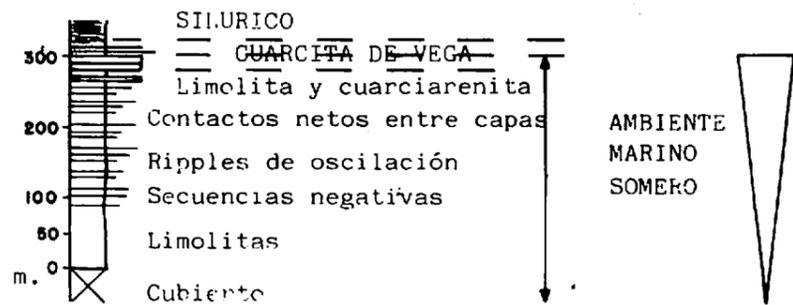
Megasecuencia Negativa ¿Aparato Deltaico?

Potencia aprox. 1200
Espesor Real enmascarado por la deformación.



Parte Superior de la Formación.

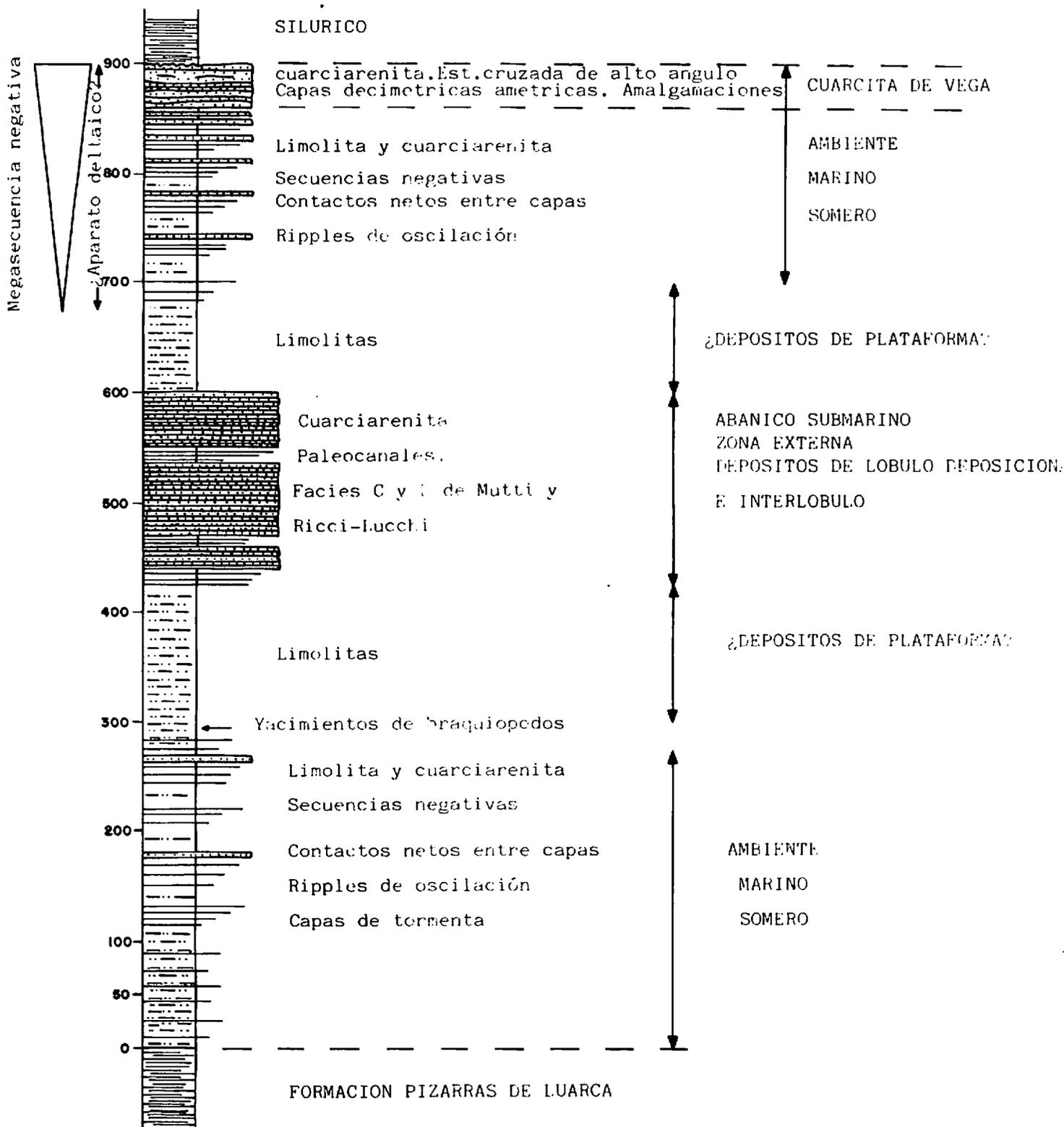
NOCEDA (HOJA DE NOCEDA)



Megasecuencia Negativa ¿Aparato Deltaico?

FORMACION AGÜEIRA Y CUARCITA DE VEGA EN EL SECTOR SUR DEL DOMINIO DE NAVIA-ALTOSIL

COLUMNA IDEALIZADA



potencia es de unos 30-40 m. El contacto con el Silúrico no es exactamente visible, parece ser disconforme.

Sector Suroeste de la Hoja de Riello

Las observaciones sobre la Formación Agüeira se han obtenido en pequeños afloramientos, de los que se conoce la posición relativa en la serie por criterios cartográficos. Solo en el río Nodellos al Sur de Espina de Tremor se ha podido realizar una columna detallada de unos 200 m., en un tramo con predominio de los términos arenosos con características turbidíticas.

La parte basal de la formación aflora en los altos de la Cachera al Norte de los Barrios del Nistoso y al Este de Villarmeriel. El contacto con la Formación Pizarras de Luarca es muy gradual, predomina la lutita y limolita con laminaciones arenosas, mas frecuentes hacia techo. Los contactos de las capas son netos. Más a techo se observan secuencias negativas decamétricas; que van aumentando progresivamente la proporción de arena hacia techo. En el citado río Nodellos, en el arroyo Vallejo entre Tabladas y los Barrios del Nistoso y al Sur de Villar del Nistoso, afloran capas de cuarcita y lutita con características turbidíticas. En la parte superior de este intervalo se ha medido una paleocorriente en un "groove" que da una dirección Noroeste-Sureste.

Por encima del intervalo arenoso, en las areas de Vidulina, Fanales, Valdemaruxiña y las Ubillinas, sólo se ven términos lutíticos y limolíticos, con alguna laminación arenosa. Están afectados por esquistosidad y posiblemente replegados. No se encuentra la Cuarcita de Vega. Quizás esto sea debido a que no exista la cuarcita de Vega al suroeste de la Hoja de Riello, al acuñarse desde la vecina Hoja de Noceda o bien que haya sido erosionada. Tampoco se conoce la relación de Agüeira con el Silúrico en el área de Riello-Brañuelas.

6.2.3. Columna del Río Nodellos (Tremor). Serie nº 12.

Está situada en la vertiente derecha del río Nodellos, 1,5 Km. al Sur de Espina de Tremor. Se han medido unos 200 m. El grado de exposición es bueno y hay algunos tramos cubiertos.

Litológicamente son alternancias de lutita y cuarcita que suelen ser de grano fino. Las capas de cuarcita son plano paralelas. Predominan los espesores centimétricos a decimétricos, son raras las capas de más de medio metro. Las lutitas tienen espesores similares cuando están intercaladas con la cuarcita. Hay espesores métricos a decamétricos de lutita de color gris. La base y el techo de los tramos cubiertos en ocasiones es lutítica.

Se encuentran estructuras sedimentarias como granoclasificación, laminación paralela y ripples de corriente. Se observan secuencias de BOUMA tipo Ta/c/e, Tabc/e, Tce y Tde. Corresponden a facies de MUTTI y RICCI-LUCCHI (1975) tipo C y D. No se evidencian secuencias negativas ni positivas. El aspecto de la columna es bastante uniforme, sólo destacan algunos intervalos con mayor proporción de lutita. Puede interpretarse esta columna, como depósitos propios de abanico submarino externo. Las facies identificadas corresponden a sedimentos de lóbulo deposicional y depósitos interlobulo. No existen criterios para conocer la batimetría de estos depósitos, por el conocimiento regional de la serie, no parece que los depósitos sean profundos. Hay que buscar la explicación de estos depósitos turbidíticos, en un contexto de plataforma.

6.3. Conclusiones.Paleogeografía

Se ha elaborado una columna idealizada de la Formación Agüeira, válida para el sector central y sur del Dominio del Navia-Alto Sil, áreas de las que se dispone de mayor cantidad de datos.

El contacto inferior con la Formación Pizarras de Luarca es transicional. La parte baja de la formación presenta características propias de depósitos marinos de ambientes someros: contactos netos entre capas, ripples de oscilación, secuencias negativas posiblemente de somerización, capas de tormenta, etc. Esta parte inferior es visible en las secciones del río Cua y en la parte baja de la sección del Congosto-Santa Marina y con menos calidad en el Suroeste de la Hoja de Riello.

Por encima se sitúa un intervalo con limolitas laminadas, donde se encuentran, yacimientos de braquiopodos. En la sección del río Cua la fauna no

parece estar removilizada. Estos materiales pueden haberse depositado dentro de una plataforma.

En la parte media-superior de la formación hay un predominio de las capas arenosas, que alternan con lutitas (sección del río Cua y al Suroeste de la Hoja de Riello). Estos niveles tienen características turbidíticas, identificándose Facies C y D de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975). Son sedimentos de lóbulo deposicional e interlobulo, dentro de un abanico submarino externo. No hay criterios para conocer la batimetría de estos depósitos. Por las características de los materiales situados a techo y a muro, no parece que sean depósitos muy profundos. A techo de este intervalo arenoso, aparecen limolitas en la sección del río Cua y en el Congosto, que podrían tener un significado similar a los sedimentos finos situados por debajo del miembro con predominio de capas arenosas. Pueden haberse depositado en un ambiente de plataforma.

La parte superior de la formación se ha depositado en un ambiente marino somero. Se observan alternancias de capas arenosas y lutíticas, con contactos netos y ripples de oscilación, que están organizados en secuencias negativas que se van amalgamando hasta culminar en la Cuarcita de Vega. Las secciones donde aparece esta parte de la formación son: sección del Congosto-Santa Marina de Sil, Libran-Pardamaza y Noceda. Esta megasecuencia negativa del techo de la Formación Agüeira y la Cuarcita de Vega, podría indicar la existencia de algún tipo de aparato deltáico en estas áreas del Dominio del Navia-Alto Sil, cuyas dimensiones vienen dadas por la distribución geográfica de la Cuarcita de Vega y su disminución de potencia e incluso desaparición, en otros afloramientos del Dominio.

El espesor medio aproximado de la formación, en el sector central y sur del Dominio del Navia-Alto Sil es de unos 700-900 m., En la zona de Riello, el espesor aparente es mayor en torno a los 1.300 m. la potencia exacta es difícil de conocer dado el grado de tectonización de la Formación Agüeira. En otras secciones también se estimaron potencias mayores, que han resultado ser aparentes. La tectónica y el carácter gradual de la base de la formación, ha sido la causa de que en algunas secciones se hubieran estimado potencias mayores y menores de esta formación.

Se ha encontrado fauna en la formación, que ha indicado una edad Caradoc. No se descarta una edad Llandeilo para la parte baja de la formación. No se conoce muy bien, la posición estratigráfica de la parte superior de la formación y de la Cuareita de Vega. Por encima se encuentra el Silúrico, en contacto neto disconforme. En la zona de Riello, no existen datos acerca de la edad de la formación, que se asimila a la establecida en otras secciones. El techo de la formación no es visible en esta zona.

El área emergida, que suministra aportes detríticos de la formación, está situada hacia el Este-Noreste, según la posición dentro del arco Asturiano. La Formación Agüeira se ha depositado en ambientes litorales o de plataforma no muy profunda, donde ha habido desniveles en el fondo, causantes de la característica sedimentación turbidítica, del miembro más arenoso de la formación. Los ambientes, principalmente de "near-shore" del Dominio del Navia-Alto Sil, pasan a ambientes algo más profundos, con características de plataforma, en el Dominio de Peñalba y en el Dominio de Truchas.

7. CARBONIFERO. CUENCAS ESTEFANIENSES

En la Hoja de Riello, sobre el Precámbrico y formaciones del Paleozoico inferior, afectados por las principales fases de la orogenia hercínica, se sitúan discordantemente materiales fundamentalmente detríticos, de edad Estefaniense. Se han depositado en cuencas continentales originadas a favor de fracturas, con una orientación preferente Este-Oeste y Oestenoeste-Estesureste. Estas fracturas han determinado, la formación de fosas que han sido rellenadas por sedimentos aportados por los relieves circundantes.

Existen dos zonas principales de afloramientos estefanienses. La primera está situada, en el Norte de la hoja. Recibe el nombre de Subcuenca de Cornombre-La Urz y es el sector Oeste de la Cuenca Carbonífera de La Magdalena. Otros pequeños afloramientos de esta área de la hoja, tienen características comunes con esta Subcuenca: Villayuste, Soto y Amio, etc.

La segunda zona, corresponde al sector Este de la cuenca del Bierzo, situada al Suroeste de la hoja, en torno a Espina de Tremor. Los pequeños afloramientos aislados del Valle de Valdesamario, están relacionados con el Estefaniense de Tremor. Los afloramientos también de pequeñas dimensiones del sector Sureste de la hoja: Paladin, Ordas, etc., podrían estar relacionados con el Carbonífero de Tremor-Valdesamario.

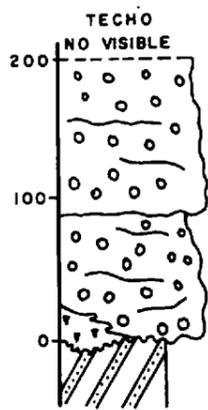
7.1. Sector Oeste de la Cuenca de la Magdalena (Subcuenca de Cornombre-La Urz).

El Estefaniense aflora en una estrecha franja, que conecta con la parte más importante de la cuenca de la Magdalena, situada dentro de la Hoja de la Robla. La sedimentología de la Cuenca de la Magdalena ha sido estudiada por HEWARD (1978), que interpreta estos depósitos, como sistemas aluviales de alta energía (abanicos y sistemas braided), interpenetrando con ambientes lacustres hacia el centro de la cuenca y con posibles conexiones esporádicas, con el mar. Es una cuenca próxima a la costa de tipo limnico (paralica), LEYVA et al (1984).

Las características sedimentológicas varían en esta subcuenca, según la proximidad al centro de la Cuenca de la Magdalena. En los afloramientos

W

CORNOMBRE

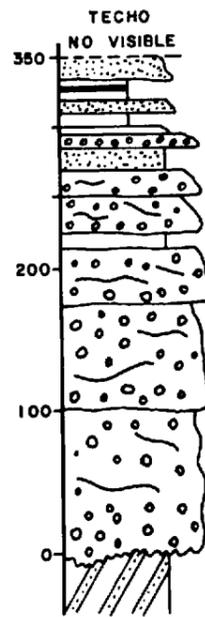


Depósitos proximales de abanico aluvial

Relleno de paleovalles

Precámbrico

LA URZ



Depósitos de lobulo e interlobulo de la zona interna de un abanico aluvial

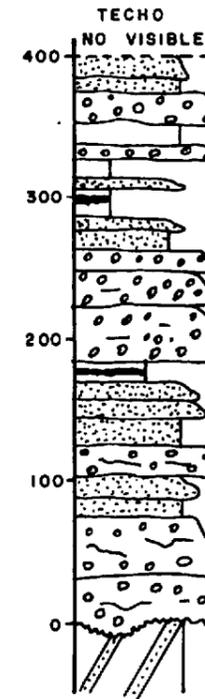
Depósitos proximales de abanico aluvial

Relleno de paleovalles

Precámbrico

E

EL PONTEDO

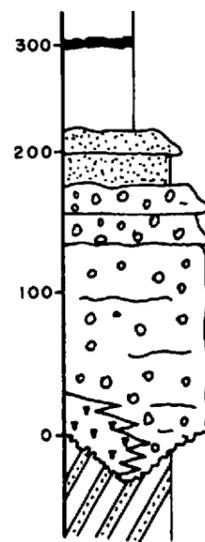


Depósitos de lobulo e interlobulo de la zona intermedia de un abanico aluvial

Relleno de paleovalles

Precámbrico

LEYENDA



Carbón

Limolita y lutita

Litoarenita con fragmentos de cuarcita y pizarra

Ortoconglomerados bien estratificados. Imbricación de cantos

Ortoconglomerado cuarcítico, masivo. Cicatrices erosivas internas

Brechas rojizas con cantos precámbricos. Discordancia angular y erosiva. Areniscas, limolitas y lutitas

Escala 1:5.000

CUENCA CARBONIFERA DE LA MAGDALENA
SUBCUENCA DE CORNOMBRE - LA URZ
(HOJA DE RIELLO)

situados al Oeste, en las cercanías de Cornombre-La Urz, se observan a veces en la base de la unidad, brechas de tonos rojizos, que incluyen clastos precámbricos, depositados por mecanismos de "debris-flow". La litología predominante son ortoconglomerados generalmente masivos. A techo los conglomerados están mejor estratificados, e intercalados con litoarenitas, las capas lutíticas y limolíticas y el carbón no son frecuentes y no tienen mucha continuidad lateral cuando aparecen. Las estructuras sedimentarias más frecuentes son imbricación de cantos, laminación paralela y estratificación cruzada en surco. Las litofacies se organizan en secuencias que pueden ser interpretadas en el sentido de HEWARD (1978) como depósitos proximales de abanicos aluviales, también se observan sedimentos de lóbulo e interlóbulo de la parte intermedia de un abanico aluvial. Los ortoconglomerados son cuarcíticos, bien redondeados, con centiles de hasta medio metro, las litoarenitas tienen predominio de fragmentos cuarcíticos y en menor proporción pizarrosos.

Al Este, en la zona de el Pontedo y el Alto de los Abisedos, la proporción de términos conglomeráticos es menor, sigue habiendo relleno de paleocauces, pero las facies predominantes, son las de lóbulo e interlóbulo de parte intermedia de abanico aluvial. Los intervalos lutíticos y las capas de carbón, son más frecuentes y continuas. No parece haber depósitos distales de abanicos aluviales, ni con características lacustres. Las litofacies con granulometría más fina y estructuras de energía más baja, se sitúan en la zona oriental de subcuenca. Este paso es gradual y podría indicar una polaridad de aportes hacia el centro de la Cuenca de la Magdalena.

La potencia media de esta subcuenca es de unos 400 m. El espesor de estos materiales parece aumentar gradualmente hacia el Este.

La edad atribuida a estos materiales, es similar a la de la Cuenca de la Magdalena. La datación paleobotánica ha indicado, una edad Estefaniense B inferior, hasta Estefaniense B superior WAGNER (1965). Durante la confección de la hoja, los estudios paleobotánicos han confirmado esta edad.

7.2. Sector Este de la Cuenca Carbonífera del Bierzo. Columna del Río Fresno (Tremor). Serie nº 13.

Está situado en la zona Suroccidental de la Hoja de Riello, en torno a Espina de Tremor. El límite Norte del afloramiento está afectado por fracturas, con una orientación aproximada E-W. En este borde septentrional es visible al carácter discordante del Estefaniense sobre el Paleozoico subyacente. Hacia el Oeste el afloramiento carbonífero, conecta con el sector central de la cuenca del Bierzo (Bloque Toreno-Noceda). El límite meridional está constituido por la falla de Labaniego, que presenta un importante salto. Los límites Norte y Sur del afloramiento, se aproximan gradualmente al Este de Espina de Tremor, compartimentando una banda fracturada y a veces discontinua, que constituyen los afloramientos carboníferos situados cerca de Murias de Ponjos, Ponjos y Valdesamario. Los pequeños afloramientos del sector Sureste de la hoja: Paladin, Ordas, etc. podrían estar relacionados también con estos.

La Cuenca del Bierzo ha sido estudiada en la Hoja de Noceda por Matas et al (1982). El IGME (1984) ha realizado un estudio detallado de esta cuenca. Ambos estudios consideran que los materiales carboníferos se depositaron en depresiones tectónicamente activas, en un ambiente continental. No han encontrado tramos claramente marinos, aunque puede haber niveles que representen medios de transición.

En el sector Este de la cuenca del Bierzo, las características de los materiales, indican también un ambiente de depósito continental. Pueden diferenciarse, en base a las características sedimentológicas, cuatro unidades en esta subcuenca de Tremor. La base del Estefaniense es visible en el límite Norte del afloramiento y tiene carácter discordante sobre el Paleozoico. En la primera unidad, la más baja, son frecuentes los depósitos de brechas, con abundantes clastos pizarrosos, depositados por mecanismos de "debris-flow". Constituyen parte del relleno de paleovalles, que son visibles en este borde Norte discordante. Por encima se sitúan niveles de ortoconglomerados masivos, fundamentalmente cuarcíticos, bien redondeados. A techo de estos materiales masivos, los ortoconglomerados están algo mejor estratificados, con intercalaciones de litoarenita de grano muy grueso y grueso, con limolita y carbón en niveles discontinuos. Se observa imbricación de cantos y orientación de fragmentos

vegetales alargados, que indica un sentido de la corriente hacia el Sursuroeste. Son depósitos de abanicos aluviales, con facies bastante proximales, que a techo pasan a depósitos de lóbulo e interlóbulo de zona intermedia de abanico aluvial. El espesor de esta unidad varia entre 250 y 400 m.

Hay un paso bastante brusco, entre estos depósitos proximales e intermedios de abanico aluvial y la segunda unidad, caracterizada por areniscas con laminación paralela no canalizada, depositadas por "sheet-flood", limolitas, lutitas y capas de carbon. Esta unidad constituye el primer conjunto de capas de carbón explotadas en la zona. Son sedimentos de zona distal de abanico aluvial, que pasan a ambientes lacustres de baja energía. El espesor es de unos 400 m. Los afloramientos explotados en torno a Murias de Ponjos, Ponjos y Valdesamario, corresponden a esta segunda unidad.

Sobre estos materiales se sitúa una tercera unidad, caracterizada por capas con bases erosivas de litoarenita de grano grueso a medio y con estratificación cruzada en surco, limolitas intercaladas con litoarenitas, lutitas y capas de carbon. Estas litofacies constituyen secuencias positivas, métricas a decamétricas, a techo de las cuales se sitúan los niveles carbonosos. Es visible esta unidad en la cabecera del río Fresno, 1 Km. al Sur de Espina de Tremor, donde se ha levantado una columna de detalle (Serie nº 13), en una pista en la vertiente izquierda del río Fresno y en el Monte Abranadiello al Oeste de Espina de Tremor. Estos materiales, han sido depositados por un sistema fluvial de baja sinuosidad. En los términos finos, propios de la llanura de inundación, a veces se encuentran intercalaciones calcáreas, con laminaciones muy bioturbadas. Este sistema fluvial, no tendría una gran densidad de drenaje y discurriría a través de zonas con características prácticamente lacustres. Las estratificaciones cruzadas en surco, indican un sentido de la corriente, bastante unidireccional hacia el Suroeste. El espesor de esta tercera unidad es de unos 300 m.

Por encima de estos niveles con capas de arenisca, se sitúa la cuarta unidad, constituida por alternancias de capas de arenisca no canalizadas, con laminación paralela, depositadas por corrientes efímeras tipo "sheet flood", limolitas, lutitas y capas de carbón. Corresponden a un ambiente de zona distal de abanico aluvial que pasa a ambiente lacustre. El techo del Estefaniense en este sector de la cuenca del Bierzo no es visible. Esta unidad se sitúa en el Monte

Molindio al Suroeste de Espina de Tremor. El espesor mínimo de esta unidad más alta de la subcuenca de Tremor es de unos 400 m.

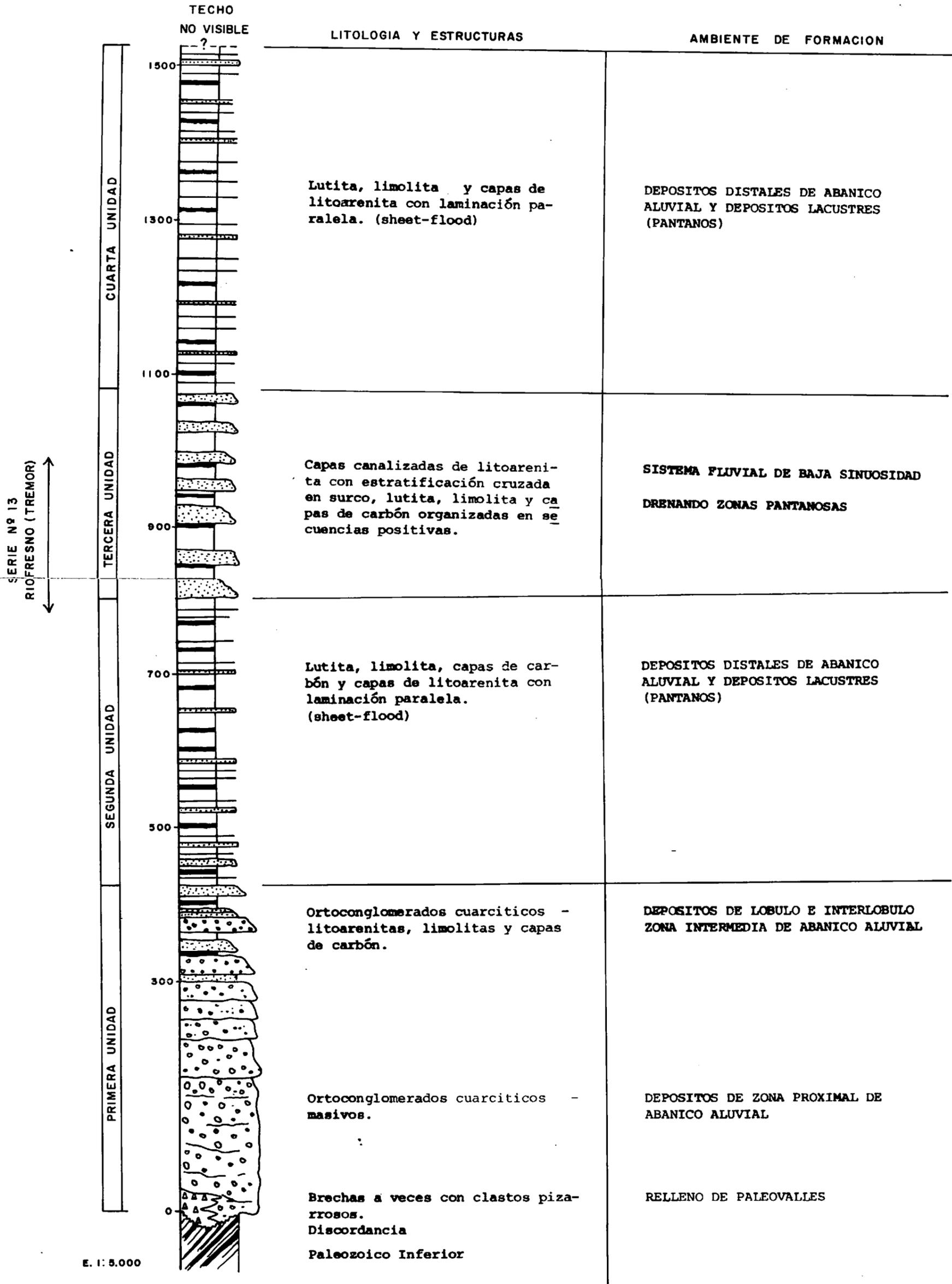
El Carbonífero Estefaniense del sector Este de la Cuenca del Bierzo en torno a Espina de Tremor, se ha depositado en una cuenca continental, formada a favor de fracturas con una orientación aproximada Este-Oeste.

La base de la sucesión se caracteriza por depósitos de abanicos aluviales. Esta primera etapa finaliza bruscamente, pasando a ambientes de menor energía, con características lacustres. En esta región pantanosa se establece un drenaje poco denso, por un sistema fluvial de baja sinuosidad. Este sistema fluvial da paso nuevamente a condiciones lacustres de baja energía, con las que termina el Estefaniense en esta zona.

El sentido de las paleocorrientes indica un sentido de aporte hacia el Sur-Suroeste. El límite Sur del afloramiento, la falla de Labaniego, no ha influido en la sedimentación del carbonífero y es posterior al depósito de estos materiales.

La potencia mínima del Carbonífero es de unos 1.500 m. La edad de estos materiales es Estefaniense B. En la Hoja de Noceda se interpreta parte del carbonífero como Estefaniense C bajo.

SECTOR ESTE DE LA CUENCA CARBONIFERA DEL BIERZO (ESPINA DE TREMOR)
COLUMNA SINTETICA



8. CRETACICO. FORMACION VOZNUEVO. SERIES N^{os}. 14 y 15.

Es una formación fundamentalmente detrítica, discordante sobre materiales Precámbricos y del Paleozoico inferior, que suele presentar una alteración a arcillas con predominio de la caolinita en la base. Aflora en dos franjas orientadas E-W en la Hoja de Riello. Entre Riello y Bobia y entre Valdesamario y la zona de Ordás. El borde Norte de estos dos afloramientos es discordante y el Sur esta fallado.

Esta unidad es comparable a la Formación Voznuevo EVERS (1967). PASTOR GOMEZ (1969) la cita en la Hoja antigua de Riello y le atribuye una edad Mesozoica. Casi todos los autores que han estudiado estos materiales en el borde Sur de la Cordillera Cantabrica les atribuyen una edad Cretácica: AMEROM (1965), EVERS (1967), JONKER (1972), etc. En la zona de Riello no existen criterios para confirmar la edad de estos materiales, sin embargo, los criterios regionales hacen pensar en una edad Cretácica para la formación. Existe una clara continuidad cartografica, entre esta unidad y otras similares al Este, situadas debajo de términos carbonatados datados como Cretácico superior. CIRY (1939) atribuye estos materiales a facies Weald del Cretácico inferior. La datación de polen de AMEROM (1965) indica una edad entre Cretácico Superior y Cretácico Inferior. JONKER (1972) piensa que estos depósitos son diacrónicos, siendo más jóvenes en los afloramientos situados más al Oeste (zona de Riello) y considera esta unidad como equivalente continental a las unidades carbonatadas someras del Cretácico superior. LEYVA et al (1984) atribuyen estos materiales a las facies Utrillas (Albiense-Cenomaniense). En cambio VAN DEN BOSCH (1969) piensa que estos materiales son Terciarios, pero parece no haber en la historia geológica, Paleogena y Neogena en la zona, ningún episodio en el que unos materiales de estas características tengan cabida.

JONKER (1972), LEYVA et al (1984), etc., coinciden en interpretar estos materiales como depositados por sistemas fluviales. Dividen la unidad en dos tramos. El inferior corresponde a un sistema braided y el superior a un sistema meandriforme. En la Hoja de Riello sólo aflora el tramo inferior que también presenta características (granulometría gruesa, cicatrices erosivas, estructuras de excavación y relleno (cut and fill), etc.) de sistema fluvial braided.

La litología de la formación en la Hoja de Riello, consiste fundamentalmente en arenas y gravas no consolidadas. Su composición es principalmente de cuarzo y cuarcita, con escasos feldespatos potásicos. La matriz de estas arenas es arcillosa con predominio de la caolinita. Los niveles de gravas predominan en la base de la unidad, los cantos son de cuarcita en su mayoría con algun clasto de origen precámbrico. En la cabecera del Valle Trabaza, al este de Adrados de Ordas, aparece en la base de la formación ortoconglomerado con matriz arenosa. A veces intercalados con la arena, aparecen niveles lutíticos en capas decimétricas, con un porcentaje apreciable de caolinita. Esta litología coincide con la encontrada por JONKER (1972). Los porcentajes apreciables de feldespatos que citan otros autores LEYVA et al (1984), en la Hoja de Robla, no se encuentran aquí. JONKER (1972), encuentra estos niveles arenosos con feldespatos, fundamentalmente en la unidad superior con características meandriformes.

Las paleocorrientes medidas en la Hoja de Riello indican un sentido de aporte hacia el Sur, Sureste y Suroeste. Estas observaciones coinciden bastante bien con las de JONKER (1972) para esta zona. El conjunto de la Formación Voznuevo al Sur de la Cordillera Cantabrica en cambio parece que tiene un área fuente situada al Sur y al Oeste, oculta bajo el Terciario de la Cuenca del Duero. Es posible que el área fuente para esta parte basal de la Formación en Riello sea diferente, llama la atención el apreciable porcentaje de cantos de origen precámbrico. El ambiente de sedimentación de estos materiales se realiza en condiciones templadas a tropicales, bajo importantes precipitaciones, JONKER (1972).

El espesor de estos materiales es de unos 200 m. en los afloramientos de Riello a Bobia y algo menos, 120-150 m. en los afloramientos entre Valdesamario y la zona de Ordás.

Se han levantado dos pequeñas secciones de detalle cerca de Soto y Amio (Serie nº 14) y en el Valle Trabaza al Este de Adrados de Ordás (Serie nº 15).

9. SISTEMAS ALUVIALES NEOGENOS.

Al Sur y Sureste de la Hoja de Riello, se encuentran unos materiales detríticos, generalmente groseros con estratificación subhorizontal, que se disponen discordantemente sobre el Precámbrico, el Paleozoico y el Cretácico. Corresponden a la cabecera de sistemas aluviales del Mioceno superior, que han sido estudiados en la Hoja de Benavides (al Sur de la Hoja de Riello) por VARGAS et al (1984). El Neogeno se sitúa sobre un substrato que presenta un modelado previo a la sedimentación, consistente en una superficie excavada por paleovalles. En los alrededores de Escuredo, es visible esta superficie infrayacente al Terciario, que está inclinada suavemente hacia el Sur. Un buen ejemplo de relleno de paleovalle se encuentra al Noroeste de San Martín de la Falamosa.

El relieve modelado sobre el Precámbrico y el Paleozoico inferior de composición predominantemente cuarcítica, subyacente al Terciario, presenta una importante alteración a arcillas, con presencia de caolinita e illita. El espesor de esta alteración es bastante importante, entre 0,50 m. y 4 m. La alteración está favorecida por la sedimentación del Terciario sobre este relieve. La permeabilidad de los materiales neogenos de facies proximales, permitiría la existencia de acuíferos cuya base impermeable serían los materiales preterciarios, que sometidos a estas condiciones freáticas permanentes se transformarían en arcillas. Es difícil de comprender un origen de esta alteración en condiciones subaereas, previas al depósito del Terciario.

Existen dos sistemas aluviales Neogenos, diferenciados en la Hoja de Benavides, que afloran en la Hoja de Riello: el Sistema de Ferreras-Forcadas y el de Veguellina de Cepeda VARGAS et al (1984).

En el cerro Viñuela al Este de Riello y al Sureste de la Urz, afloran unos materiales detríticos, compuestos por cantos de cuarcita, a veces de gran tamaño. Estos afloramientos pueden estar relacionados con los sistemas neogenos del Sur de la hoja, aunque no existe ningún criterio claro para considerarlos equivalentes. Parecen estar también relacionados con zonas alteradas en el substrato.

9.1. Sistema de Veguellina de la Cepeda. Serie nº 16.

Son unos materiales de característicos colores rojizos que se encuentran situados al Sureste de Villarmeriel, aunque el mejor corte se situa más al Sur en la Hoja de Veguellina de la Cepeda (Serie nº 16).

Se situa discordantemente sobre la Formación Agüeira, que está muy alterada bajo el contacto. La litología es una alternancia de gravas "clast-supported", arenas, limos y arcillas. La composición de los cantos es fundamentalmente pizarrosa, a veces con quiastolita, provenientes de un área fuente en donde la Formación Agüeira tiene metamorfismo de contacto (Situada al Noroeste y Oeste). También hay cantos de cuarcita de la Serie de los Cabos, la forma de los cantos es bastante angulosa en el caso de los elastos pizarrosos y subangulosa a subredondeada en los elastos cuarcíticos. La moda de los cantos es de unos 5 cm. para los ejes mayores. La fracción arena también está formada fundamentalmente, por estos dos tipos de materiales. Las limolitas y lutitas generalmente tienen color rojo, aunque también hay niveles con color verde. Todos estos materiales parecen haber sufrido una alteración post-sedimentaria muy importante, que ha afectado fundamentalmente a los elastos pizarrosos que se han degradado muy fácilmente. Es difícil encontrar un afloramiento fresco de estos materiales, ya que suelen estar coluvionados.

Estas litologías se organizan en secuencias positivas de orden métrico. No son visibles debido al grado de removilización del material, estructuras sedimentarias. La base de las capas de granulometría más gruesa no están canalizadas. Estos materiales son depósitos de un sistema fluvial braided, que en el corte de Veguellina de la Cepeda parece que tiene una baja densidad de drenaje.

Hacia el Este este sistema de Veguellina se indenta con el sistema de Ferreras-Forcadas, observándose facies de coalescencia visibles en el arroyo de Valcavado al Suroeste de San Feliz de las Lavanderas.

La potencia de este sistema es variable, al haber sido parcialmente erosionado y rellenar paleorelieves. En general aumenta su espesor desde el borde

Norte del afloramiento Neogeno, hasta alcanzar unos 30 m. en el limite Sur de la hoja.

9.2. Sistema de Ferreras-Forcadas. Series nºs 17 y 18.

Comprende la mayor parte del Neogeno de la Hoja de Riello. La litología predominante son las gravas cuarcíticas con una moda en torno a los 5 cm. y centil de 40 cm. La fracción arenosa es fundamentalmente cuarcítica y la limolita aparece esporádicamente, en capas raramente superiores a los 50 cm. y muy discontinuas lateralmente.

Los mejores cortes de esta unidad son: Las Médulas de la Cepeda al Este de las Omañas (Serie nº 17) y en una pequeña cantera al Noroeste de Pedregal, camino de Mataluenga (Serie nº 18), en la Hoja de la Robla.

En ambas secciones es visible el caracter "clast-supported" de los conglomerados. Se aprecian algunas imbricaciones y cicatrices erosivas. No se observan bases canalizadas y se ven algunas secuencias positivas de orden métrico.

Este sistema es el resultado del depósito de un sistema fluvial braided, que en esta zona parece tener una alta densidad de drenaje.

La potencia de este sistema como en el de Veguellina de la Cepeda es variable, por causas erosivas y por rellenar paleovalles. Parece aumentar desde el borde Norte de los afloramientos, hasta un máximo de unos 100 m. en el límite sur de la hoja.

10. PLIOCUATERNARIO. LA RAÑA

Sobre los dos sistemas aluviales neogenos existentes en la Hoja de Riello, se encajan gravas "clast-supported" principalmente cuarcíticas, que por su posición estratigráfica y características sedimentarias corresponden a la unidad descrita regionalmente como Raña. Este nivel a veces se encaja también sobre materiales premiocenos, cerca del límite norte de los afloramientos Neogenos.

La Raña se observa bien en la parte alta de los cortes de las Médulas de la Cepeda (Serie nº 17) y de Veguellina de la Cepeda (Serie nº 16). En las Médulas se ven cantos de cuarcita con Skolithos proveniente del techo de la Serie de los Cabos. En las dos series se observa un porcentaje apreciable de cantos de arenisca ferruginosa, que proviene de las Capas de Transición de la serie de los Cabos a Luarca. Esta litología indica un área fuente hacia el Oeste-Noroeste en Las Médulas y hacia el Norte en Veguellina de la Cepeda. Hay un aumento de la moda de los cantos de La Raña (10 cm.) con respecto a los sedimentos neogenos subyacentes. El centil es de unos 50 cm.

El medio de depósito es un sistema fluvial braided. Los tonos menos rojizos de estos materiales con respecto a los Neogenos indican unas condiciones relativamente más húmedas durante la deposición de estos materiales.

El espesor de estos materiales es de unos 3 a 5 m.

VARGAS et al (1984) propone una edad Villafranquiense medio-Pleistoceno para esta unidad.

VARGAS et al (1984) separan en la Hoja de Benavides unos depósitos de Pre-Raña de edad Plioceno superior, señalando su presencia en las proximidades de San Felix de las Lavanderas y Escuredo. Los describen como sedimentos arenosos y cantos cuarcíticos algunos muy rubefactados. En este estudio no se han encontrado en esa zona materiales con características estratigráficas y litológicas diferenciables, que pudieran corresponder a esta hipotética unidad. Es posible que estos autores se refieran a los depósitos de Raña con cantos ferruginosos (que aparentan estar rubefactados) situados encima de la alteración de los materiales subyacentes al Terciario.

11. BIBLIOGRAFIA

AMEROM, H.W.J. VAN (1965).

Upper Cretaceous pollen and spores assemblages from the so-called "Wealden" of the province of León (Northern Spain). Pollen et Spores 7/1 p. 93-133.

BALDWIN, C.T. (1975)

The stratigraphy of the Cabos Series in the section between Cadavedo and Lueca. Province of Oviedo. N.W. Spain. Brev. geol. Ast. Año XIX, nº 1, 1-16.

BALDWIN, C.T. (1977)

The stratigraphy and facies associations of tracefossils in some Cambrian and Ordovician rocks of north west Spain. IN CRIMES 6 HERPER (Eds.): Trace fossils 2, en Geol. J. Spec. Issue, nº 9, 9-40. Liverpool.

BALDWIN, C.T. (1978)

A comparison of the stratigraphy and depositional processes in the Cambro-ordovician rocks of the Cantabrian and West-Asturian-Leonese Zones, N.W. Spain. Geol. de la parte Norte del Macizo Ibérico (ed. Homenaje a I. Parga Pondal). Cuad. seminario Est. Cerámicos Sargadelos, 27, 43-78.

BALDWIN, C.T. & JOHNSON, H.D. (1977).

Sandstone mounds and associated facies sequences in some late Precambrian and Cambro-Ordovician in shore tidal flat/lagoonal deposits. Sedimentology, 24, 801-818.

BARROIS, Ch. (1882).

Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. Mém. Soc. géol. Nord, t. II, nº 1, p. 630.

- BARROS, J.C., HACAR, M.P., LOMBARDERO, M., RUBIO UBEDA, V., (1984).
Estudio geológico-minero de los niveles de pizarras para cubiertas en el Sinclinal de Truchas (Orense-León) IGME. Informe inédito.
- BARROS LORENZO, J.C., LOMBARDERO BARCELO, M., MONTESERIN, V. & OLMO SANZ, A. del (1985).
Potencial Geológico de pizarras en Asturias-León. IGME. Informe inédito.
- CIRY, R. (1940).
Etude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, Leon et Santander. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 74 (1939): 1-519.
- COLLINSON, J.D. y THOMSON, D.B. (1982).
Sedimentary Structures. George Allen y Unwin.
- COMTE, P. (1959).
Recherches sur les terrains anciens de la Cordillere Cantabrique. Mem. Inst. Geol. Min. Esp., 60, 1-440.
- CRIMES, T.P.; MARCOS, A. & PEREZ ESTAUN, S. (1974).
Upper ordovician turbidites in Western Asturias: A Facies analysis with particular reference to vertical and lateral variations. Paleogeo., Palaeoclimat., Palaeoecology., 15, 169-184.
- CRIMES, T.P. & MARCOS, S. (1976).
Trilobite traces and the age of the lowest part of the Ordovician reference section for NW Spain. Geological Magazine, 113 (2): 350-356.
- CRIMES, T.P.; LEGG, I.; MARCOS, A. & ARBOLEYA, M.L. (1977).
Late Precambrian Lower Cambrian trace fossils from Spain. Trace Fossils, 2 (Geol., J. Spec. iss., 9),)1-138.
- DOZY, J.J. (1983).
La geologia del sureste de la provincia de Lugo (Noroeste de España). Boletín Geológico y Minero. T. XCIV-V Año 1983 (383-414).

EVERS, H.J. (1967).

Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrian Mountains, N.W. Spain. Leidse Geol. Mededel., 41, 83-151.

FARBER, A. & JARITZ, W. (1964).

Die Geologie des westasturischen Küstengebietes zwischen San Esteban de Pravia und Ribadeo (N.W. Spanien). Geol. Jb., vol. 81, pp. 679-738.

GUILLOU, J.J. (1971).

Quelques régularités dans la distribution de minéralisations sulfurées (en particulier en antimoine) dans les niveaux carbonatés du Paléozoïque inférieur du géosynclinal asturien. Ann Soc. Geol. Belgique, 94: 21-37.

GUILLOU, J.J. (1975).

Contrôle spatio-temporel de la distribution des "red-beds" cuprifères et des gîtes à Zn-Pb-Cu par l'orogénèse. Exemple de la chaîne cadomienne en Espagne. C.R. Acad. Sc., Paris. Ser D, 280, 529-532.

GUTIERREZ MARCO, J.C. (1983).

Nuevos datos para el conocimiento bioestratigráfico de las Pizarras de Luarca en la zona Asturoccidental-Leonesa (N.O. de España). Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 6, 71-74.

HEWARD, A.P. (1978).

Alluvial fan and lacustrine sediments from the Stephanian A and B (La Magdalena, Ciñera-Matallana and Sabero) coalfield, northern Spain. Sedimentology, 25, 451-488.

Alluvial fan sequence and megasequence Models: with examples from Westphalian D - Stephanian B coalfields, Northern Spain. Fluvial Sedimentology - A.D. Miall, ed. Can. Soc. of Petroleum Geologists. Memoir nº 5, 669-702.

IGME (1985).

Revisión y síntesis geológico-minera de la cuenca carbonífera de "El Bierzo" (León).

JARITZ, W. & WATER, R. (1970).

Faziensuntersuchungen in Altpaläozoikum Nordwest Spaniens (Asturien und Prov. Lugo). Geol. Jb., vol. 88, pp. 509-552.

JONKER, R.K. (1972).

Fluvial sediments of Cretaceous age along the southern border of the Cantabrian Mountains. Spain Leidse. Geol. Mededel., vol. 48, 275-379.

LEYVA, F.; MATAS, J. & RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.R. (1984).

La Robla (129. Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (MAGNA). IGME.

LOTZE, F. (1956 a).

Das Präkambriums Spaniens. Neues Jb. Geol. Paläont., Mh., t. 8, pp. 373-380 (trad. por J.M. GOMEZ DE LLARENA: El Precámbrico en España. Not. Com. Inst. Geol. Min. España, 1960, nº 60, pp. 227-240).

LOTZE, F. (1958).

Zur Stratigraphie des Spanischen Kambriums. Geol. Jb., Heft 3-6, 727-750 (Trad. por J.M. GOMEZ DE LLARENA: Sobre la estratigrafía del Cámbrico español". not. Com. Inst. Geol. Min. España, 1961, nº 61, pp. 131-164).

LOTZE, F. (1961).

Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie. Akad. Wiss. Lit. Abh. math.-naturw. Kl., 6: 1-216 (283-498). (Trad. en Mem. Inst. Geol. España, 1975: 1-256,

MARCOS, A. (1970).

Sobre la presencia de un flysch en el Ordovícico Superior en el Occidente de Asturias (N.W. de España) Brev. Geol. Ast. Año XIV, nº 2, 13-28.

MARCOS, A. (1973).

Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del Occidente de Asturias (N.W. de España). Trab. Geol. Univ. Oviedo, nº 6, 3-113.

MARCOS, S. & PEREZ ESTAUN, A. (1981).

La estratigrafía de la Serie de los Cabos en la zona de Vegadeo (Zona Asturoccidental-Leonesa, N.W. de España). Trab. Geol. Univ. Oviedo, 11, 89-94.

MATAS, J.; ABEJARO, V.; FERNANDEZ, L. & FERNANDEZ PELLO, J. (1982).

Noceda (127). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (MAGNA). IGME.

MATTE, Ph. (1968 a).

Precision sur le Precambrien schisto-gresex de l'Ouest des Asturies, comparaisons avec les autres affleurements precambriennes du Nord-Ouest de l'Espagne. Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn. 10, 205-211.

MONSEUR, G. (1977).

Minéralisations cambriennes d'Espagne (Essai de synthèse). Min. Deposita, 12: 331-352.

MUTTI y RICCI LUCCHI, F., (1975).

Turbidite facies and facies associations. In "Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of northern Apennines" (a cura di E. MUTTI e altri), IX Inter. Congr. Sedim. Nice-75. Libro guida all'escursione. A-11; pp. 21-36.

OELE, E. (1964).

Sedimentological aspects of four Lower Paleozoic formations in the northern part of the province of Leon (Spain). Leidse Geol. Mededelingen, 300: 1-99.

PASTOR GOMEZ, V. (1969).

Hoja 128 (Riello) del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000 (Serie antigua). IGME.

PEREZ ESTAUN, A. (1973).

Datos sobre la sucesión estratigráfica del Precámbrico y la estructura del extremo Sur del Antiforme del Narcea (N.W. de España). Brev. Geol. Ast. Año XVII, nº 1, 5-16.

PEREZ ESTAUN, A. (1974).

La sucesión Ordovícica en el Dominio del Alto Sil (Zona Asturoccidental-Leonesa, N.W. de España). Brev. Geol. Ast., Año XVIII, nº 4, 53-57.

Algunas precisiones sobre la sucesión ordovícica y silúrica de la región de Truchas. Breviora Geol. Asturica. 18 (2): 23-25.

PEREZ ESTAUN, A. (1978).

Estratigrafía y estructura de la rama S. de la Zona Asturoccidental-Leonesa. Memorias. IGME., nº 92.

PEREZ ESTAUN, A. & MARTINEZ, F.J. (1978).

El Precámbrico del antiforme del Narcea en el sector de Tineo-Cangas de Narcea (N.W. de España). Trab. Geol. Univ. Oviedo, 10, p. 367-377.

RICCI-LUCCHI, F., (1978).

Ambienti sedimentari e Facies. Sedimentologia parte III. pp. 317-368
Cooperativa Libreria Universitaria Editrice Bologna.

READING, H.G. et al. (1982).

Sedimentary Environments and Facies. Primera Edición y Segunda Edición. Blackwell Scientific Publications.

READING, H.G. et al. (1986).

Sedimentary Environments and Facies. Segunda Edición. Blackwell Scientific Publications.

- RUPKE, J. (1965)
The Esla Nappe, Cantabrian Mountains (Spain). Leidse Geol. Mededelingen, 32: 1-74.
- SAVAGE, J.F. y BOSCHMA, D. (1980)
Geological maps of the Southern Cantabrian Mountains. Leidse Geol. Meded. 50 pp. 75-114.
- SDZUY, K. (1961).
Das Kambrium Spaniens. Teil II: Trilobiten. Akad. Wiss. Lit. Abh. Math-Naturwiss. Kl., 7-8: 217-408.
- SDZUY, K. (1967).
Trilobites del Cámbrico medio de Asturias. Trabajos de Geol., Univ. de Oviedo 1: 77-133.
- SDZUY, K. (1968).
Biostratigrafía de la griotte cámbrica de los Barrios de Luna (León) y de otras sucesiones comparables. Trabajos de Geol., Univ. de Oviedo 2: 45-67.
- SDZUY, K. (1971).
Acerca de la correlación del Cámbrico inferior en la Península Ibérica. I. Congr. Hispano-Luso-Americano Geol. Econ., sec. 1, Geol., 2: 753-768.
- La subdivisión biostratigráfica y la correlación del Cámbrico medio de España. I. Congr. Hispano-Luso-Americano de Geol. Econo., sec. 1, Geol., 2: 769-782.
- SITTER, L.V. de (1961)
Le Précambrien dans la chaîne cantabrique. C.R. Somm. Soc. Geol. France, fasc. 9, pp. 253-254.

SJERP, N. (1967)

The Geology of the San Isidro-Porma area (Cantabrian Mountains, Spain). Leidse Geol. Mededelingen, 39: 55-128.

VAN DEN BOSCH, W.J. (1969).

Geology of the Luna-Sil Region, Cantabrian Mountains (N.W. Spain). Leidse. Geol. Mededel., Vol. 44, p. 137-225.

VAN DER MEER MOHR C.G.; KUIJPER, R.P.; VAN CALSTEREN, P.W.C. (1981).

The Hesperian Massif: from lapetus Aulacogen to ensialic orogen. A model for its the development. Geol. Runds, 70 pp. 459-472.

VAN DER MEER MOHR C.G. (1983)

The Lower Palaeozoic of the Leonides and Pisuerga-Carrion Province in the Cantabrian zone of Northwest Spain. ITC Journal 1983-3 pp 205-213.

VARGAS, I.; CARBALLEIRA, J.; POL, E.; CORRALES, I.; MANJON, M.; CORROCHANO, A.; FLOR, G.; DIAZ, F. & FERNANDEZ, J. (1984)

Benavides (160). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (MAGNA). IGME.

VILAS, L. (1971).

El Paleozoico inferior y medio de la Cordillera Cantábrica entre los rios Porma y Bernesga (León). Mem. Inst. Geol. Min. España, 80: 1-169.

WAGNER, R.H. (1965).

Paleobotanical dating of Upper Carboniferous folding phases in N.W. Spain. Mem. Inst. Geol. Min. Esp. 66, 1-169.

WAGNER, R.H.; WINKLER PRINS, C.F. & RINDING, R.E. (1971).

Lithostratigraphic units of the Lower part of the Carboniferous in Northern León, Spain. Trab. Geol. 4, 603-663.

WALKER, R.G. (1978).

Facies Models; Second Edition. Edited by R.G. WALKER. Geological Association of Canada Publications.

WILSON, J.L. (1970, 1974, 1975)

En Carbonate Depositional Environments. Published by the American Association of Petroleum Geologist (1983). pp 297-343.

ZAMARREÑO, I.; HERMOSA, J.; BALLAMY, S. & RABU, D. (1975).

Litofacies del nivel carbonatado del Cámbrico de la región de Ponferrada (zona Asturoccidental-Leonesa, N.W. de España). Brev. Geol. Ast. año XIX, nº 3, 40-48.

ZAMARREÑO, I. & PEREJON, A. (1976).

El nivel carbonatado del Cámbrico de Piedrafita (zona Asturoccidental-Leonesa, N.W. de España). Tipos de facies y faunas de Arqueociatos. Brev. Geol. Ast. año XIX, nº 3, 40-48.

INFORME SEDIMENTOLOGICO DE LA HOJA 12-08 RIELLO

- COLUMNAS -

SIMBOLOS DE ESTRUCTURAS UTILIZADOS

	Estratificación plana y neta		Laminación paralela
	Estratificación erosiva		Estratificación convoluta
	Granoselección positiva		Cantos blandos
	Flute cast		Escape de fluidos
	Crescent marks		Superficie alterada
	Huellas de carga		Nódulos
	Estratificación cruzada de surco		Restos de troncos
	Estratificación cruzada sin especificar		Restos vegetales macerados
	Ripples de corriente		Ichnofauna (en superficie de estratificación)
	Estrías de corriente		Dirección de paleocorrientes
	Ripples de oscilación		Sentido de paleocorrientes
	Estratificación ondulante		Bioturbación
	Estratificación lenticular		Estratificación Hummocky



o nº 1.- Secuencia negativa en la parte inferior de la columna precambrica de la carretera de la Magdalena a Villablino. (Serie nº 1. Hojade la Robla).



Foto nº 10.- Contacto entre la base y el techo de dos secuencias positivas de la formación Candana-Herrería, en la carretera de Inicio a Andaraso (Hoja de Riello). Polaridad sedimentaria invertida.



Foto nº 11.- Parte superior predominante lutítica de la formación Candana-Herrería. Base de la columna del río Negro de Rosales (Serie nº 7. Hoja de Riello)



nº 12.- Dolomia recristalizada bien estratificada de la parte basal de la formación Vegadeo en la columna del río Negro de Rosales (Serie nº 7, río Negro de Rosales. Hoja de Riello)



Foto nº 13.- Intercalaciones lutíticas y Cuarcititas dentro de la formación Vegadeo. (Serie nº 7, río Negro de Rosales Hoja de Riello)



Foto nº 14.- Aspecto de la parte superior de la formación Vegadeo (Serie nº 7, río Negro de Rosales. Hoja de Riello)



Foto nº 15.- Secuencias negativas de la Serie de los Cabos en la columna de la Punta de la Osa (Serie nº 8 Hoja de - Busto)



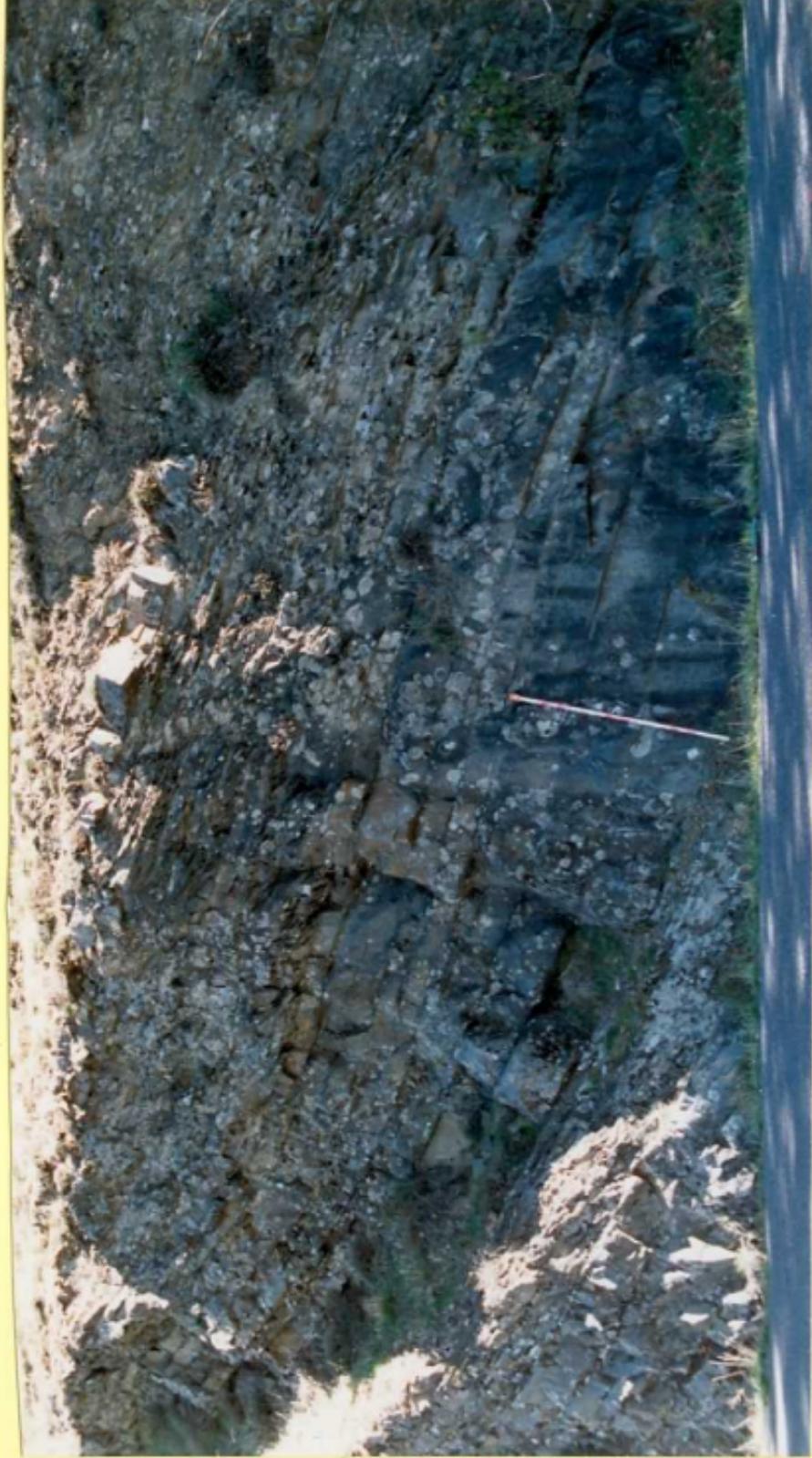
Foto nº 16.- Secuencias negativas de la Serie de los Cabos en el arroyo Bigaña al Sur de Andarraso (Hoja de Riello)



Foto nº 17.- Laminación ondulante, con intercalación de capas de tormenta en la columna de la Punta de la Osa (Serie nº 8. Hoja de Busto)



Foto nº 18.- Laminación ondulante, con intercalación de capas de tormenta en la Serie de los Cabos. Cabecera del - arroyo. Lleroso al Norte de Murias de Ponjos. (Hoja de Riello)



a nº 2.- Secuencia negativa de la parte superior de la misma columna.



Foto nº 19.- Skolithos del techo de la Serie de los Cabos
en la pista de Espina de Tremor al Suspiron
(Hoja de Riello)



20.- Capas turbiditicas en la formación Agüera al Sur de Villar de Nistoso (Hoja de Riello) Polaridad sedimentaria normal



Foto nº 21.- Capas turbidíticas en la formación Agüera de la columna del río Nodellos (Serie nº 12. Hoja de Riello). Techo a la izquierda)



Foto nº 22.- Capas turbidíticas en la formación Agüeira. Columna del río Cua (Hoja de Vega de Espinareda)



Foto nº 23.- Ripples de oscilación a techo de la formación Agüera.
Sección de Libran-Pardamaza (Hoja de Noceda)



Foto nº 24.- Ripples de oscilación y estructuras de compensación a techo de la formación Agüera Sección al Norte de Noce da (Hoja de Noceda)



Foto nº 25.- Conglomerado masivo de la base del Estefaniense de la cuenca del Bierzo cerca de Espina de Tremor. (Hoja de Riello). Depósito proximal de abanico aluvial.



o nº 26.- Lulita, limolita y capas de carbón de la parte inferior del Estefaniense de la Cuenca del Bierzo cerca de Espina de Tremor (Hoja de Riello) Depósitos lacustres.



Foto nº 27.- Aspecto de la columna del río Fresno (Serie nº 13 Hoja de Riello). Secuencias positivas de un sistema fluvial de baja sinuosidad.



28.- Contacto entre la base y el techo de dos secuencias positivas en la columna del río Fresno (Serie nº 13 Hoja de Riello)

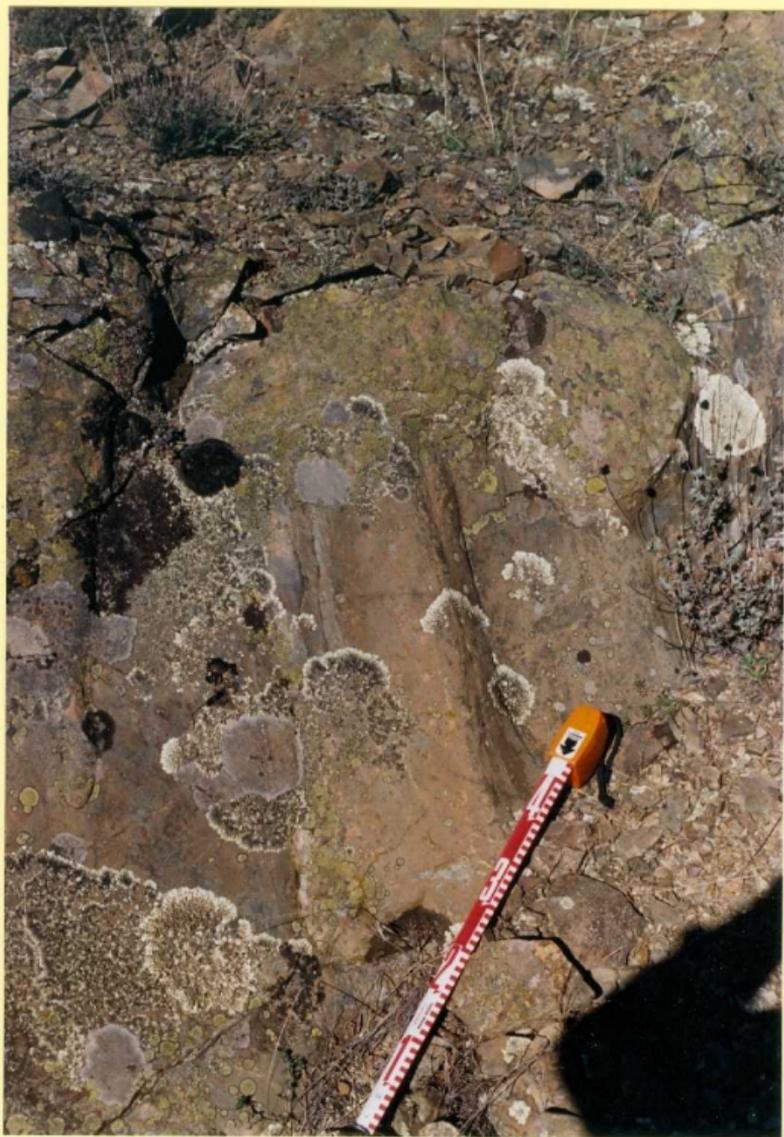


Foto nº 3.- Canal de pequeña escala en la base de una capa de arenisca en la parte inferior de la Serie nº 1.



Foto nº 29.- Gravas y arenas con estratificación cruzada planar en la formación Voznuevo en la columna de Soto y Amio (Serie nº 14. Hoja de Riello)



Foto nº 30.- Arenas y limolitas de la formación Voznuevo en la Serie nº 14 (Hoja de Riello)



- Conglomerado de base de la formación Voznuevo al Sureste de Adrados de Ordas (Hoja de Riello)



Foto nº 32.- Gravas y arenas de la formación Voznuevo en la cabecera del valle Trabaza (Serie nº 15. Hoja de Riello)



Foto nº 33.- Explotación aurífera romana en el Sistema Terciario de Ferreras-Forcadas (Medulas de la Cepeda. Serie nº 17. Hoja de Riello)



Foto nº 34.- Sistema Terciario de Ferreras-Forcadas cerca de Pedregal (Hoja de Riello)



Foto nº 35.- Parte superior del Sistema Ferreras-Forcadas. Raña Pliocuaternaria a techo (con tomo más claro, cerca de la persona) Médulas de la Cepeda (Serie nº 17. Hoja de Riello)



Foto nº 36.- Parte superior del Sistema Terciario de Veguellina de la Cepeda. Raña pliocuaternaria a techo. Serie nº 16 (Hoja de Benavides)



nº 4.- Laminaciones grabadas en la Serie nº 1 (polaridad sedimentaria invertida).



co nº 5.- Laminaciones grabadas en la columna precámbrica de Rosales (Serie nº 4 con polaridad sedimentaria invertida. Hoja de Riello).



Foto nº 6.- Estriaciones de corriente en la columna precambrica de la carretera de la Magdalena a Villablino (Serie nº 1. Hoja de la Robla)



Foto nº 7.- Aspecto de la parte superior de la columna de la formación Candana-Herreria de Irede de Luna (Serie nº 5. Hoja de --- Barrios de Luna.)



Foto nº 8.- Ripples de oscilación en la Serie nº 5 (Candana-Herrerria de Irede de Luna. Hoja de Barrios de Luna)



Foto nº 9.- Set de estratificación cruzada en surco en la serie nº 5
(Hoja de Barrios de Luna)