FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO
LA PLATA
BIBLIOTECA

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA

FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO

"SEDIMENTOLOGIA DE LA FORMACION BALCARCE, EN EL SECTOR ORIENTAL DE TANDILIA"

por

ANALIA DEL VALLE

Director

LUIS A. SPALLETTI

TRABAJO DE TESIS PARA OPTAR AL TITULO DE DOCTOR EN CIENCIAS NATURALES ORIENTACION GEOLOGICA

- 1987 -

A mi familia.

I N D I C E

CAPITULO 1

INTRODUCCION Y ANTECEDENTES

1.1 INTRODUCCION. ..... 2.

1.1.1. Ubicación del área de estudio. ..... 2.

1.2. ANTECEDENTES SOBRE LA GEOLOGIA. ..... 5.

1.3. GEOLOGIA DE LA REGION ESTUDIADA. ..... 8.

1.3.1. Fisiografía. ..... 8.

1.3.2. Estructura. ..... 11.

1.3.3. Estratigrafía del área de estudio. ..... 12.

a] Basamento. ..... 13.

b] Metapelitas Punta Mogotes. ..... 17.

c] Secuencia diamíctica. ..... 18.

d] Formación Balcarce. ..... 22.

e] Depósitos Cenozoicos. ..... 24.

CAPITULO 2

METODOLOGIA EMPLEADA Y CARACTERES GENERALES DE LA FORMACION BALCARCE

2.1. METODOLOGIA EMPLEADA. ..... 27.

2.1.1. De campo. ..... 27.

2.1.2. De Gabinete. ..... 29.

a) Descripción de perfiles. ..... 29.

b) Representación de perfiles. ..... 29.

c) Estudio de Material Icnofósil. ..... 30.

d) Determinación de las Paleocorrientes. ..... 30.

2.2. CARACTERES GENERALES DE LA FORMACION BALCARCE. ..... 35.

2.2.1. Perfiles relevados. ..... 35.

2.2.2 Espesores de la Formación Balcarce en el área de estudio. ..... 43.

CAPITULO 3

TRAZAS FOSILES - EDAD

3.1. INTRODUCCION. ..... 58.

3.2. ANTECEDENTES. ..... 58.

3.3. DESCRIPCION DE LAS TRAZAS ENCONTRADAS EN EL AREA DE ESTUDIO. ..... 61.

3.4. EDAD DE LA FORMACION BALCARCE. ..... 69.

3.4.1. Deducciones sobre la base del biocrón de sus icnogéneros. ..... 69.

3.4.2. Discusión sobre el límite Precámbrico - Cámbrico en las Sierras Septentrionales. ..... 71.

3.4.3. Edad de la Formación Balcarce según dataciones radimétricas y correlaciones con otras unidades. ..... 75.

3.5. CONSIDERACIONES PALEOAMBIENTALES. ..... 77.

CAPITULO 4

FACIES DE LA FORMACION BALCARCE

4.1. CONCEPTO DE FACIES SEDIMENTARIA. ..... 82.

4.2. DESCRIPCION E INTERPRETACION DE LAS FACIES DE LA FORMACION BALCARCE. ..... 83.

4.2.1. FACIES PSAMITICAS. ..... 85.

Ps-1. Subfacies de Psamitas con estratificación entrecruzada. ..... 86.

Ps-2. Subfacies de Psamitas con estratificación curvada. ..... 96.
(hummocky).

4.2.2. FACIES HETEROLITICAS. ..... 102.

Ht-1. Subfacies heterolítica con predominio de pelitas. ..... 105.

Ht-2. Subfacies heterolítica con predominio de arenitas. ..... 109.

Ht-3. Subfacies mixta de pelitas-arenitas ondulíticas y psamitas con estratificación entrecruzada. ..... 114.

4.2.3. FACIES CONGLOMERADICA. ..... 117.

G-1. Subfacies de conglomerados mantiformes. ..... 117.

G-2. Subfacies de conglomerados de la base de cuerpos psamíticos. ..... 123.

4.3. ASOCIACIONES DE FACIES DE LA FORMACION BALCARCE ...126.

CAPITULO 5

GEOMETRIA DE LAS FACIES DE LA FORMACION BALCARCE.

5.1. INTRODUCCION. .....132.
5.2. CONCEPTO DE CUERPO SEDIMENTARIO..... 132.
5.3. CONCEPTO DE SUPERFICIES DE DELIMITACION..... 133.
5.4. TIPOS DE CUERPOS. ..... 136.
5.4.1. Cuerpos cóncavos-planos..... 136.
5.4.1.1. Morfología externa. ..... 138.
5.4.1.2. Diseño interno. ..... 138.
5.4.2. Cuerpos Abultados. ..... 142.
A. Sigmoides de gran escala..... 143.
B. Sigmoides de escala mediana. ..... 153.
C. Sigmoides superpuestos ondulados..... 157.
D. Cosets de estratificación entrecruzada..... 159.
D.1. Sets agrupados con estratificación entrecruzada planar. ..... 159.
D.2. Sets agrupados con estratificación entrecruzada en artesas..... 163.
D.3. Sets superpuestos con estratificación entrecruzada en hueso de arenque..... 164
E. Morfología compleja en cuerpos abultados..... 167.

CAPITULO 6

CARACTERISTICAS GRANULOMETRICAS DE LAS PSAMITAS

6.1. INTRODUCCION. ..... 170.
6.2. METODOLOGIA EMPLEADA..... 170.
6.3. RESULTADOS E INTERPRETACION. ..... 172.
A. COEFICIENTES ESTADISTICOS. SU INTERPRETACION..... 172.
A.1. Media ..... 172.
A.2. Desviación Standard ..... 176.
A.3. Asimetría ..... 179.

A.4. Curtosis ..... 180.
A.5. Coeficientes estadísticos y las facies sedimentarias ..... 181.
B. GRAFICOS DE DISPERSION. ..... 182.
B.1. Gráfico media-desviación standard. ..... 182.
B.2. Gráfico media-asimetría. ..... 184.
B.3. Gráfico selección-asimetría. ..... 186.
B.4. Gráficos CM. ..... 188.
C. DIAGRAMAS DE FRECUENCIA ACUMULATIVOS. ..... 190.
C.1. Interpretación. ..... 198.
6.4. DEDUCCIONES HIDRODINAMICAS A PARTIR DE LAS CARACTERISTICAS GRANULOMETRICAS. ..... 200.

CAPITULO 7

MODELO DE DEPOSITACION DE LA FORMACION BALCARCE

7.1. INTRODUCCION. ..... 213.
7.2. CRITERIOS SEDIMENTOLOGICOS PARA RECONOCER SEDIMENTITAS DEPOSITADAS EN UN AMBIENTE DOMINADO POR MAREAS ..... 215.
7.3. CARACTERISTICAS DIAGNOSTICAS DE PROCESOS TIDALES PRESENTES EN LA FORMACION BALCARCE ..... 216.
7.4. TEORIA TIDAL. ..... 220.
7.5. MODELO DE CONTROL TIDAL SOBRE VARIACIONES LITOLOGICAS OBSERVADAS EN LA FORMACION BALCARCE. ..... 223.
7.6. MODELO CONCEPTUAL PROPUESTO PARA LA FORMACION BALCARCE. ..... 229.
7.7. RANGO PALEOTIDAL DE LA FORMACION BALCARCE. ..... 235.
7.8. PALEOGEOGRAFIA DE LA CUENCA DE DEPOSITACION DE LA FORMACION BALCARCE. ..... 238.

CONCLUSIONES ..... 244.

AGRADECIMIENTOS ..... 252.

BIBLIOGRAFIA ..... 253.

CAPITULO 1

INTRODUCCION Y ANTECEDENTES

1.1. INTRODUCCION

1.1.1. Ubicación del área de estudio.

1.2. ANTECEDENTES SOBRE LA GEOLOGIA.

1.3. GEOLOGIA DE LA REGION ESTUDIADA

1.3.1. Fisiografía.

1.3.2. Estructura.

1.3.3. Estratigrafía del área de estudio.

a] Basamento.

b] Metapelitas Punta Mogotes.

c] Secuencia diamíctica.

d] Formación Balcarce.

e] Depósitos Cenozoicos.

1.1. INTRODUCCION.

El trabajo realizado ha tenido por finalidad el estudio sedimentológico de la secuencia de arenitas cuarzosas, a las que se asocian pelitas y conglomerados que afloran en la porción oriental de las Sierras Septentrionales y son asignadas a la Formación Balcarce.

En forma particular se ha tendido a definir los tipos litológicos, sus características composicionales y texturales, sus estructuras sedimentarias, sus relaciones laterales y verticales, con la finalidad de caracterizar facies sedimentarias y determinar las asociaciones de facies presentes.

Dadas las características de estas sedimentitas que presentan un alto grado de preservación de las estructuras sedimentarias se ha podido estudiar la geometría de los cuerpos y su diseño interno. Esto ha permitido definir los procesos operantes en este ambiente marino somero en el cual se han depositado las sedimentitas de la Formación Balcarce.

La relación entre las características texturales, estructuras sedimentarias y algunos aspectos distintivos de los cuerpos ha permitido determinar las condiciones hidrodinámicas de los agentes depositantes de cada facies. En este sentido, se definieron los regímenes de flujo, velocidad, paleoprofundidad y el diseño de las paleocorrientes imperantes.

Todo esto, con la finalidad de enunciar un modelo conceptual de depositación para la cuenca marina epicontinental del Paleozoico inferior en el cual se depositó la Formación Balcarce.

1.1.1. Ubicación área de estudio.

El área de trabajo está ubicada en el sector oriental del Sistema de Tandilia de la provincia de Buenos Aires; incluye las hojas del Instituto Geográfico Militar, escala 1:100.000: 3757-31 y 3757-32. Abarca, específicamente las sedimentitas que afloran al este de la ciudad de Balcarce y hasta el litoral atlántico en Mar del Plata (Fig, 1.1.).

En esta área la unidad estratigráfica preterciaria predominante en aflo-

ramientos, es la Formación Balcarce. Constituye la casi totalidad de los cuerpos de las sierras de las hojas Balcarce, Sierra de Bachicha (sector austral), Sierra del Volcán y Sierra de los Padres, mientras que en las hojas Mechongué y Otamendi aparecen afloramientos aislados. Por otra parte, en las hojas Camet y Mar del Plata las exposiciones naturales están restringidas a las barrancas costeras aunque artificialmente quedan a la vista excelentes secciones por la presencia de laboreos mineros a cielo abierto (Fig. 1.2.).

FIG. 1.1

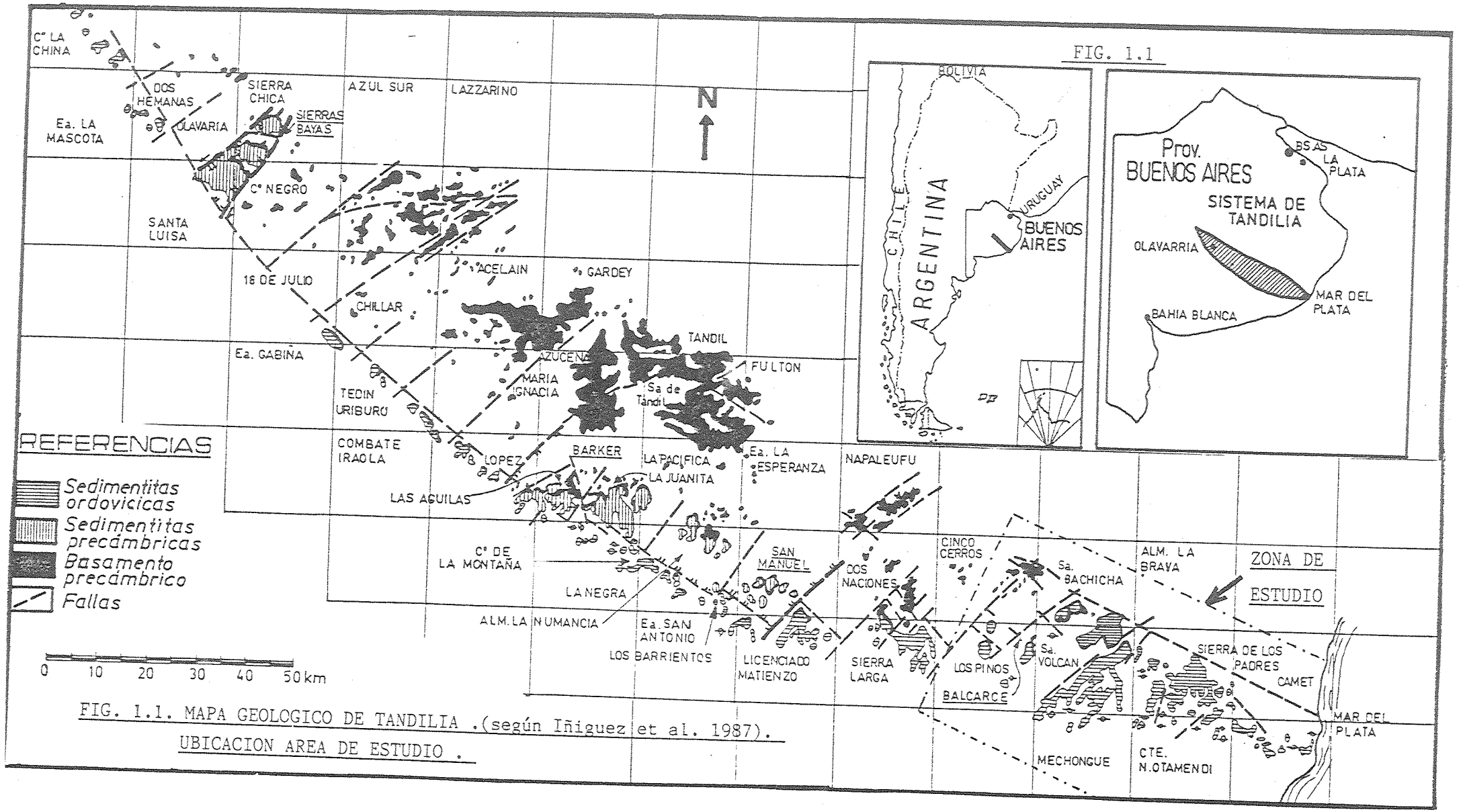


FIG. 1.1. MAPA GEOLOGICO DE TANDILIA .(según Iñiguez et al. 1987).
UBICACION AREA DE ESTUDIO .

1.2. ANTECEDENTES SOBRE LA GEOLOGIA.

Los primeros trabajos geológicos sobre la secuencia sedimentaria de Tandilia fueron realizados por Heusser y Claraz (1863), que utilizaron el nombre de "Areniscas de La Tinta", Aguirre (1879, 1882) y Hautal (1896). En tanto que fue Nágera (1919, 1932, 1940) a quien se le debió la división de los "Estratos La Tinta" en distintos miembros, para la zona de Olavarría (Ver Cuadro 1.1.) y el primer mapa topográfico-geológico de Tandilia a escala 1:500.000.

Específicamente para el sector sureste de Tandilia, Tozzi (1957) realizó un estudio sedimentológico de la sucesión sedimentaria en las proximidades de Balcarce. Posteriormente Teruggi et al. (1962) efectuaron un relevamiento y estudio de la porción oriental de las Sierras de Tandilia que involucró tanto al basamento como a las ortocuarcitas aflorantes y abarcó aspectos petrológicos, geomorfológicos y estructurales. Además Teruggi (1964) llevó a cabo un estudio de las paleocorrientes de la Formación La Tinta, infiriendo áreas de procedencia de materiales y la paleogeografía de la cuenca.

Por su parte, Borrello (1962) le dio nombre formal a la Formación Punta Mogotes que es una unidad de subsuelo que subyace a las ortocuarcitas y fue atravesada en el pozo Punta Mogotes Nº 1. Además Borrello (1963, 1966) definió el Grupo Tandil, para la zona de Cabo Corrientes-Mar del Plata, que abarca a la Formación Punta Mogotes y a la Formación La Tinta y lo ubicó en discordancia sobre el basamento (Ver cuadro 1.1.). Asimismo realizó una minuciosa descripción de las trazas fósiles y cuerpos problemáticos presentes en la Formación La Tinta, a partir de los cuales le asigna edad Ordovícica.

También Antonioli (1966) presentó una lista de icnofósiles de los "Estratos de La Tinta" y sobre dicha base también los atribuyó al Ordovícico. Posteriormente (1969) dicho autor realizó la descripción formal de la Formación La Tinta, correlacionando perfiles de distintas localidades.

Hasta 1972 la cubierta sedimentaria de Tandilia había sido considerada como una única unidad de depositación bajo la designación de Formación La Tinta. Los primeros en considerar a los bancos de ortocuarcitas que afloran en la

CUADRO 1.1

	NAGERA 1932	BORRELLO 1966	ANTONIOLI 1969	HOLMBERG 1972	AMOS et al. 1972		MARCHESE Y DI PAOLA 1975b	DALLA SALDA E IÑIGUEZ 1978	TERUGGI Y KILMURRAY 1980	BONHOMME Y CINGOLANI 1980	ZALBA ET AL. 1982
					SIERRAS BAYAS	BALCARCE - MAR DEL PLATA					
PALEOZOICO INFERIOR	Estratos de la Tinta: Horizonte Calcareo; Serie Cuarcitica: Horizonte arcillas, Horizonte cuarcitas superiores, Horizonte Dolomítico, Horizonte cuarcitas inferiores	Grupo Tandil: Caliza Loma Negra; Formación La Tinta: Arcilitas, Cuarcitas superiores, Dolomías, Cuarcitas inferiores; Formación Punta Mogotes	Caliza Loma Negra; Formación La Tinta: Arcillas, Cuarcitas, Dolomías, Cuarcitas	Formación Caliza Loma Negra; Formación La Tinta: Formación Sierras Bayas: Miembro Arcilitas, Miembro Cuarcitas superiores, Miembro Dolomías, Miembro Cuarcitas inferiores, Miembro Lutitas Varicolores		Cuarcitas Balcarce; Formación Punta Mogotes	Formación La Tinta	Formación Balcarce	Formación La Tinta: Miembro Calizas, Miembro Arcilitas, Miembro Ortocuarcitas, Miembro Dolomías.	Formación Balcarce	Formación Balcarce [Las Aguilas]: Miembro Superior, Miembro Inferior
PRECAMBRICO	Basamento Cristalino	Basamento Cristalino	Basamento Cristalino	Basamento Cristalino	Formación La Tinta: Miembro Calizas, Miembro Arcilitas, Miembro Cuarcitas superiores, Miembro Dolomías, Miembro Cuarcitas inferiores; Basamento Cristalino	Basamento Cristalino	Complejo Buenos Aires; Metapelitas Punta Mogotes; Basamento Cristalino	Formación Sierras Bayas; Basamento Cristalino	Metapelitas Punta Mogotes; Basamento Cristalino	Formación La Tinta; Basamento Cristalino	Formación Sierras Bayas; Basamento Cristalino

zona de Balcarce-Mar del Plata, como una unidad estratigráfica independiente de las sucesiones sedimentarias ubicadas hacia el noroeste, fueron Amos et al. (1972), bajo la denominación de "cuarcitas Balcarce". Así, dichos autores diferenciaron dos ciclos sedimentarios: uno Precámbrico, la Formación La Tinta, con estructuras algales estromatolíticas en el Miembro Dolomítico, y otro Paleozoico inferior: las "Cuarcitas Balcarce", caracterizadas por la presencia de pistas fósiles y problemáticos (Cuadro 1.1.).

Este criterio fue reafirmado por Dalla Salda e Iñíguez (1978) quienes definen la Formación Balcarce de acuerdo al Código de Nomenclatura Estratigráfica, con su sección tipo en las Sierras de Balcarce y Mar del Plata, diferenciándola de la Formación Sierras Bayas de acuerdo a características litológicas, estructurales y en aspectos concernientes a mineralogía de las arcillas, contenido paleontológico, edad y orientación de paleocorrientes, entre otros.

Con anterioridad, algunos autores ya habían expresado sus dudas sobre la coetaneidad de toda la cubierta sedimentaria preterciaria de Tandilia. Entre ellos Teruggi (1964) en su trabajo sobre paleocorrientes expresa el riesgo de que las mediciones efectuadas en las ortocuarcitas al este de Puerta del Abra no correspondieran cronológicamente con las situadas al oeste de dicho punto; también Antonioli (1969) manifestaba sus dudas al correlacionar las secuencias de Barker-Sierra La Tinta con las de Balcarce-Punta Mogotes.

Asímismo Iñíguez (1965, 1968b) ya consideraba que las sedimentitas de la zona de Olavarría eran previas a las de Balcarce-Mar del Plata y se basaba en criterios composicionales, tanto de las arcillas como a la presencia de grafito y mayor abundancia de turmalina en la zona suroriental. También hizo referencia a una mayor deformación estructural en la zona de Olavarría.

Dalla Salda e Iñíguez (1978) correlacionaron la Formación Balcarce con los depósitos que aparecen en la cantera Loma Negra (Sureste de Barker) sobre las calizas de la Formación La Tinta y con la Formación Las Aguilas (Zalba, 1978) (esta última constituída por sedimentitas que se encuentran en la Sierra de Las Aguilas, Barker).

Bonhomme y Cingolani (1980) y posteriormente Cingolani y Bonhomme (1982) coincidieron con la interpretación de Dalla Salda e Iñíguez y realizaron

una correlación de columnas estratigráficas de las principales localidades de las Sierras Septentrionales, aportando dataciones de las secuencias sedimentarias sometidas a estudio.

Trabajos llevados a cabo por Zalba et al. (1982), Spalletti y del Valle (1984), Poiré et al. (1984), Cingolani et al. (1985), Andreis y Zalba (1985) y los estudios realizados en el marco del relevamiento geológico de Tandilia a escala 1:50.000: Iñíguez Rodríguez (1985), Zalba (1985), Cingolani et al. (1985) y Spalletti y del Valle (1985) aportan nuevos elementos de juicio e importante información, todos ellos considerando dos ciclos sedimentarios no coetáneos.

No obstante, algunos investigadores continuaron sosteniendo la existencia de una sola secuencia sedimentaria de edad Precámbrica superior. Así, Marchese y Di Paola (1975 b) dividieron a la Formación La Tinta en Miembros (litofacies) que son transicionales y cambian lateralmente: Miembro Cuarcítico, Dolomítico, Pelítico, y Calcáreo; en el sector suroriental de las Sierras Septentrionales consideraron a las ortocuarcitas como una litofacies arenosa de la Formación La Tinta.

Este concepto fue sostenido en otros trabajos como los de Di Paola y Marchese (1974), Teruggi y Kilmurray (1975, 1980), Leveratto y Marchese (1983) y Marchese y Leveratto (1985).

1.3. GEOLOGÍA DE LA REGION ESTUDIADA.

1.3.1. FISIOGRAFÍA

El sistema de Tandilia tiene un desarrollo en forma de huso con su elongación en sentido noroeste-sureste, extendiéndose desde el centro de la provincia de Buenos Aires, con la Sierra de Quillalauquén en las proximidades de Olavarría hasta la costa de Mar del Plata a la altura de Cabo Corrientes. Alcanza una longitud de unos 300 Km. y en cuanto a su desarrollo transversal es máximo en las cercanías de Tandil con 55 Km. aproximadamente, mientras que en sus extremos sólo presenta unos 5 Km.. El desarrollo areal de este sistema

es del orden de los 10.000 Km^2.

Se caracteriza por no constituír un cordón montañoso continuo sino que resulta de la integración de una serie de sierras y cerros aislados que se levantan en la llanura pampeana, que han tomado el nombre de las poblaciones más destacadas, como por ejemplo, Sierras de Olavarría, Sierras de Azul, Sierras de Tandil, Sierras de Balcarce, Sierras de Mar del Plata y Sierras de Lobería y Necochea. Esta peculiaridad ha resultado un obstáculo para la correlación e integración de la secuencia sedimentaria tipo de cada localidad y de ahí la discrepancia anteriormente mencionada en cuanto a la estratigrafía de la zona.

La altura máxima de los cerros tiene su expresión también en la parte central del sistema, en las proximidades de Tandil con el Cerro Animas (485 msnm.) y en las proximidades de Barker, la Sierra La Juanita (524 msnm.); mientras que hacia los extremos tanto Noroeste como Sureste la expresión topográfica se hace menos marcada, hasta estar representada por suaves ondulaciones que se elevan sobre la llanura circundante e inducen a pensar en la presencia del basamento a escasos metros de profundidad.

El sector suroriental de Tandilia, objeto del presente estudio, se desarrolla al Oeste de la Sierra Larga de Lobería y al Suroeste de las Sierras de Tandil, de las cuales estaría separado por el arroyo Napaleufú (Teruggi y Kilmurray, 1975). Dicho sector se extiende con una orientación Noroeste-Sureste hasta la costa de Mar del Plata a la altura de Cabo Corrientes. Hacia el Este y Noreste y hacia el Sur linda con la llanura pampeana, con un ancho máximo de 25 Km. en las inmediaciones de la ciudad de Balcarce. Algunos autores como Teruggi y Kilmurray (1975) separan las Sierras de Balcarce de las de Mar del Plata y el límite sería el arroyo Vivoratá.

La altura máxima está representada por el Cerro El Sombrero de 430 msnm. y en general se puede decir que las sierras presentan desniveles con respecto a la llanura circundante del orden de 100 a 250 m.

Entre las principales sierras y cerros que distinguimos en este área podemos citar: Cinco Cerros, El Cristo, Bachicha, Barrosa, Amarante, La Chata, del Volcán, La Vigilancia, La Brava, La Peregrina y de Los Padres.

En el área de estudio se pueden distinguir dos áreas de fisiografía diferente, dado específicamente por la constitución litológica de los cerros que la conforman como ya lo señalara Nágera (1940). Por un lado tenemos el sector noroccidental caracterizado por cerros de forma redondeada y laderas suaves 5 a 15º, morfología que tiene su origen en la naturaleza ígnea-metamórfica de las rocas que los constituyen, con su característica meteorización esferoidal. Ejemplo de ellos son: Cinco Cerros, Cerro El Cristo, Cerro Heuser, etc.

Por otro lado, tenemos los sectores central y austral de las Sierras de Balcarce y Mar del Plata, que presentan una típica morfología de mesas, característica conferida por el afloramiento de la secuencia sedimentaria preterciaria constituída principalmente por arenitas cuarzosas que presentan una estratificación horizontal a subhorizontal.

De esta manera las cimas de las sierras son planas y extendidas y en ellas las ortocuarcitas están cubiertas por una delgada capa de sedimentos eólicos en los cuales se ha desarrollado un horizonte edáfico.

Estas sierras, en secciones transversales a su rumbo, presentan un perfil asimétrico, el borde norte constituye una escarpa abrupta a la que se ha denominado costa de Heusser (Nágera, 1932), la cima presenta una leve inclinación 3 a 5º hacia el Suroeste o Sur-Suroeste, mientras que el extremo sur de las sierras es de pendiente muy suave y se pierde en la llanura circundante; a este último se lo conoce como costa de Claraz (Nágera, op.cit.).

Con respecto a la red de drenaje, los cursos de agua labraron sus valles siguiendo líneas de debilidad producidas por zonas de falla, lo cual contribuyó a delimitar los bloques serranos. Los principales arroyos, entre los que podemos citar: el Guarangueyú, El Pantanoso, El Junco, Dulce, Vivoratá, surcan el área desde el Suroeste hacia el Noreste y han labrado sus valles sobre antiguos y anchos valles rellenos parcialmente por la Formación Las Animas (Médano Invasor) del Cuaternario, edad Lujanense (Teruggi et al. 1962).

1.3.2. ESTRUCTURA.

Las Sierras Septentrionales constituyen un sistema de montañas de bloques separados por fallas. Las principales megafallas tienen un rumbo Noroeste-Sureste y son las responsables del frente norte de las sierras, llamado costa de Heusser. En el sector suroriental de Tandilia esta falla de carácter regional, pasaría muy próxima a las Sierras de Los Difuntos, Sierras del Volcán, Sierras Bachicha, dando origen a su escarpa septentrional (ver Mapa geológico. Fig. 1.2). El rechazo de estas fallas se puede inferir que sería del orden de 250 a 300 m si tenemos en cuenta los espesores de sedimentos interserranos del Terciario (dudoso) y Cuaternario y los espesores aflorantes de la Formación Balcarce.

Además en la zona Balcarce-Mar del Plata son numerosas las fallas de rumbo Noreste-Suroeste que serían responsables de la morfología elongada de las sierras en dicha dirección. Como ejemplo de ellas podemos señalar la que determina el abra (Puerta del Abra) entre Sierra del Volcán y Sierra de la Vigilancia, y otra sería la que separa la Sierra del 15 de la Sierra La Peregrina (ver Mapa geológico). Con respecto al rechazo de este sistema de fallas sería del orden de decenas de metros (Teruggi y Kilmurray, 1980). En todos los casos se trata de fallas de tipo directo y de alto ángulo de inclinación.

Además se han diferenciado dos sistemas de diaclasas predominantes -ambos subverticales- una con rumbo Noreste-Suroeste, con media N45º y otra Noroeste-Sureste con media N160. Estos datos coinciden con mediciones realizadas en la Sierra La Brava - Sierra La Vigilancia por Mauriño et al. (1981) y en Sierra La Quebrada - Sierra de los Padres - Sierra de los Difuntos por Massone (1984).

Es de destacar que es frecuente observar que numerosos planos de estratificación horizontal así como los planos que limitan las capas frontales de la estratificación entrecruzada están diaclasados.

La secuencia sedimentaria del área de estudio presenta una suave inclinación hacia el Sur-Suroeste con valores que oscilan entre 5 y 10º. Esto se debe al rechazo de las fallas de rumbo Noroeste-Sureste que provocaron una

basculación de los bloques que conforman las sierras. Es importante resaltar la ausencia de plegamiento en el área estudiada.

La estructura de la Formación Balcarce es de gran importancia por ser una característica que permite distinguirla de la Formación Sierras Bayas que aflora en la zona de Olavarría y de Barker, criterio que fue utilizado por Dalla Salda e Iñíguez (1978). La Formación Sierras Bayas presenta una tectónica totalmente diferente ya que muestra los efectos de una fuerte compresión que se evidencia en un plegamiento notorio.

1.3.3. ESTRATIGRAFIA DEL AREA DE ESTUDIO.

La constitución geológica de esta región es simple y homogénea. La unidad más antigua es el Basamento Cristalino Precámbrico, que aparece en el sector oeste del área de estudio (ver Mapa geológico) y se compone de metamorfitas de alto grado (gneis, migmatitas, anfibolitas, mármol serpentínico) junto a rocas granitoides.

Por encima se encontraría un conjunto de pelitas afectadas por bajo grado de metamorfismo que constituyen las Metapelitas Punta Mogotes redefinidas por Marchese y Di Paola (1975), Formación Punta Mogotes, Borrello (1962) que es una unidad de subsuelo, hasta el presente no identificada en afloramientos. Esta unidad junto con el basamento cristalino conforman el Complejo Buenos Aires de Marchese y Di Paola (1975) que es atribuído al Precámbrico.

Arriba del basamento cristalino se ha encontrado una sucesión diamíctica atribuída al Vendiano o Infracámbrico (Spalletti y del Valle, 1984); se la ha localizado en la base de algunas sierras como Sierra del Volcán, Sierra de La Vigilancia donde han sido expuestas por canteras. Estas diamictitas serían correlacionables con depósitos ubicados en la base del Cerro Amarante, se trata de pelitas y psamopelitas con bloques dispersos (cadilitos) y paraconglomerados.

Si bien no se ha observado la relación temporal y espacial de las Metapelitas con respecto a las diamictitas, los indicios de metamorfismo presentes en la primera de las unidades mencionadas, así como la datación de este evento que sería de 600 m.a. (Cingolani y Bonhomme, 1982) inducirían a pensar en

una depositación anterior a la sedimentación de las mixtitas.

Por encima y en contacto aparentemente discordante se localiza la Formación Balcarce (Dalla Salda e Iñíguez, 1978) que se asigna al Paleozoico inferior y está compuesta por arenitas y sabulitas cuarzosas a las que se asocian niveles de pelitas y de ortoconglomerados oligomícticos. Es la unidad predominante de la región y constituye la casi totalidad de los cuerpos serranos, de las colinas y afloramientos naturales de la zona costera. (Fig. 1.2).

Cubriendo la Formación Balcarce y particularmente rellenando los valles interserranos se encuentran unidades del Cuaternario entre las que se diferencian la Formación Barker (Plioceno Superior o Pleistoceno Inferior), la Formación Vela (Ensenadense), y finalmente la Formación Las Animas (Lujanense) (Rabasa, 1973).

a) Basamento Cristalino.

En el área de estudio aflora en el sector occidental donde conforma típicos cerros redondeados -como en Cinco Cerros- o en la base de las sierras. En algunos casos el basamento está expuesto naturalmente y en otros por la presencia de canteras como en Sierra Bachicha, Cerro Amarante, Sierra Barrosa, Sierra del Volcán, Sierra de la Vigilancia.

Según Teruggi y Kilmurray (1975, 1980) este basamento está constituído por cuatro tipos generales de rocas: 1) granitoides o rocas de aspecto granítico; 2) migmatitas, dentro de las cuales el tipo más frecuente son epibolitas que se caracterizan por su foliación de bandas claras y oscuras; 3) milonitas y 4) ectinitas o metamorfitas representadas por esquistos, gneises, anfibolitas y mármoles. A estos cuatro tipos debemos agregar la presencia de rocas de filón y diques ígneos que en forma subordinada aparecen en el basamento. Se diferencia un conjunto ácido (granitos, pegmatitas, aplitas) y otro básico (lamprófiros y diabasas).

Desde las primeras menciones sobre el basamento por parte de D'Orbigny (1847), Darwin (1846), De Moussy (1860) numerosas son las contribuciones al conocimiento del basamento de las Sierras Septentrionales. En primer lugar

con relación a la composición del mismo merecen citarse los trabajos de Heusser y Claraz (1863), Aguirre (1879), Holmberg (1884) y Valentin (1898). Con posterioridad se realizaron importantes investigaciones petrográficas como las de Pasotti (1957), Teruggi (1951), Cortelezzi (1954).

Tapia (1937) realiza un estudio sobre los distintos tipos litológicos y su distribución en las Sierras de Tandil, Balcarce y Mar del Plata, y alude a la estructura del basamento con un mapeo a escala 1: 75.000.

Unos años más tarde se realizaron otros mapeos como los de González Bonorino (1954), González Bonorino et al. (1956), Villar Fabre (1955, 1957) y Teruggi et al. (1958, 1962). Con ellos se realizaron importantes aportes en cuanto a la petrografía del basamento cristalino así como a la interpretación sobre su evolución.

En el relevamiento efectuado por Teruggi et al. (1962), que abarcó el sector suroriental de las Sierras Septentrionales, se describieron migmatitas, con dos variedades: anatexitas tonalíticas y anatexitas adamelíticas-graníticas (Cerro La Virgen, El Cristo, El Sombrero, El Morro) y gneises inyectados o embrechitas, litologías similares a las de la región de Tandil. También destacaron la presencia de verdaderas metamorfitas como gneises granatíferos (Cinco Cerros, Cerro Amarante, Sierra Bachicha, etc.), gneises anfibólicos o anfibolitas (Cerro El Triunfo, El Cristo) y mármoles serpentínicos (Sierra Bachicha) que no se han encontrado en Tandil. Estos autores interpretaron que este basamento fue el resultado de un metamorfismo regional en facies de anfibolitas a granulitas producido en una columna estratigráfica geosinclinal sometida a procesos orogénicos, sin intrusión de material granítico, que sí se habría producido en el sector de Tandil.

Por su parte González Bonorino et al. (1956) interpretaron que el basamento fue el resultante de procesos de metamorfismo de un geosinclinal precámbrico, con una granitización preorogénica o sinorogénica causada por un metasomatismo potásico, seguido por la intrusión de diques pegmatíticos.

Al respecto, Quartino y Villar Fabre (1967) interpretaron un proceso de metamorfismo y gneisificación seguido de un magmatismo granítico y una intru-

sión final de diques básicos.

Con relación a la estructura del basamento, Teruggi et al. (1973, 1974), realizaron estudios basándose en fotointerpretación, petrología y dataciones radimétricas que les permitió determinar tres dominios tectónicos para la región de Tandil (1973) y Balcarce (1974): el dominio A, de dirección Este-Oeste representado principalmente en Tandil y que está poco evidenciado en Balcarce (2.200-2000 m.a.); el dominio B de rumbo predominante Noreste-Suroeste que posee gran desarrollo regional en las Sierras de Tandil y es el predominante en las de Balcarce (1800-1500 m.a.); y el dominio tectónico C, con dirección Noroeste-Sureste (1600-1500 m.a.) que en Balcarce es poco marcado.

Sobre la base de estos trabajos de estructura del basamento realizados por Teruggi et al. (1973, 1974) y la tesis doctoral de Dalla Salda (1975), Teruggi y Kilmurray (1980-) reconocieron cuatro complejos rocosos. El más antiguo de ellos, el Complejo Balcarceano o Balcarce, enunciado por Dalla Salda (1975), está constituído por metamorfitas que en las Sierras de Balcarce y las de Olavarría-Azul alcanzan la facies de anfibolitas almandínicas hasta granulitas de grado ortopiroxeno, mientras que en Tandil sólo llega a la facies de esquistos verdes de grado almandínico. Además en Tandil y Azul integran este complejo fajas de milonitas, que hasta el presente no han sido detectadas en Balcarce, y que denotan un fuerte metamorfismo dinámico. Este complejo presenta una fase deformante -F 1- que provocó plegamiento de tipo cobijaduras con orientación de los planos axiales Este-Oeste, es decir que corresponden al dominio tectónico A. Dataciones geocronológicas permitieron a los autores ubicar este complejo entre 2200 y 2000 m.a.

La segunda entidad tectónico-petrográfica reconocida también inicialmente por Dalla Salda (1975) fue denominada Complejo Tandil o Tandiliano y está integrada por granitoides, gneises y rocas de tipo anatexitas - embrechitas. Una de las características de este complejo es su fase deformacional (F 2), correspondiente al dominio tectónico B que consistió en intenso plegamiento de rumbo axial Noroeste-Sureste. El metamorfismo (M 2) es similar a M 1, llega a facies de anfibolitas almandínicas en Azul - Olavarría y en Balcarce, mien-

tras que en Tandil sólo llega a facies de esquistos verdes. En este evento deformacional-metamórfico que tiene lugar entre los 1870 y 1700 m.a. se produce una migmatización de todas las Sierras Septentrionales. Según Dalla Salda (1975) también se produjeron movilizaciones sincinemáticas a tardiocinemáticas de materiales granitoides que se emplazaron como intrusivos y filones.

El tercer complejo es el Vasconeano o Vasconia cuya edad oscilaría entre 1600 y 1400 m.a. Está representado en una angosta zona de las Sierras de Tandil por rocas esquistosas de grano fino inyectadas por materiales graníticos (epibolitas,diadisitas). Tectónicamente se corresponde con el dominio C, dando lugar a pliegues (F 3) apretados de tipo similar y de rumbo Noroeste-Sureste. Fuera del área de Tandil esta fase sólo da origen a fallas, fracturas y clivaje de corte.

El último complejo de rocas llamado Migueleano o San Miguel estaría representado por cuerpos graníticos menores, filones diaquísticos y asquísticos con una edad que iría entre los 1200 hasta los 600 m.a. Se caracterizaría por una fase deformante (F 4) suave y un metamorfismo (M 4) de bajo rango (facies de esquistos o procesos hidrotermales) que se manifiestan sólo en las Sierras de Tandil, mientras que en otras áreas, se lo puede detectar sólo por estudios de petrofábrica y petrografía microscópica.

En la región de Balcarce, específicamente en el Cerro El Cristo, Dalla Salda (1975) estudió el basamento cristalino y lo comparó con el aflorante en la isla Martín García según criterios petrográficos y estructurales. Este autor define el Grupo Cerro El Cristo compuesto por rocas gnéisicas, migmáticas y granitoides, con escasas intercalaciones de esquistos y anfibolitas. En este complejo ígneo-metamórfico reconoce tres unidades litológicas: Formación Gneis Dos Naciones, Formación Migmatita Cerro Las Piedras y Formación Granitoide Cerro San Verán. Especifica que este grupo se encuentra deformado, fracturado y atravesado por numerosos filones pegmatóideos ácidos.

Dicho autor (Dalla Salda, 1981) explicó las fases de deformación en el Precámbrico de Tandil por la existencia de por lo menos dos sistemas de transcurrencia (wrench tectonics).

Por su parte Merodio y Rapela (1977) estudiaron desde el punto de vista geoquímico el basamento en el sector de Balcarce, determinando los elementos minoritarios y trazas. De esta forma encontraron una transición evolutiva gneis-migmatita-granitoides similar a las observadas comúnmente en las zonas de metamorfismo de alto grado y consideraron que los granitoides se encuadrarían dentro de lo que se designa como granitos sincinemáticos.

b) Metapelitas Punta Mogotes.

Es esta una formación de subsuelo que no ha sido encontrada hasta el presente en afloramientos. Se la ha definido basándose en las arcillas esquistosas gris verdosas a violáceas atravesadas por la perforación Punta Mogotes Nº1 efectuada por la Dirección General de Minas y Geología ubicada en las inmediaciones del faro homónimo. Tapia (1937) fue el primero que describió estas rocas a las cuales se pasa luego de atravesar 430 m de ortocuarcitas y cuya relación fue descripta como discordante con dudas.

Años más tarde, Borrello (1962) le dio carácter formal a estos estratos y los denominó Formación Punta Mogotes describiéndolos como lutitas con intercalaciones de bancos de conglomerados y los consideró concordantes con respecto a las ortocuarcitas que las suprayacen. Las interpreta como una facies marina profunda del ciclo de evolución miogeosinclinal. Por tal motivo definió el Grupo Tandil que abarcaba la Formación La Tinta y la Formación Punta Mogotes, que consideró de edad Paleozoica inferior.

Holmberg (1972) siguiendo la idea de concordancia entre las pelitas varicolores y las ortocuarcitas, expuesta con anterioridad por Borrello, incluye las Metapelitas Punta Mogotes como Miembro inferior de la Formación La Tinta (Cuadro 1.1) y las atribuye al Paleozoico inferior.

Por otra parte Marchese y Di Paola (1975) redefinen esta formación como Metapelitas Punta Mogotes debido a que al estudiar las muestras de la perforación Punta Mogotes Nº1, encontraron que presentan evidencias de bajo grado de metamorfismo con desarrollo de incipiente esquistosidad y reorientación tanto de material arcilloso-ferruginoso como de granos de cuarzo.

Este conjunto de "pelitas pizarreñas", de variados colores, aunque predomina el gris mediano al verde oliva, está intruido por numerosas venillas de cuarzo con clorita y caolinita.

Su espesor sería superior a los 89 m que fueron atravesados en la perforación sin que se llegara a su base o al presunto pasaje al basamento cristalino.

Con relación a la edad de esta unidad, Cingolani y Bonhomme (1982) realizaron dataciones K-Ar que arrojaron edades de aproximadamente 600 m.a. para el último evento termo-tectónico sufrido por dichas rocas. Este dato corroboraría la idea de Marchese y Di Paola de considerar a esta Formación como Precámbrica e incluírla junto con el Basamento Cristalino en el Complejo Buenos Aires, sobre el cual se apoyaría en discordancia la Formación Balcarce.

c) Secuencia Diamíctica.

Sobre el basamento cristalino meteorizado se ha encontrado una secuencia diamíctica constituída por dos tipos litológicos: a) psamitas, psamopelitas y pelitas con cadilitos dispersos que alteran la estratificación ondulosa hasta laminar que presentan dichas rocas; b) diamictita maciza que incluye bloques de ortocuarcitas y granitoides de más de 300 mm de tamaño medio.

Por encima de estas mixtitas se apoya en aparente discordancia angular la sucesión ortocuarcítica de la Formación Balcarce.

La secuencia completa y su relación tanto con el basamento como con la Formación Balcarce se ha observado en la Sierra del Volcán en su flanco noroeste (Fig. 1.2). Mientras tanto en el extremo nornoreste de la Sierra de la Vigilancia se observa sólo la diamictita maciza y su contacto con la Formación Balcarce.

A continuación se describirá brevemente la secuencia de Sierra del Volcán que se encuentra en discordancia sobre una roca granitoide muy alterada que está asociada a venas de cuarzo y cuerpos pegmatíticos fuertemente meteorizados.

Se inicia con una psamita muy gruesa hasta sabulita que pasa en tran-

sición a una sucesión de 1,60 m de espesor de pelitas y psamitas interestratificadas, amarillentas, que muestran una delicada laminación y estructura ondulosa incipiente. Es de destacar la presencia de cadilitos dispersos, cantos rodados y bloques subangulosos de diferente granulometría (10 a 670 mm) y composición (cuarzo, ortocuarcita y material granitoide y migmático). Algunos cadilitos muestran caras con indicios de facetamiento y morfología "en plancha" o aproximadamente triangular y se disponen con sus vértices hacia abajo. La presencia de estos clastos "clavados" en las psamopelitas altera y deforma la laminación y estratificación ondulosa por lo cual se las asimila a las fangolitas guijosas laminadas de Pettijohn (1964).

La secuencia continúa con 1,20 m de pelitas grises laminadas que se apoyan tanto sobre los términos descriptos con anterioridad como sobre el basamento cristalino. Poseen clastos dispersos de cuarcitas y granitoides de hasta 300 mm de diámetro medio.

Hacia arriba se pasa en transición a una diamictita maciza de color blanquecino, que tiene un espesor de 1,30 m. Se trata de una psamita hasta limolita pobremente seleccionada, muy deleznable que incluye clastos dispersos de cuarcitas y granitoides de un tamaño que varía entre 7 y 60 mm. En su parte media a superior la diamictita incluye bloques de maś de 300 mm de forma tabular, angulosos de ortocuarcitas blanquecinas con sus ejes A inclinados (más de 30º) respecto a la base y techo de la roca. En la porción más alta esta diamictita muestra una estratificación grosera en su matriz y casi en el techo la mixtita se torna arcilítica y en algunos sectores muy compacta, laminada y con corrugaciones sindeposicionales.

Por encima se encuentran en aparente discordancia las arenitas cuarzosas de la Formación Balcarce.

La diamictita maciza de esta secuencia sería correlacionable con las wackes cuarzosas descriptas en el Cerro Amarante (Taboada, 1984) y con el conglomerado basal descripto por Mauriño et al. (1981) en los sondeos efectuados en Sierra de La Vigilancia. Esta idea se basa en que algunos caracteres descriptos por Mauriño et al. (op. cit.) concuerdan con los de las diamictitas, y funda-

mentalmente en estudios texturales y composicionales (Spalletti y del Valle, (1984) realizados sobre muestras de afloramientos de Sierra del Volcán y Sierra de La Vigilancia y de testigos corona de una perforación de esta última sierra. Sin embargo es de destacar que si bien megascópicamente las muestras presentan una gran similitud, textural y composicionalmente muestran algunas diferencias que permiten inferir que las sedimentitas de la Sierra de La Vigilancia si bien pudieron producirse por agentes de escasa fluidez y poco selectivos, capaces de depositar caóticamente una amplia gama de componentes granulométricos, han existido procesos de retrabajamiento o removilización parcial con probable lavado del material más fino.

La secuencia diamíctica de Sierra del Volcán sería correlacionable (Spalletti, com. personal, 1986) con depósitos atribuídos al Miembro inferior de la Formación Balcarce en Barker por Andreis y Zalba (1985). Si estudios sedimentológicos confirman este idea, quedaría documentado el carácter regional de esta unidad y de los procesos que le dieron origen, pudiendo obtener de esta manera rango formacional.

Con relación a su génesis estas diamictitas muestran una serie de rasgos que son indicativos de su vinculación con procesos glaciales. Entre ellos se puede mencionar: la existencia de sedimentitas pobremente seleccionadas (mixtitas) con amplio rango de tamaño de grano y abundante matriz arenosa hasta arcillosa, litología variable del material clástico, presencia de minerales metaestables no descompuestos, presencia de paraclastos intraformacionales, clastos de forma tabular o con caras planas, bloques facetados, cadilitos como evidencia de procesos de balsaje, deformaciones locales sinsedimentarias (capas replegadas), espesores reducidos de las secuencias diamícticas, depositación por encima de una discontinuidad de desarrollo planar.

Uno de los rasgos más conspicuos de la secuencia estudiada para su diagnosis glacial es la presencia de psamopelitas y pelitas que incluyen cadilitos de diferentes tamaños. Además cuando la sedimentita portadora de cadilitos tiene buena selección y estos clastos son algunos de gran tamaño y de procedencia glacígena (forma poliédrica y caras facetadas) pueden ser empleados co-

mo evidencia de fenómenos glacimarinos (Dott, 1961; Heezen y Hollister, 1964; Ojaskangas y Matsch, 1981; López Gamundi y Amos, 1982) y han recibido la denominación de glacimarinitas (Schermerhorn, 1974). Si bien estos depósitos pueden producirse por balsaje mediante témpanos a distancias considerables de regiones englazadas, las sedimentitas que contienen los cadilitos, por sus características se habrían formado en ambiente de transición entre el área infralitoral (nearshore) y circalitoral (offshore), lo cual indicaría que la zona de acumulación era cercana a la línea de costa.

La génesis atribuída a esta secuencia diamíctica constituye una evidencia de su independencia con relación a la Formación Balcarce que la suprayace ya que su relación discordante no se puede aseverar sin dudas debido al reducido tamaño de su afloramiento.

Con respecto a la edad de esta secuencia diamíctica sería anterior a la Formación Balcarce atribuida al Paleozoico inferior y posterior a la depositación de la Formación Sierras Bayas (Precámbrica), como lo sugiere el hecho de que algunos clastos de la mixtita son de ortocuarcitas que no fueron afectadas por metamorfismo ni esfuerzos deformantes notorios y que provendrían de dicha fomación.

Evidencias indirectas de caracter paleomagnético sugieren una edad vendiana o infracámbrica para estas diamictitas. De acuerdo a las reconstrucciones paleogeográficas del Gondwana en el Precámbrico tardío-Paleozoico temprano, sobre la base de datos paleomagnéticos (Vilas et al. 1978), la porción austral del Gondwana (Africa y Sudamérica) pasó por encima del polo a fines del Precámbrico (Vilas 1978, 1981), en el lapso que va de los 700 a los 620 m.a. (Deynoux et al., 1978).

Desde el punto de vista de la correlación de estas diamictitas con otras del continente de Gondwana, numerosos estudios han revelado la existencia de dos grandes glaciaciones en el Precámbrico superior (Cf. Bonhomme y Bertrand Sarfati, 1982). La más antigua correspondería al Rifeano superior y estaría documentada tanto en Africa como en América del Sur. En tanto la más joven atribuída al Vendiano, ha sido identificada en Africa, aunque con variaciones en

su edad absoluta (entre 708 y 595 m.a.); en cambio en Sudamérica no se tenía aún registro de este fenómeno glacígeno. Por lo tanto la secuencia diamíctica del área en estudio parecen constituír uno de los primeros hallazgos del la glaciación Precámbrica más joven en la porción americana de Gondwana.

d) Formación Balcarce.

La Formación Balcarce (Dalla Salda e Iñíguez, 1978) cuyas secciones parciales aflorantes no exceden los 90 m., está constituída por arenitas cuarzosas como término litológico mayoritario, al que se asocian niveles de pelitas y ortoconglomerados oligomícticos. Predominan las psamitas de granulometría mediana con estratificación interna entrecruzada planar, tangencial, en artesas y en hueso de arenque. También son frecuentes los niveles psamo-pelíticos con estructuras mixtas de tipo flaser, ondulosa y lentiforme.

Texturalmente presentan escasa matriz y tienen buena selección. Composicionalmente hay predominio de clastos de cuarzo monocristalino sobre los policristalinos y presentan crecimiento secundario muy desarrollado. Es común la presencia de minerales pesados y de clastos de grafito.

Los materiales clásticos, muestran signos de haber soportado más de un ciclo sedimentario (Cf. Tozzi, 1957; Teruggi et al., 1962; Marchese y Di Paola, 1975a). Además es característica en esta formación la presencia de icnogeneros (Amos et al., 1972; Dalla Salda e Iñíguez, 1978; Antonioli, 1966; Borrello 1966), los cuales junto con dataciones radimétricas y evidencias estratigráficas permiten asignar a esta unidad en estudio al Paleozoico inferior y específicamente al Ordovícico inferior como se discutirá en el capítulo 3.

La Formación Balcarce está separada de las unidades que la infrayacen por una discordancia aparentemente erosiva (Marchese y Di Paola, 1975a; Dalla Salda e Iñíguez, 1978; Bonhomme y Cingolani, 1980).

Por su disposición transgresiva la Formación Balcarce se apoya sobre distintas unidades estratigráficas en diferentes sectores de su cuenca de depositación. Se la encuentra sobre el Basamento alterado en la zona de Chillar (Andreis y Zalba, 1986), en la Sierra La China (Bonhomme y Cingolani, 1982), en

Constante 10 (Zalba, 1985); sobre las Metapelitas Punta Mogotes (Marchese y Di Paola, 1975a) en el sector costero de Mar del Plata; superpuesto a las sedimentitas sílico-carbónaticas de la Formación Sierras Bayas en Cuchilla de Las Aguilas (Zalba, 1986); sobre las arcilitas gris oliva atribuídas a la Formación Cerro Negro en la Cantera de Calizas en Barker, en el Cerro Chato, en el Cerro Puntudo (Zalba, 1985, 1986) o sobre la secuencia diamíctica en Sierra del Volcán, Sierra de La Vigilancia (Spalletti y del Valle, 1984).

Con relación a la constitución litológica de la base de la Formación Balcarce, Teruggi y Kilmurray (1980) mencionaron la presencia de un conglomerado basal. En el área de estudio Mauriño et al. (1981) describieron 7 m de conglomerados documentados en las perforaciones de Sierra de La Vigilancia; por su parte Marchese y Di Paola (1975a) también han señalado la presencia de un conglomerado basal en la perforación Punta Mogotes Nº1. En el Cerro Amarante, Taboada (1984) especifica que si bien el contacto del basamento con la secuencia sedimentaria está cubierto, el intervalo oculto sería de 2 o 3 m, las sedimentitas se inician con una wake cuarzosa con matriz pelítica y clastos de cuarzo de tamaño variable (hasta 7 mm) sic.; le sigue encima un nivel conglomerádico (1,5 m de espesor) con clastos de cuarzo, ftanita y cuarcita, su matriz es una arenita cuarzosa gruesa y arcilitas.

En los perfiles relevados para esta tesis sólo se ha observado el contacto entre el basamento y la secuencia sedimentaria en la Sierra del Volcán donde la Formación Balcarce se apoya en discordancia sobre un paraconglomerado que constituye la sección superior de la secuencia diamíctica. En este caso la Formación Balcarce se inicia con un estrato granodecreciente cuya sección basal (10 cm) es conglomerádica; lo cual es común en toda la unidad estratigráfica en estudio.

En otros sectores de la cuenca, por ejemplo en Barker, la Formación Balcarce se inicia con una brecha formada por fragmentos de ftanitas en una matriz areno-arcillosa (5,25 m) seguida de una secuencia arcillosa (10 m) a la que se le sobrepone una sección de ortocuarcitas y pelitas intercaladas (9 m) (Zalba et al., 1982).

Sin embargo de confirmarse que este miembro inferior al que acabamos de hacer referencia, podría correlacionarse con la secuencia diamíctica de Sierra del Volcán (Spalletti, com. personal, 1986), la Formación Balcarce estaría constituída en Barker sólo por Miembro superior que se inicia invariablemente con un conglomerado clastosostén de composición ftanítica (Zalba, 1985; Andreis y Zalba, 1986). En Chillar, la Formación Balcarce se encuentra sobre el basamento y se inicia con dicho conglomerado que ha permitido correlacionarla con depósitos de Barker (Zalba et al., 1982; Andreis y Zalba op. cit.). Idéntica situación se da en Constante 10 (Zalba, 1985).

Estructuralmente esta formación presenta escasa perturbación, encontrándose los afloramientos en posición subhorizontal, inclinada suavemente hacia el sur y suroeste como consecuencia de una incipiente basculación, en esa dirección, de los bloques fracturados que constituyen las sierras.

e) Depósitos Cenozoicos.

En la región serrana, próxima a la ciudad de Balcarce, en Sierra de Bachicha, Teruggi et al. (1973) reconocieron el esquema estratigráfico propuesto por Rabassa (1973) para el sector de Tandil. Según este esquema, la depositación se iniciaría en el Plioceno superior-Pleistoceno inferior con la Formación Barker compuesta por una base psefítica y luego limolitas de génesis eólica, no estratificadas y de colores castaño-rojizos. Luego se depositó la Formación Vela en el Pleistoceno medio (Ensenadense) con limolitas, psamitas hasta psefitas de origen fluvial, aunque se hace eólica hacia arriba y que presenta impregnaciones, de carbonato de calcio o niveles de tosca. Por encima se encuentra la Formación La Animas compuesta de limos loessoides castaño-amarillentos de origen eólico; correspondería al Médano Invasor de Tapia (1937) y su edad sería del Pleistoceno superior (Lujanense).

En la Sierra de Bachicha y sobre esta columna Teruggi et al. (op. cit.) identificaron un paleosuelo negro y un nivel de loess pardo deleznable que fue atribuído al Holoceno; el perfil concluye con un nivel de suelo actual.

En la zona costera, en la desembocadura del Arroyo Lobería se ha des-

cripto una secuencia continental Pliocena superior-Holocena de 15 m de potencia (Zárate et al., 1986) que se inicia con limos arenosos castaño rojizos, con frecuentes bioturbaciones de edad mamífero Chapadmalense (Plioceno); en discordancia erosiva se encuentra una secuencia pleistocena de composición muy homogénea "limos loessoides" que se atribuyen según su fauna a edades mamífero Uquiense (Pleistoceno inferior), Ensenadense (Pleistoceno medio), y Lujanense (Pleistoceno superior). Los citados autores la interpretaron como de génesis primariamente eólica, aunque con posterioridad afectado por procesos de retrabajamiento y redepositación por agentes ácueos. Destacan asimismo, la presencia de costras calcáreas y paleosuelos, algunos de importancia regional.

Por otra parte, en la desembocadura del Arroyo Brusquitas, Espinosa et al., (1984) describen depósitos holocenos debidos al ascenso del nivel del mar.

Se trata de una secuencia limo-arcillosa de ambiente estuárico cubierta por arena eólica sobre la cual se desarrolla el suelo actual.

CAPITULO 2

METODOLOGIA EMPLEADA Y CARACTERES GENERALES DE LA FORMACION BALCARCE

2.1. METODOLOGIA EMPLEADA.

2.1.1. De campo.

2.1.2. De Gabinete.

a) Descripción de perfiles.

b) Representación de perfiles.

c) Estudio de Material Icnofósil.

d) Determinación de las Paleocorrientes.

2.2. CARACTERES GENERALES DE LA FORMACION BALCARCE.

2.2.1. Perfiles relevados.

2.2.2. Espesores de la Formación Balcarce en el área de estudio.

2.1. METODOLOGIA EMPLEADA.

2.1.1. Metodología de Campo:

En el campo se desarrollaron tres tipos de trabajos que implicaron cada uno de ellos un conocimiento más profundo y detallado del área en estudio.

El primer paso consistió en el reconocimiento general de la zona para la ubicación de los lugares más aptos para la ejecución de perfiles y otros estudios de detalle. Para esta primera etapa se contó con el apoyo de la información brindada por las hojas topográficas del Instituto Geográfico Militar, a escala 1: 50.000, y de las fotografías aéreas a escala 1: 20.000, previamente analizadas en el gabinete.

De esta manera, se trató de seleccionar lugares donde los afloramientos fueran óptimos y en ese sentido, se trató de buscar frentes de canteras, en actividad o abandonadas que permitieran una más completa exposición de la secuencia estratigráfica.

Una vez escogidos los afloramientos más adecuados se inició el relevamiento de detalle de los perfiles verticales. Para concretar este propósito se describieron niveles y estratos con todo el detalle posible. Se tuvieron en cuenta espesores, color, granulometría, composición, textura, grado de consolidación, tipo de contacto basal, contenido fosilífero y se puso especial énfasis en las estructuras sedimentarias que constituirían uno de los pilares fundamentales en la determinación de condiciones paleoambientales e hidrodinámicas. También se prestó particular atención a la morfología externa de los litosomas presentes en la columna.

Se tomaron muestras de cada una de las unidades de sedimentación relevadas y se midió con brújula el rumbo de buzamiento e inclinación de los estratos y de las capas frontales de la estratificación entrecruzada planar; asimismo se midieron y se determinó el rumbo de las estructuras sedimentarias direccionales (como ejes de óndulas, megaóndulas, artesas, etc.).

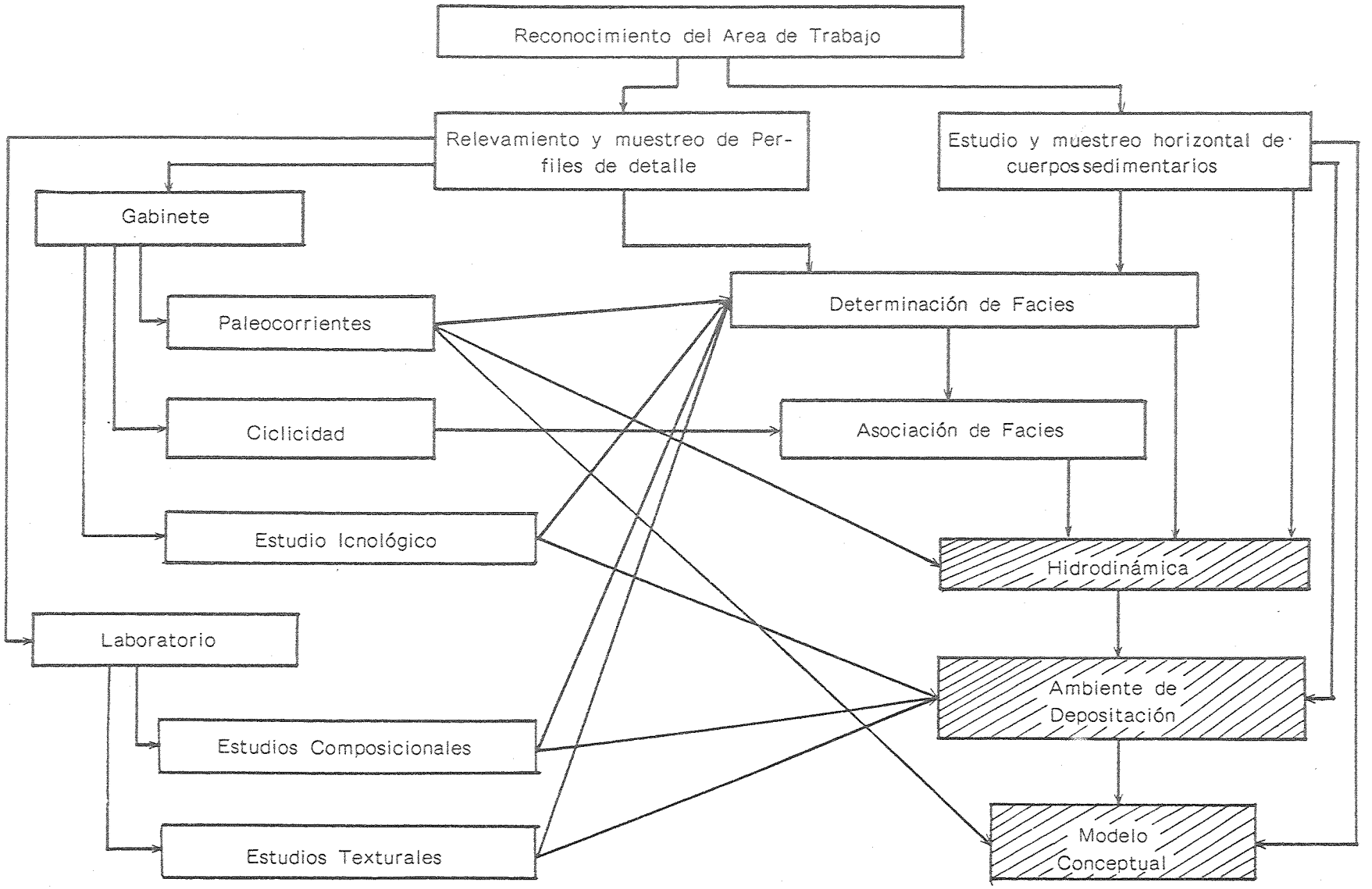

Reconocimiento del Area de Trabajo
Relevamiento y muestreo de Perfiles de detalle
Estudio y muestreo horizontal de cuerpos sedimentarios
Gabinete
Paleocorrientes
Determinación de Facies
Ciclicidad
Asociación de Facies
Estudio Icnológico
Hidrodinámica
Laboratorio
Ambiente de Depositación
Estudios Composicionales
Estudios Texturales
Modelo Conceptual

Fig.2.1

Un tercer aspecto del trabajo de campo estuvo representado por el estudio y muestreo en sentido horizontal de determinados cuerpos seleccionados por ser representativos de paleoformas características y conspicuas de la Formación Balcarce. En ese sentido se puso especial énfasis no sólo en la forma externa del litosoma y su relación en el espacio con otros cuerpos circundantes, sino particularmente en el diseño interno, que brindaría aportes valiosos con respecto al tipo de agente ácueo que imperó de manera predominante y a la hidrodinámica del ambiente de depositación.

2.1.2. Metodología de Gabinete.

a) Descripción de perfiles:

Se examinaron las muestras por medio de una lupa binocular, de tal forma de obtener una mayor precisión en la valoración de determinados parámetros texturales y composicionales, particularmente forma, redondez, esfericidad, tamaño de clastos, tipo de matriz, composición de los clastos, en especial los máficos.

Con los datos aportados por esta revisión al binocular de los perfiles realizados en el campo se realizó una selección de muestras destinadas por un lado a estudios petrológicos realizados mediante examen microscópico de cortes delgados y por otra parte estudios de minerales por rayos "X", en especial los arcillosos que forman parte tanto de rocas pelíticas como de areniscas.

b) Representación gráfica de perfiles:

Se utilizó el método de representación gráfica de Selley (1968), que consta de una columna convencional de litología y a su izquierda un diagrama vertical de granulometría; en el espacio conformado entre la línea base y el tamaño de grano correspondiente a cada nivel se dibujaron simbólicamente las estructuras sedimentarias.

Esta forma de representación ha permitido analizar rápidamente los datos de campo y realizar comparaciones entre secuencias sedimentarias de distintos perfiles relevados. Se usó una escala 1:100 por adecuarse al detalle del tra-

bajo realizado.

c) Estudio del material icnofósil:

En la Formación Balcarce, la presencia de trazas fósiles es frecuente, particularmente en los niveles de sedimentación mixta psamo-pelítica (Ver Capítulo 3).

El material encontrado fue descripto morfológicamente y clasificado según su ubicación en el estrato utilizando la clasificación de Seilacher (1964) modificada y ampliada por Webby (1969).

Por otra parte se especificó para cada icnofósil la clasificación etológica correspondiente, es decir qué comportamiento del organismo produjo dicha traza (reposo, alimentación, arrastre, escape, etc.).

La taxonomía del material encontrado se realizó por comparación visual con fotos de trazas fósiles publicadas en Häntzschel (1975), García-Ramos (1982), Borrello (1966) y con ejemplares pertenecientes a la colección del Museo de la Plata, (División Invertebrados y División Geología).

d) Determinación de las Paleocorrientes.

Con los valores de rumbo de buzamiento y ángulo de inclinación de las capas frontales de la estratificación entrecruzada (Cuadro 2.2) se ha podido calcular el sistema de flujo imperante durante la depositación de los sedimentos.

Cuando la yacencia del afloramiento no permitió medir el rumbo de buzamiento de las capas frontales de la estratificación entrecruzada planar, se tomaron dos buzamientos aparentes con sus respectivos rumbos; a partir de estos datos y mediante la red de Schmidt o el ábaco de Illies (1949) se determinó el rumbo de buzamiento y el ángulo de inclinación verdaderos (Cuadro 2.1).

Con respecto a la corrección de los valores de la estratificación interna cuando la inclinación externa del estrato supera los 5°, que es un procedimiento previo a la determinación de paleocorrientes por cualquier método, se ha considerado que sólo es válido cuando se trata de deformaciones tectónicas, pero en nuestra área de estudio este tipo de deformación no ha sido observado y las inclinaciones externas superiores a los 5° medidas son superficies sedimen-

tarias originales y están relacionadas a la lenticularidad de los litosomas y a la conservación de la forma de lecho ("bed form") existente durante la sedimentación.

Método utilizado:

Se aplicó el método de determinación de paleocorrientes de Steinmetz (1962), que utiliza un sistema de representación tridimensional e involucra en el cálculo al rumbo de buzamiento y al ángulo de inclinación de la capa frontal, y el de Agterberg y Briggs (1963) que adopta los diagramas de representación circulares y hace un tratamiento estadístico de los rumbos de buzamiento de la estratificación entrecruzada, se obtuvo indistintamente una dirección de paleocorrientes de este-noreste a oeste-suroeste, con desviaciones típicas y varianzas llamativamente grandes, ya que la dispersión de azimutes era aproximadamente de 180°.

Es de destacar que la paleocorriente así determinada coincidía con la dirección obtenida por Teruggi (1964) para el sector suroriental de las Sierras Septentrionales (vector resultante de este a oeste).

Ante la situación de desviaciones y varianzas elevadas anteriormente expuesta se optó por una división empírica de los azimutes separándolos en cuatro clases que van de: 301° a 60° la norte, de 61° a 120° la este, de 121° a 240° la sur y de 241° a 300° la oeste.

Se clasificaron los valores de rumbo de buzamiento obtenidos al relevar los perfiles (Cuadro 2.2), sobre un total de 223 azimutes. Sólo tres caen en el sector este, cuarenta y cinco en el norte, ochenta y cuatro al oeste y noventa y uno al sur.

Se calculó para cada subpoblación o clase (Cuadro 2.3):

1º) la media de los rumbos de buzamiento medidos:

$$\overline{Xi} = \frac{\sum_{i=1}^{nj} x_{ij}}{n}$$

Donde: $\overline{X}i$: media de la clase i. x_{ij}: azimut j de la clase i.

n: número de mediciones de la clase i.

2º) la varianza:

$$S^2 = \frac{\sum_{i=1}^{n_i} (x_{ij} - \bar{X}i)^2}{n_i - 1}$$

donde S^2 : varianza.

$\sum (x_{ij} - \bar{X}i)^2$: sumatoria de los desvíos elevados al cuadrado.

$x_{ij} - \bar{X}i = \Delta x_i$: desvío de cada azimut con respecto a la media de la clase.

n_i : número de mediciones de la clase i.

3º) la raíz cuadrada de la varianza o desviación típica (S).

$$S = \sqrt{S^2}$$

La desviación típica y la varianza son dos valores que dan idea de la dispersión de los azimut con respecto a la media. En una distribución normal el 68,27% de los casos están comprendidos entre $\bar{X} - S$ y $\bar{X} + S$.

4º) la gran media para cada localidad mediante la fórmula:

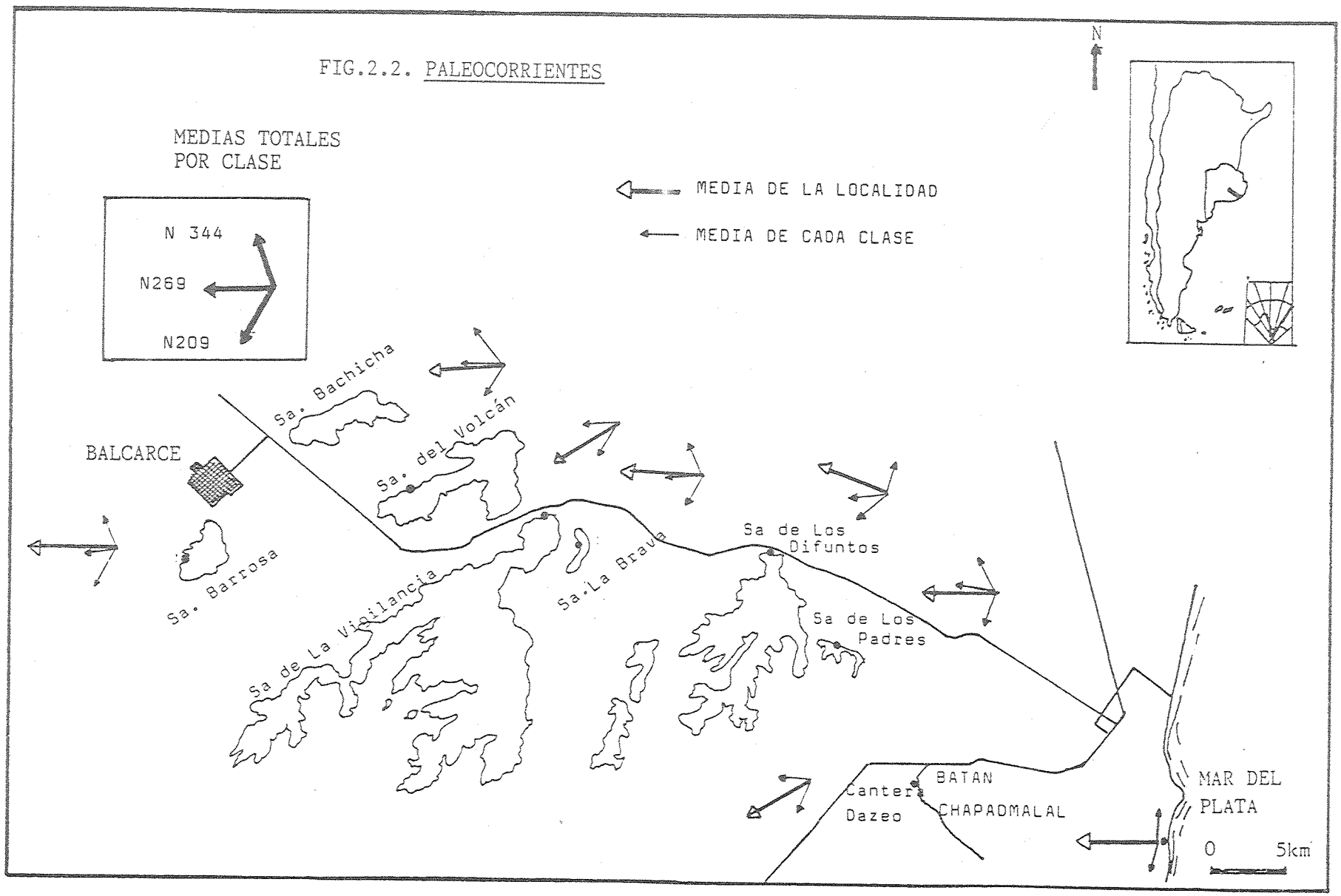
$$\bar{\bar{X}} = \frac{\sum_{i=1}^{c} \bar{X}i}{c}$$

donde $\bar{\bar{X}}$: gran media. $\bar{X}i$: media de la clase i.

c : número de clases.

En el cuadro 2.3 y la figura 2.2 se puede observar para cada localidad muestreada la media de cada clase y una gran media de dicha localidad. En líneas generales estas grandes medias muestran una orientación de este a oeste (varían desde N238 hasta N290, pero con una gran mayoría con rumbo N270), y como se indicara anteriormente, coinciden con los promedios generales obtenidos con la aplicación del método de Agterberg y Briggs, de Steinmetz y con

FIG.2.2. PALEOCORRIENTES



los resultados de Teruggi (1964) para el sector este de Tandilia.

Como estas grandes medias por localidad no reflejan las diferentes orientaciones encontradas en los perfiles se prefirió trabajar con las medias por clases y calcular una media total por clase (Cuadro 2.4).

Así, en la clase norte tenemos medias que varían desde N320 (perfil Sierra del Volcán) hasta N014 (perfil Sierra de Los Difuntos) con una media total N344 y una desviación típica de 19°.

En la población oeste la media total es de N269 ± 6° y en la clase sur las medias varían desde N189 (en la cantera del Puerto de Mar del Plata) hasta N231 (en Sierra de Los Difuntos), la media total es N209 con una desviación típica de 11°.

Consideraciones respecto a los métodos de cálculo de Paleocorrientes en ambientes marinos:

De los métodos aplicados en forma preliminar, Steinmetz (1962) y Agterberg y Briggs (1963) se optó por este último por presentar la ventaja de poder observar la concordancia entre la media calculada y el diagrama circular construído y de esta forma subdividir en clases las localidades cuando es posible o necesario.

Al contar con todos los datos de los perfiles relevados, se pudo observar que los resultados obtenidos por los métodos anteriormente mencionados no revelaban la verdadera existencia de distintas corrientes, sino que al contrario todo se diluía en un resultado general. Estas mismas apreciaciones fueron mencionadas por Klein (1970a) quien especifica que el vector medio sólo concuerda con distribuciones unimodales, pero en las bimodales dicho valor no representa orientación de corrientes y reafirma conceptos de Tanner (1955, 1959) que remarca la importancia y mejores resultados del uso de diagramas modales, con respecto a vectores medios y varianzas en la determinación de paleocorrientes en ambientes marinos.

En nuestro caso los diagramas circulares tampoco dieron un resultado satisfactorio debido a que la bipolaridad norte-sur de las corrientes, que debe-

ría traducirse en una bimodalidad del diagrama se ve anulada por las corrientes longitudinales hacia el oeste, determinando diagramas unimodales que muestran gran dispersión.

La real existencia de las paleocorrientes de la Formación Balcarce, se obtuvo a partir de la realización a lo largo de las columnas "tipo Selley" de vectores que indican la orientación de las estructuras direccionales; éste es un recurso de fácil y rápida realización y visualización y que es muy utilizado en los trabajos actuales que sobre tidalitas se realizan mundialmente. (Cf. Ginsburg 1975).

2.2. CARACTERES GENERALES DE LA FORMACION BALCARCE.

2.2.1. Perfiles relevados.

Se relevaron ocho perfiles verticales de detalle en el área de estudio cuya ubicación puede apreciarse en la Fig. 2.3. Si bien se trató de cubrir areal-mente la zona de estudio, los perfiles se ubicaron próximos al extremo norte de las sierras donde se encontraron los mejores afloramientos y máximos espeso-res expuestos de la unidad en estudio. Esta circunstancia obedece al efecto de las fallas y el basculamiento regional hacia el sur-suroeste de los bloques que conforman las serranías.

En general para relevar los perfiles se aprovecharon los frentes de ex-plotaciones a cielo abierto de las sedimentitas que constituyen la Formación Balcarce. Esto fue particularmente de utilidad en el sector oriental del área donde los afloramientos naturales son muy reducidos y de escasa potencia.

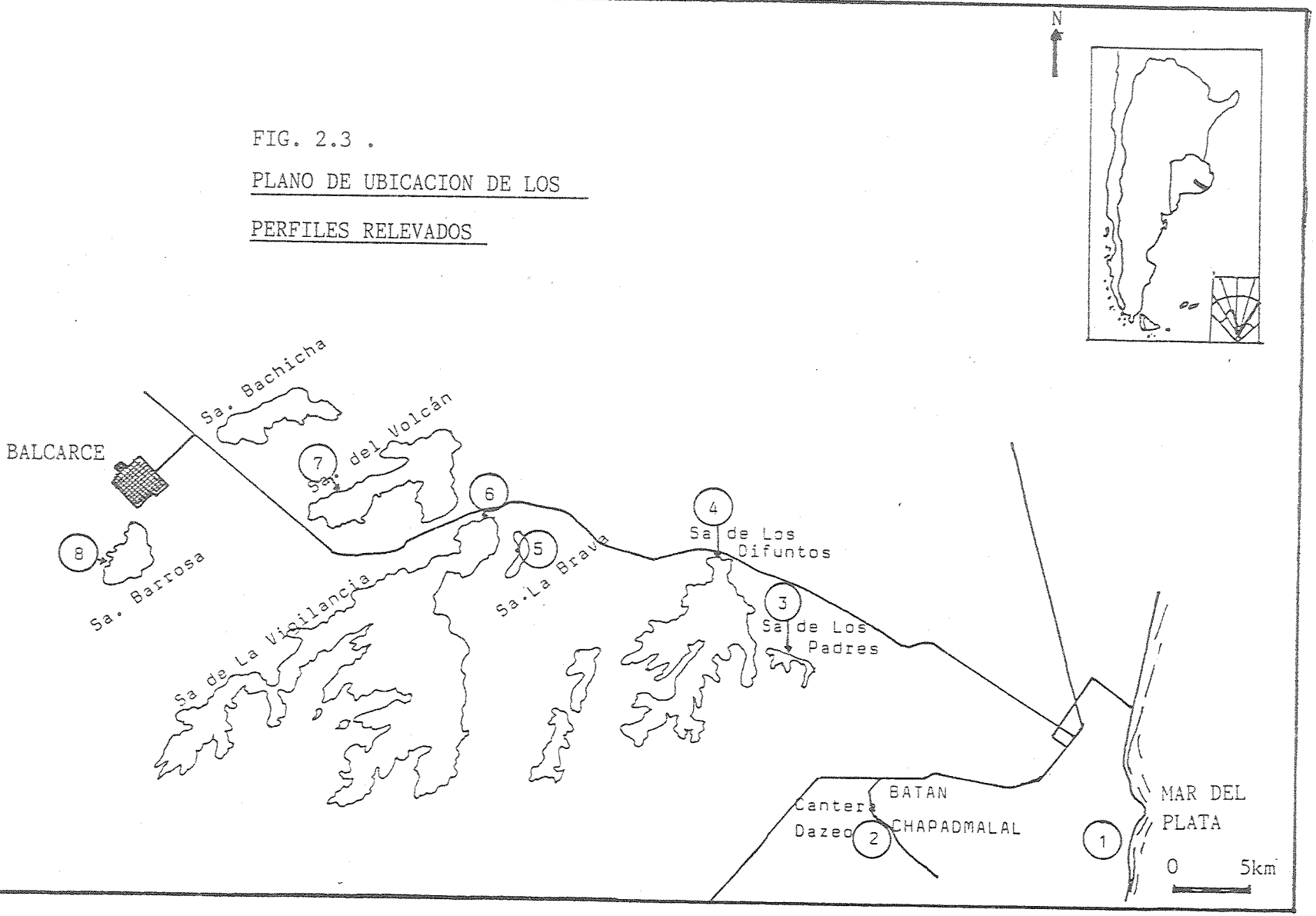
A continuación se realiza una breve descripción de cada uno de ellos cuyo detalle se puede apreciar en las figuras 2.4 a 2.11. Es de destacar que los atributos principales de estos perfiles se analizarán en profundidad en el desarrollo de los capítulos correspondientes a facies sedimentarias (Capítulo 4) y a geometría de las facies (Capítulo 5).

El perfil 1 (Fig. 2.4) fue relevado en la Cantera del Puerto de Mar del

FIG. 2.3 .

PLANO DE UBICACION DE LOS

PERFILES RELEVADOS



Plata, ubicada detrás de la usina termoeléctrica de la Dirección de Energía de la Provincia de Buenos Aires (DEBA).

Se relevaron 18 m de sedimentitas pertenecientes a la Formación Balcarce, que presenta la base cubierta. Este perfil se caracteriza por la elevada proporción de estratos psamo-pelíticos pertenecientes a la facies heterolítica que representan el 22% del espesor sedimentario. No obstante las arenitas cuarzosas pertenecientes a la facies psamitas con estratificación entrecruzada resultan mayoritarias (70%). Completan la columna relevada los niveles conglomerádicos (8%) que constituyen tanto la base de los bancos psamíticos como delgadas capas que se encuentran en el techo de estratos areniscosos; están compuestos predominantemente por clastos de cuarzo y en menores proporciones de arenitas cuarzosas, basamento e intraclastos pelíticos.

Respecto a los estratos psamo-pelíticos, están constituídos por niveles de arenitas con estructura ondulosa y capas pelíticas con lentes de arenitas cuarzosas finas a muy finas que internamente presentan laminación entrecruzada planar. En la base de estas lentes se han podido observar marcas subestratales de distribución geométrica que se atribuyen a grietas de desecación.

En cuanto a las arenitas cuarzosas son de granulometría desde fina a gruesa y estratificación mediana a gruesa (0,10-1 m), sin embargo es común que los estratos de mayor potencia estén formados por cosets de estratificación entrecruzada planar; además es frecuente que las capas frontales muestren gradación normal. Entre los estratos psamíticos es común la presencia de niveles con estratificación en hueso de arenque (herringbone) que constituyen un 10% del total.

Con relación a la orientación de las paleocorrientes, según el rumbo de buzamiento de las capas frontales, se pueden observar dos orientaciones preferenciales, hacia el norte y hacia el sur; también está presente, aunque muy subordinada una tercera orientación hacia el oeste. Por otra parte, el valor angular medio del buzamiento de las capas frontales es de 20°.

El perfil 2 (Fig. 2.5) se relevó en la Cantera Dazeo de la localidad de Batán, en la cual se explotan las arenitas cuarzosas como material para la

construcción. Se obtuvo detalle de 34 m de columna sedimentaria cuya base no se encuentra expuesta.

Este perfil presenta un 82% de estratos de arenitas cuarzosas con estratificación entrecruzada de tipo planar, aunque se pueden observar en forma subordinada niveles en artesa. La estratificación es en general gruesa (30 - 100 cm) según la escala de Ingram (en Reineck y Singh, 1975), aunque se han observado minoritarios estratos muy gruesos.

Los frentes sin meteorizar de esta cantera han permitido apreciar la forma externa de los distintos litosomas así como su diseño interno. De esta forma se han podido observar superficies de reactivación (Klein, 1970a,b) y de óndulas y megaóndulas en las superficies de delimitación de los litosomas.

También, se ha podido distinguir la presencia de tapices de arcilla cubriendo las capas frontales, y de niveles pelíticos y mixtos de escaso espesor (1 a 10 cm) intercalados entre los estratos psamíticos.

Los niveles heterolíticos de escala fina a mediana representan el 12% del espesor total sedimentario y presentan todo tipo de estructura mixta desde lentiforme a flaser.

Se encuentran niveles conglomerádicos (6%) tanto en la base como en el techo de los estratos psamíticos, en los cuales es común la presencia de intraclastos pelíticos.

Con relación a la orientación de las capas frontales, son mayoritarias las que buzan hacia el sur-suroeste, aunque también están presentes las que inclinan hacia el nornoroeste; respecto a los ángulos de inclinación de las capas frontales el valor promedio es de 16°.

El perfil 3 (Fig. 2.6) ha sido relevado en el flanco nor-noreste de la Sierra de Los Padres, se midieron 27 m de sedimentitas de la Formación Balcarce, encontrándose la base de la secuencia cubierta.

Este perfil se caracteriza por la presencia de estratos heterolíticos (11% de frecuencia) con una abundante bioturbación, en los que se pueden identificar distintos icnogéneros de real importancia en la determinación de la edad de la unidad estratigráfica en estudio (Ver Capítulo 3).

En este lugar es donde se ha observado que los estratos mixtos presentan espesores máximos (3,20 m) y estructuras desde lentiformes hasta flaser, En las lentes de arenitas finas es frecuente la laminación entrecruzada planar y tapices de arcilita verdosa.

Los estratos psamíticos representan el 85% de la secuencia relevada y se caracterizan por presentar predominio de estratificación entrecruzada planar y en forma subordinada estructuras en hueso de arenque (3%). Son más comunes los estratos gruesos (30 a 100 cm) y los sets gradados normales desde arenita gruesa y muy gruesa hasta fina. Asimismo es frecuente la presencia de superficies de reactivación y de tapices de arcilita que cubren dichos planos y capas frontales. Sobre estas superficies son también comunes los intraclastos pelíticos.

Por otra parte, se han observado niveles conglomerádicos tanto en el techo como en la base de secuencias psamíticas con una frecuencia del 4%.

En relación a la orientación de las paleocorrientes se observa un leve predominio de la orientación hacia el oeste con relación a la norte y sur. Es de destacar que la inclinación promedio de las capas frontales es de 16°.

El **perfil 4** (Fig. 2.7) fue levantado en el frente norte de la Sierra de Los Difuntos; se midieron 60 m de espesor sedimentario cuya base está cubierta. En este perfil se ha observado una hegemonía casi total de los estratos psamíticos con estratificación entrecruzada. En ellos se manifiesta un predominio del tipo planar, siendo saltuaria la presencia de niveles con artesas. Por otra parte, es relativamente común la presencia de estratos que muestran entrecruzamiento bimodal-bipolar (hueso de arenque), los que tienen una frecuencia del orden de 9%.

En cuanto a la granulometría, las arenitas cuarzosas predominantes son las medianas, aunque se observa en el tercio superior del perfil un incremento en el tamaño de clastos, con frecuentes sets y capas frontales granodecrecientes desde arena muy gruesa hasta mediana.

Este aumento de la granulometría coincide con la presencia de niveles conglomerádicos en la base y techo de los estratos psamíticos, que si se consi-

dera toda la columna relevada tienen una frecuencia del orden del 5%; sin embargo si se analiza el tercio superior del perfil este valor se incrementa al 10%.

Con relación a la presencia de estratos heterolíticos (2%) se observaron sólo en la sección inferior de la columna con desarrollos reducidos, en general de escala fina (1-10 cm).

Respecto a la orientación de las corrientes que formaron los estratos entrecruzados se observa un predominio de las dirigidas hacia el oeste y suroeste, aunque también están presentes en forma muy subordinada las orientaciones hacia el norte. Es de interés señalar que el ángulo de buzamiento promedio de las capas frontales es del orden de 18°.

El perfil 5 (Fig. 2.8) fue relevado en el frente occidental del sector norte de la Sierra La Brava donde se encontró la Formación Balcarce con un desarrollo de 80 m y con base cubierta.

Este perfil es eminentemente psamítico, el 91% de su espesor corresponde a la facies psamitas con estratificación entrecruzada, mayoritariamente del tipo planar y en forma subordinada en hueso de arenque (5%).

En esta sierra se puede observar con gran claridad la forma de los litosomas ortocuarcíticos, los que son lenticulares con longitudes promedio de 15 m y espesores del orden de los 3 m que se reemplazan lateralmente y transfieren sus espesores, presentando un litosoma su máxima potencia cuando el que le subyace y suprayace tienen su mínima expresión. Entre cuerpo y cuerpo suele observarse un reducido sector cubierto por depósitos modernos con formación de suelos que se presume podrían corresponder a niveles heterolíticos, como se ha observado asiduamente en frentes de cantera.

Estos cuerpos están formados en general por estratos de escala gruesa (30 cm a 100 cm), los que con frecuencia están formados por cosets con estratificación entrecruzada planar. Asimismo es común observar superficies de reactivación y tapices de arcilla sobre las capas frontales.

En cuanto a la granulometría, los bancos psamíticos son finos a medianos y sólo en el sector cuspidal de la sierra se reconocieron niveles conglome-

rádicos que representan el 2% del espesor sedimentario.

En tres niveles diferentes (BR6, BR48 y BR92) todos ellos formados por arenitas cuarzosas, se reconocieron trazas fósiles del género Didymaulichnus.

Con relación a los niveles heterolíticos están representados por litologías con predominio de arenitas, conformando lentes ondulados superpuestos que internamente presentan laminación entrecruzada.

Respecto a la orientación de las capas frontales, sus buzamientos son variados tanto hacia el oeste como hacia el norte y sur, con valores angulares promedio de 19°.

El perfil 6 (Fig. 2.9) se relevó en el extremo nor-noreste de la Sierra de La Vigilancia en el frente de una cantera abandonada, lo cual permitió que quedara expuesto el basamento de tipo granitoide (Cf. Teruggi y Kilmurray, 1980). Encima de él una secuencia sedimentaria diamíctica y en contacto con ésta las arenitas cuarzosas típicas de la Formación Balcarce que se inician con un estrato gradado desde conglomerádico fino a arenita mediana.

La diamictita de la cual se pueden observar pequeños asomos tendría un espesor del orden de los 3 m, es maciza, deleznable con matriz muy abundante (70-80%) compuesta por arena muy gruesa y dispersos en ella clastos subangulosos de tamaño máximo 15 cm. En su mayoría los clastos son de cuarzo, granitoides y gneiss bandeado casi totalmente alterado en material arcilloso.

Hacia el contacto superior la diamictita presenta una incipiente estratificación, clastos de arcilita y bloques angulosos y de forma tabular de arenitas medianas. (Para mayor información ver Spalletti y del Valle, 1984).

Con respecto a la Formación Balcarce se relevaron 30 m de arenitas cuarzosas medianas con estratificación entrecruzada predominantemente planar y en forma subordinada en artesas. Las orientaciones de las paleocorrientes son hacia el oeste y sur-suroeste; en relación al ángulo de buzamiento promedio de las capas frontales es del orden de los 23°.

Es de destacar que el espesor relevado de la Formación Balcarce en este perfil (33 m) es reducido con respecto a la potencia aflorante en la sierra (próximo a los 90 m) y esto se debió en parte a sectores inaccesibles por la es-

carpa vertical y en otros casos a zonas cubiertas por sedimentos modernos y abundante vegetación. Sin embargo se ha incluído esta columna por presentar expuesta la base de la unidad en estudio, situación que sólo pudo verificarse en este lugar y en la Sierra del Volcán.

El perfil 7 (Fig. 2.10) se relevó en el flanco noroccidental del extremo suroeste de la Sierra del Volcán. Este perfil como se mencionara anteriormente reviste gran importancia por presentar expuesta la base de la Formación Balcarce gracias a un frente de explotación abierto al pie de la sierra.

La columna se inicia con un granitoide alterado asociado a venas pegmatíticas. Sobre él se disponen discordantemente sedimentitas psamíticas hasta sabulíticas de 0,30 m de espesor y por encima transicionalmente se pasa a psamopelitas gris amarillentas, en partes borravino con espesores del orden de los 3 m, que presentan estructura ondulosa. Esta secuencia incluye cadilitos de cuarzo, ortocuarcitas y rocas granitoides, desde rodados hasta bloques, algunos facetados y con forma pentagonal que le otorgan a la roca el aspecto de una fangolita guijosa laminada.

Hacia arriba se pasa en transición a una diamictita maciza de 1,30 m de espesor deleznable con clastos subangulosos dispersos de hasta 6 cm de diámetro. En su sección superior incluye grandes bloques angulosos, tabulares de ortocuarcitas (para mayor detalle Cf. Spalletti y del Valle op. cit.)

Mediante contacto neto comienza luego la Formación Balcarce con un estrato ortocuarcítico granodecreciente que en su base presenta un conglomerado de unos 10 cm de potencia.

La columna correspondiente a la unidad en estudio presenta 78 m de espesor y en ella prevalecen las arenitas cuarzosas medianas con estratificación entrecruzada planar. En general predomina la estratificación unimodal, aunque en forma subordinada (9%) están presentes las bimodales-bipolares (hueso de arenque). Es frecuente la presencia de superficies de reactivación y de tapices de arcilla.

Por otra parte, tanto los niveles conglomerádicos como los estratos mixtos psamo-pelíticos presentan un desarrollo muy reducido.

Con respecto a las paleocorrientes predominan las orientadas hacia el noroeste y suroeste. El ángulo de buzamiento promedio de las capas frontales es de 18°.

El perfil 8 (Fig. 2.11) se relevó en el flanco occidental de la Sierra Barrosa donde se midieron 48 m de sedimentitas pertenecientes a la Formación Balcarce. Si bien la base está cubierta, en lugares próximos en el pie de la sierra, se encuentra aflorando el basamento como puede observarse en el plano geológico. (Fig. 1.2).

Este perfil se caracteriza por una relativa abundancia (17%) de estratos psamo-pelíticos; se los encuentra como niveles pelíticos de escala mediana a gruesa con estructura lentiforme y como estratos mixtos con estructura ondulosa. Los estratos psamíticos con estratificación entrecruzada son preeminentes (83%).

Es de destacar que en la sección media del perfil se han observado niveles con estructura curvada "hummocky" (A46) constituídos por arenitas cuarzosas finas a muy finas.

Con respecto a la orientación de las paleocorrientes, predominan las orientadas hacia el oeste y suroeste. El ángulo de buzamiento promedio de las capas frontales es de 18°.

2.2.2. Espesores de la Formación Balcarce en el área de estudio.

Los espesores aflorantes de la Formación Balcarce alcanzan su máxima expresión en la faja norte de afloramientos de la unidad en estudio, como consecuencia del levantamiento que ha producido una megafractura que corre en dirección oeste - noroeste - estesureste. Las mayores potencias aflorantes se encuentran en la Sierra del Volcán (78 m), en el extremo norte de la Sierra de La Vigilancia (90 m) y en la Sierra La Brava (80 m).

Estos espesores disminuyen en forma notoria, aunque gradualmente, hacia el sur hasta desaparecer al quedar cubiertos por los depósitos cuaternarios, por el efecto de un buzamiento regional muy leve (1 a 3°) hacia el suroeste.

Por otra parte, en la Perforación Punta Mogotes Nº 1 se habrían atravesado 395 m antes de pasar a las Metapelitas infrayacente. Sin embargo la notable diferencia entre los espesores medidos en subsuelo y en los afloramientos, sugiere que en dicha perforación se habría producido alguna repetición por medio de una falla (que debería ser de tipo inverso) aunque en la descripción de Marchese y Di Paola (1975a) no se reflejan indicios de dicha repetición, tal vez por tratarse de una columna sin capas distintivas que puedan ponerla en evidencia. Otra posibilidad sería la presencia de más de un ciclo sedimentario en el subsuelo, por lo que estaría registrada una litofacies arenosa de la Formación Sierras Bayas (270 - 413 mbbp) y por encima la Formación Balcarce (18,5 - 264 mbbp). Entre una y otra unidades, se hallaría una secuencia diamíctica representada por los niveles váquicos (entre 264 y 270 mbbp). Estas sedimentitas podrían correlacionarse con la parte superior de la sucesión diamíctica aflorante en Sierra del Volcán (Cf. Spalletti y del Valle, 1984).

REFERENCIAS DE LOS PERFILES

COLUMNA DE FACIES.

FACIES PSAMITICA.

 Ps.1. Con estratificación entrecruzada.

 Ps.2. Con estratificación curvada.

FACIES HETEROLITICAS.

 Ht.1 Con predominio de pelitas.

 Ht.2. Con predominio de arenas.

 Ht.3. Mixta de pelitas-arenitas ondulíticas y psamitas con estratificación entrecruzada.

FACIES CONGLOMERADICAS

 Cg.1. Conglomerados mantiformes.

 Cg.2. Conglomerado de la base de cuerpos psamíticos.

PERFILES TIPO "SELLEY".

 Basamento.cristalino.

 Diamictitas.

 Psamitas.

 Arcilitas.

 Conglomerados.

 Intraclastos pelíticos.

 Estructura lentiforme.

 Estructura ondulítica.

 Estrat. curvada.

 Paquetes sigmoidales ondulados.

 Estrat. entrecruzada planar.

 Estrat. entrecruzada planar con óndulas en las capas frontales.

 Estrat. entrecruzada en hueso de arenque.

 Estrat. entrecruzada en artesas.

 Maciza.

 Estrat. paralela.

 Ondulas.

 Megaóndulas.

 Rumbo de buzamiento de capas frontales.

30 Inclinación de las capas frontales.

FIG. 2.4

CANTERA PUERTO MAR DEL PLATA (DEBA)

Esc 1:100

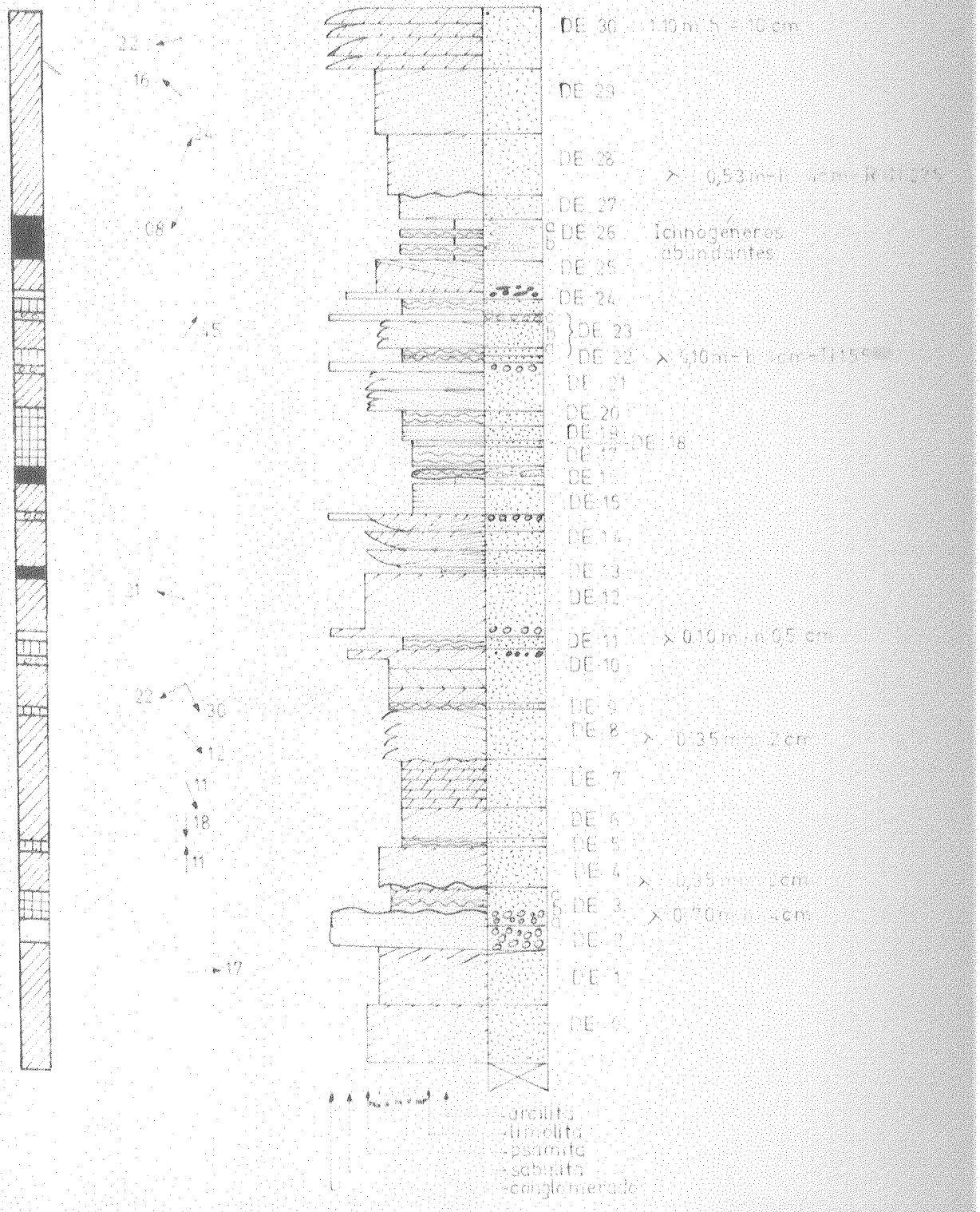
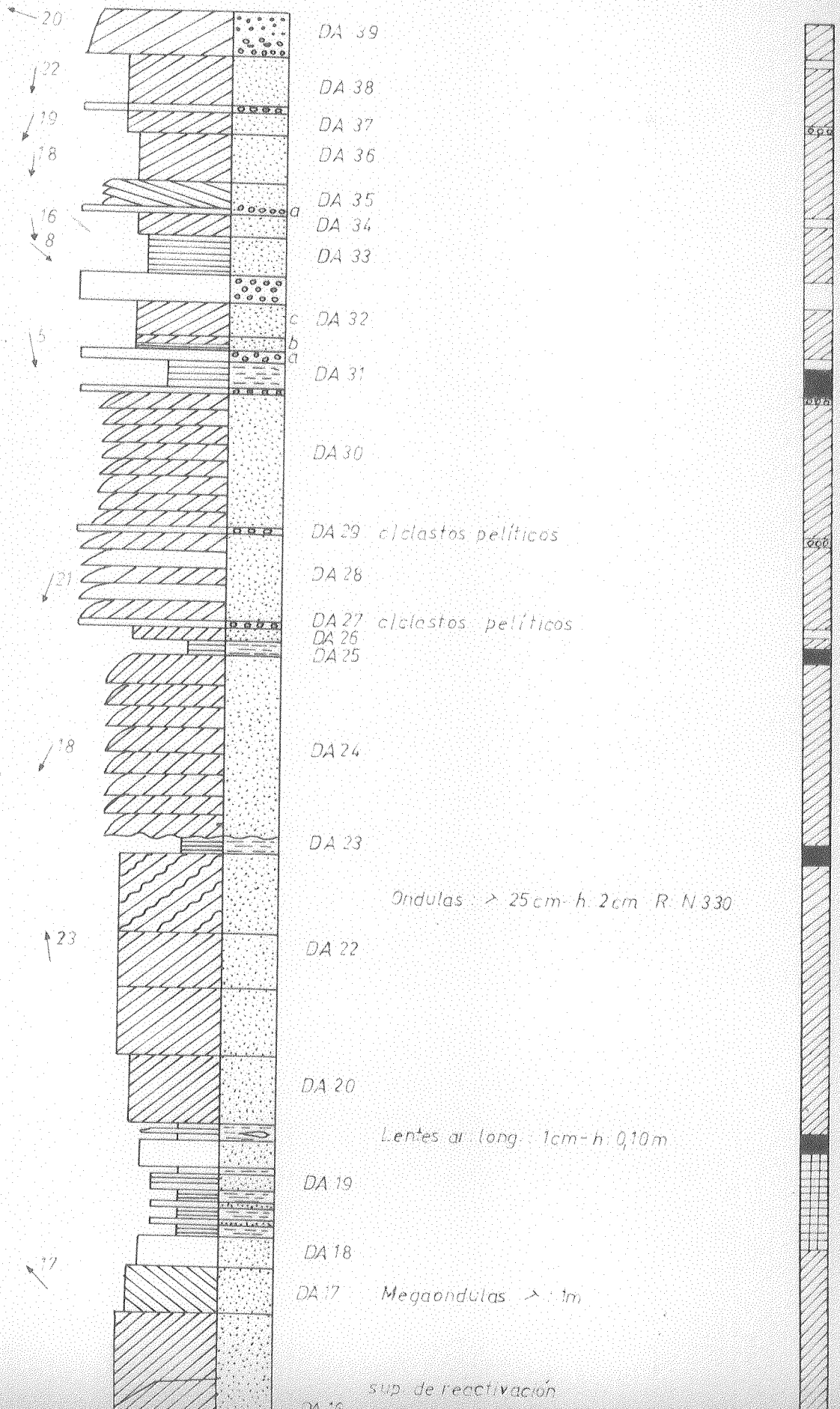


FIG. 2.5

PERFIL CANTERA DAZEO

E 1:100



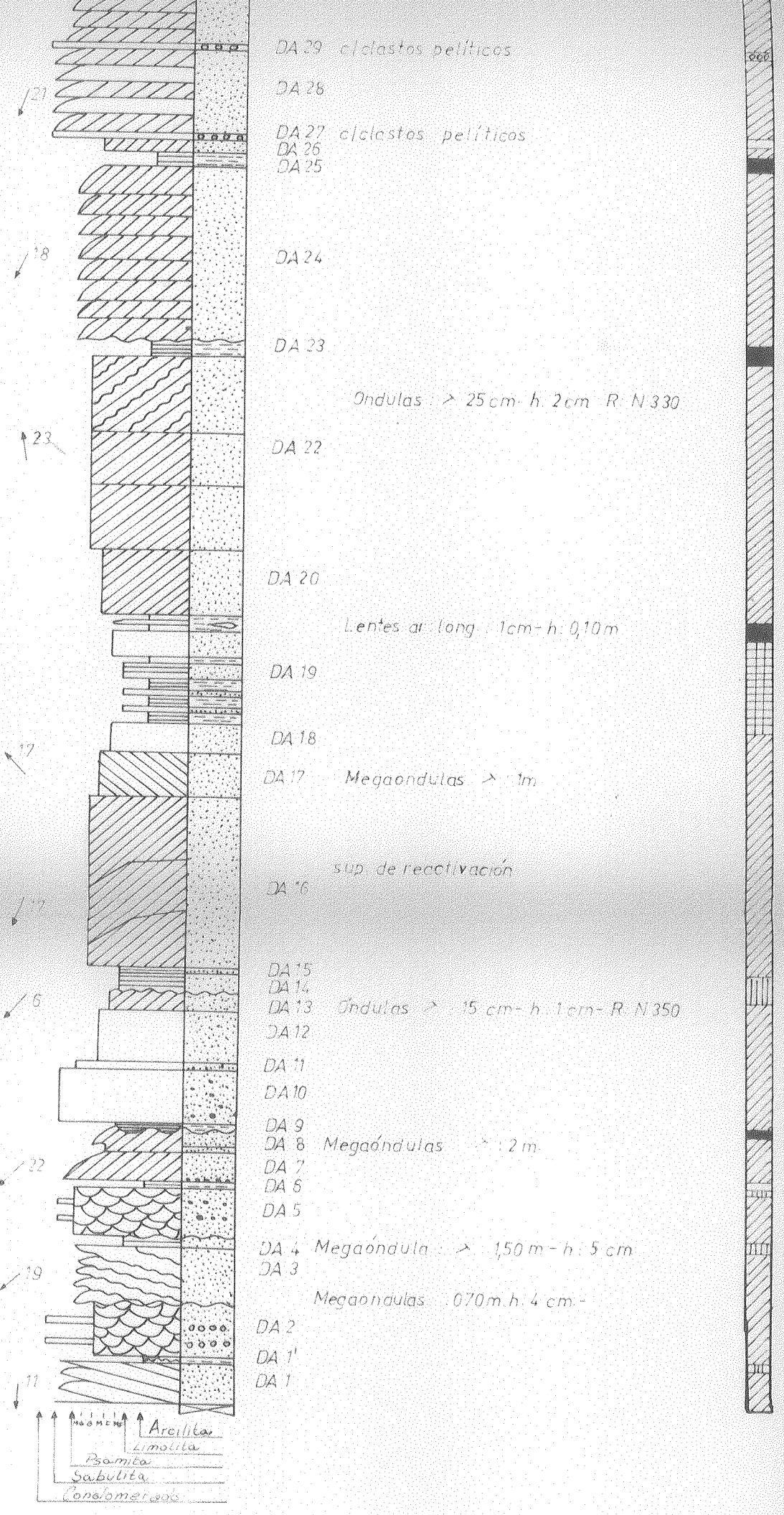
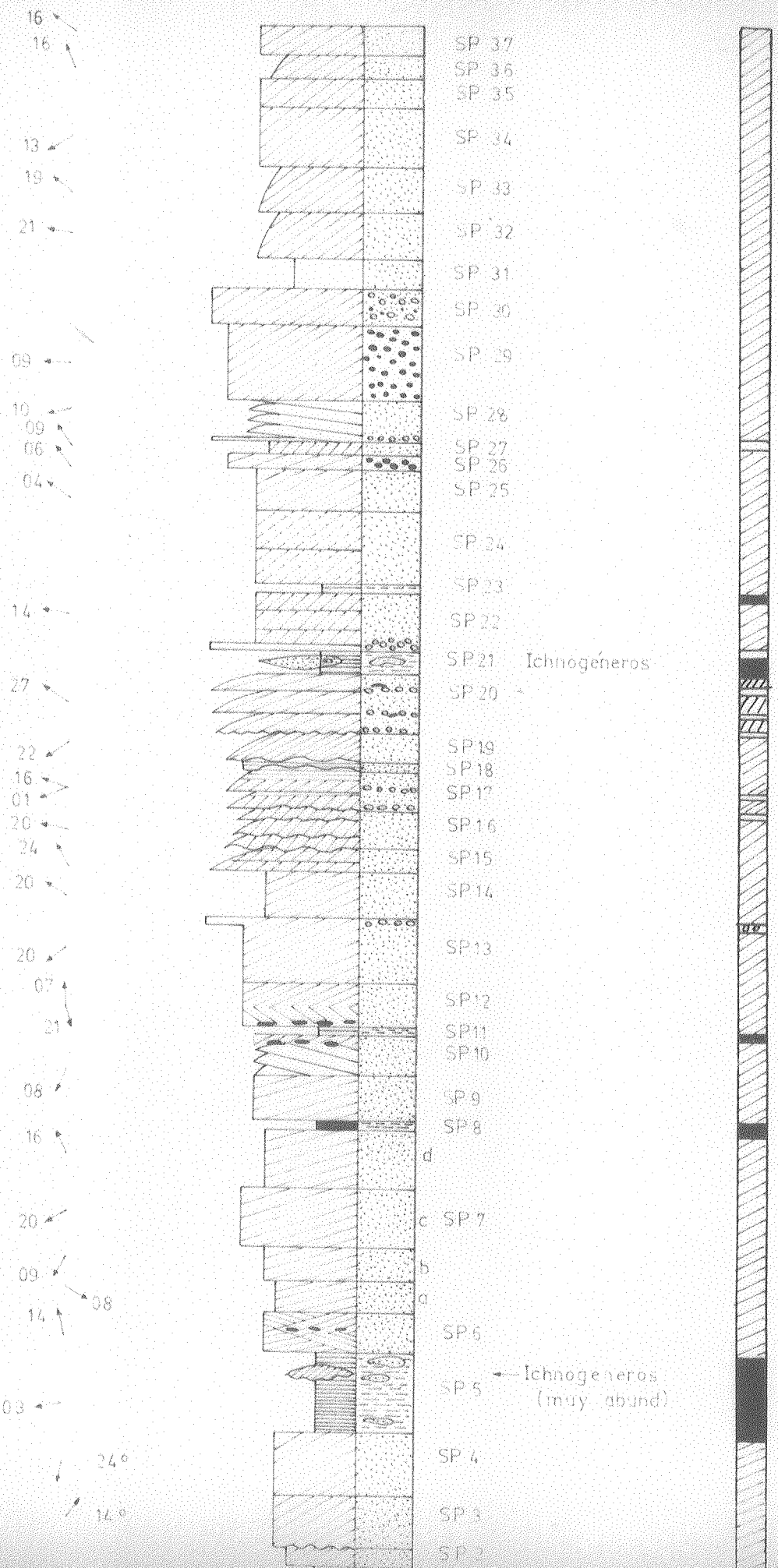

DA 29 c/clastos pelíticos
DA 28
DA 27 c/clastos pelíticos
DA 26
DA 25
DA 24
DA 23
Ondulas ↗ 25 cm- h. 2cm R. N 330
DA 22
DA 20
Lentes ar. long. 1cm- h. 0,10 m
DA 19
DA 18
DA 17 Megaondulas ↗ 1m
sup. de reactivación
DA 16
DA 15
DA 14
DA 13 Ondulas ↗ 15 cm- h. 1cm- R. N 350
DA 12
DA 11
DA 10
DA 9
DA 8 Megaóndulas ↗ 2 m
DA 7
DA 6
DA 5
DA 4 Megaóndula ↗ 1,50 m - h. 5 cm
DA 3
Megaondulas 070 m. h. 4 cm -
DA 2
DA 1'
DA 1
MACIZO
Arcilita
Limolita
Psamita
Psefita
Conglomerado

FIG. 26

SIERRA DE LOS PADRES
(CANTERA)

E 1:100



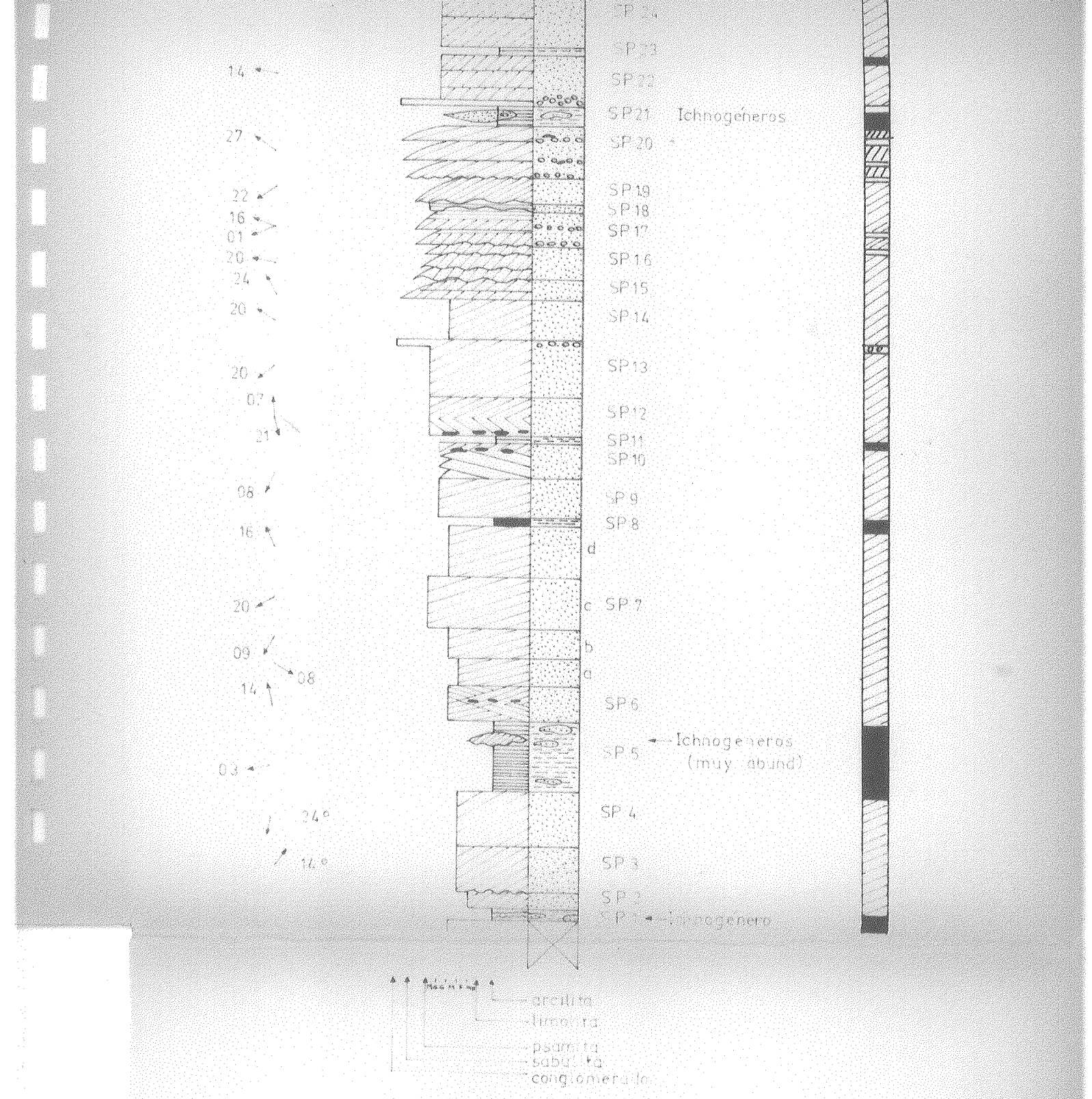
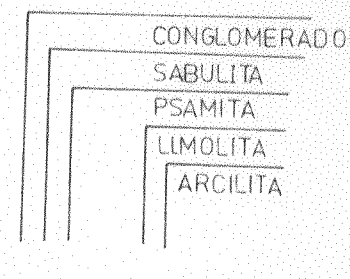
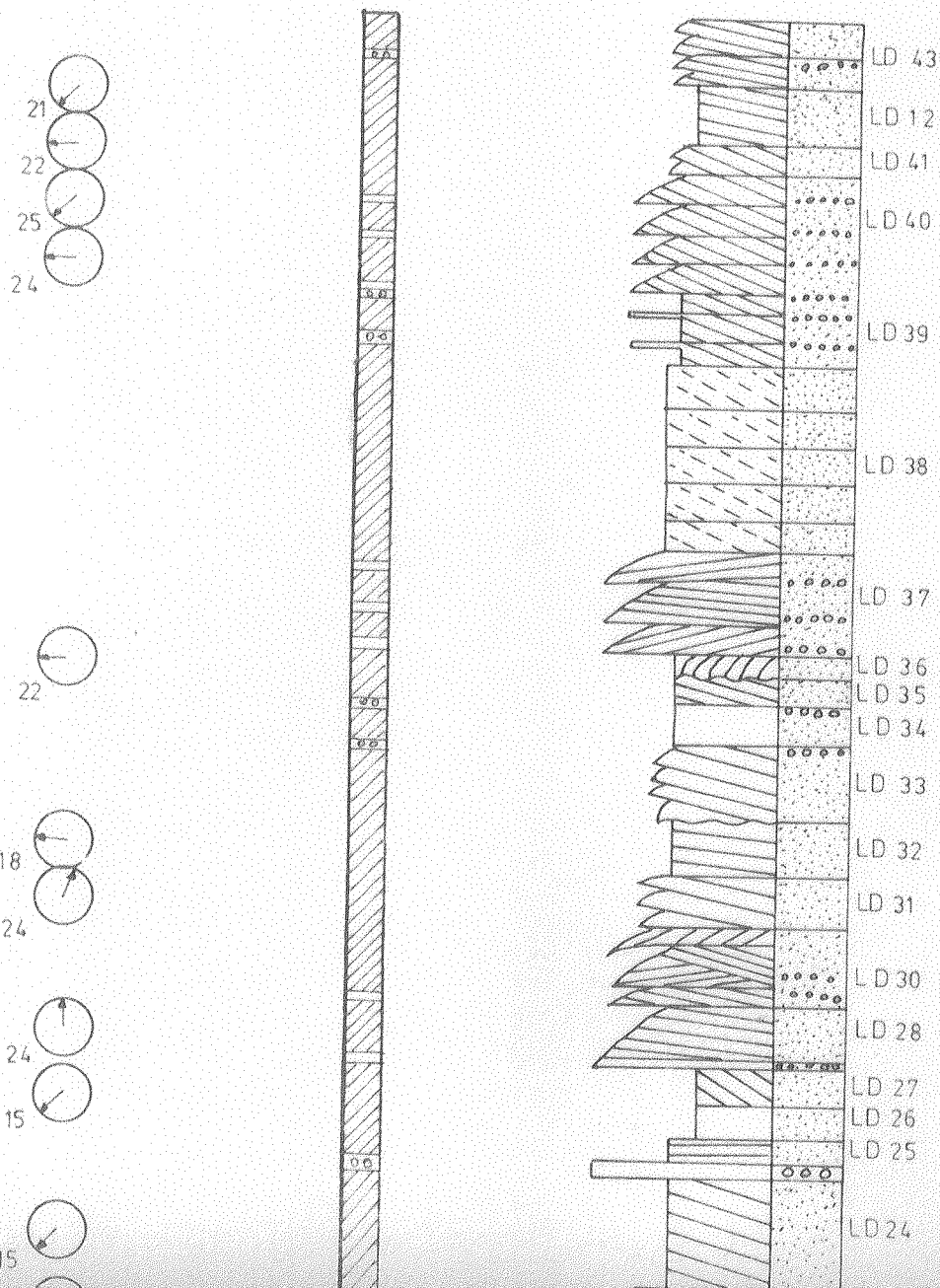

SP 24
SP 23
SP 22
SP 21
Ichnogéneros
SP 20
SP 19
SP 18
SP 17
SP 16
SP 15
SP 14
SP 13
SP 12
SP 11
SP 10
SP 9
SP 8
d
SP 7
c
b
a
SP 6
SP 5
Ichnogeneros
(muy abund)
SP 4
SP 3
SP 2
SP 1
Ichnogénero
14
27
22
16
01
20
24
20
20
07
21
08
16
20
09
08
14
03
24°
14°
arcilita
limolita
psamita
sabulita
conglomerado

FIG. 2.7

PERFIL SIERRA DE LOS DIFUNTOS

Esc. 1:100





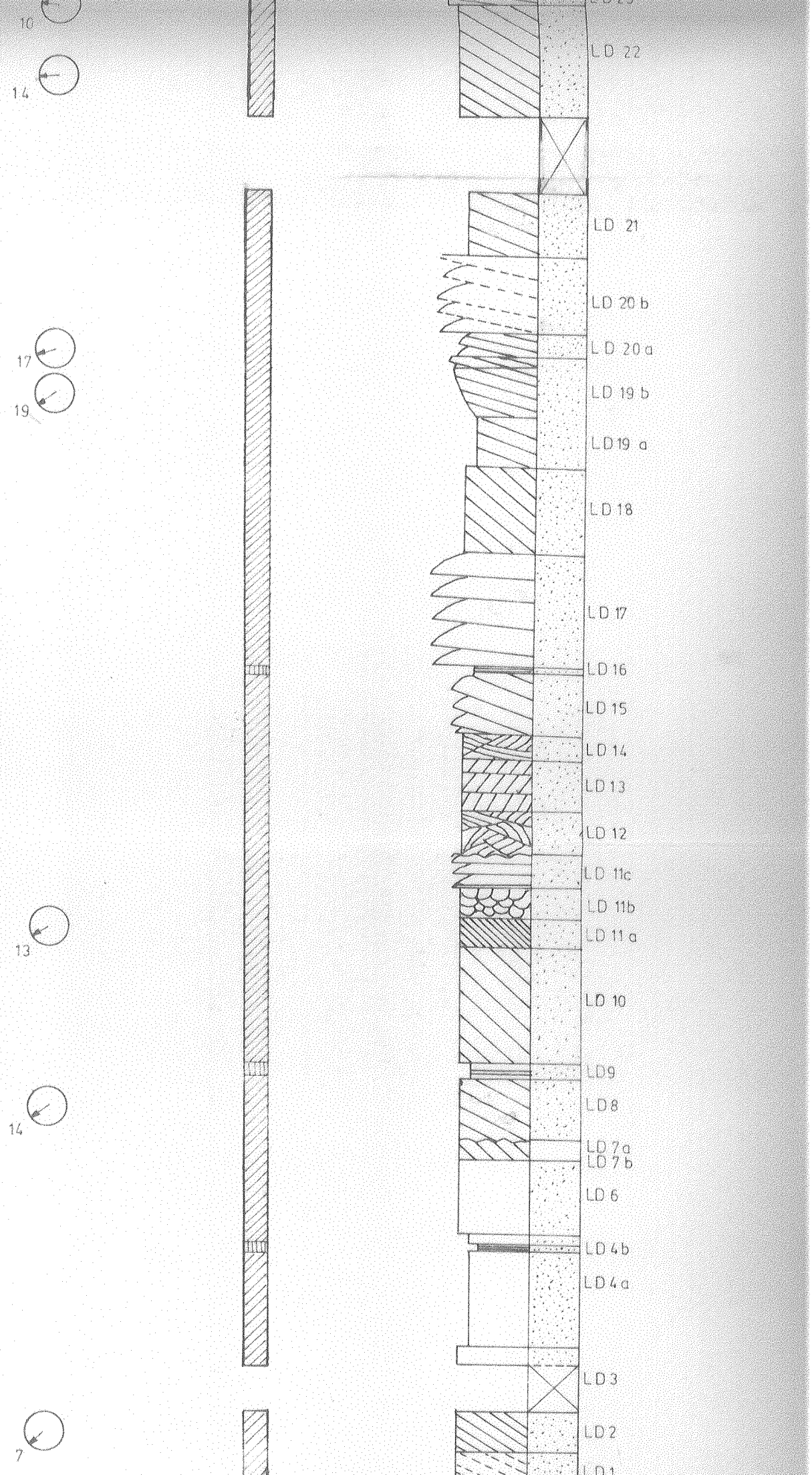
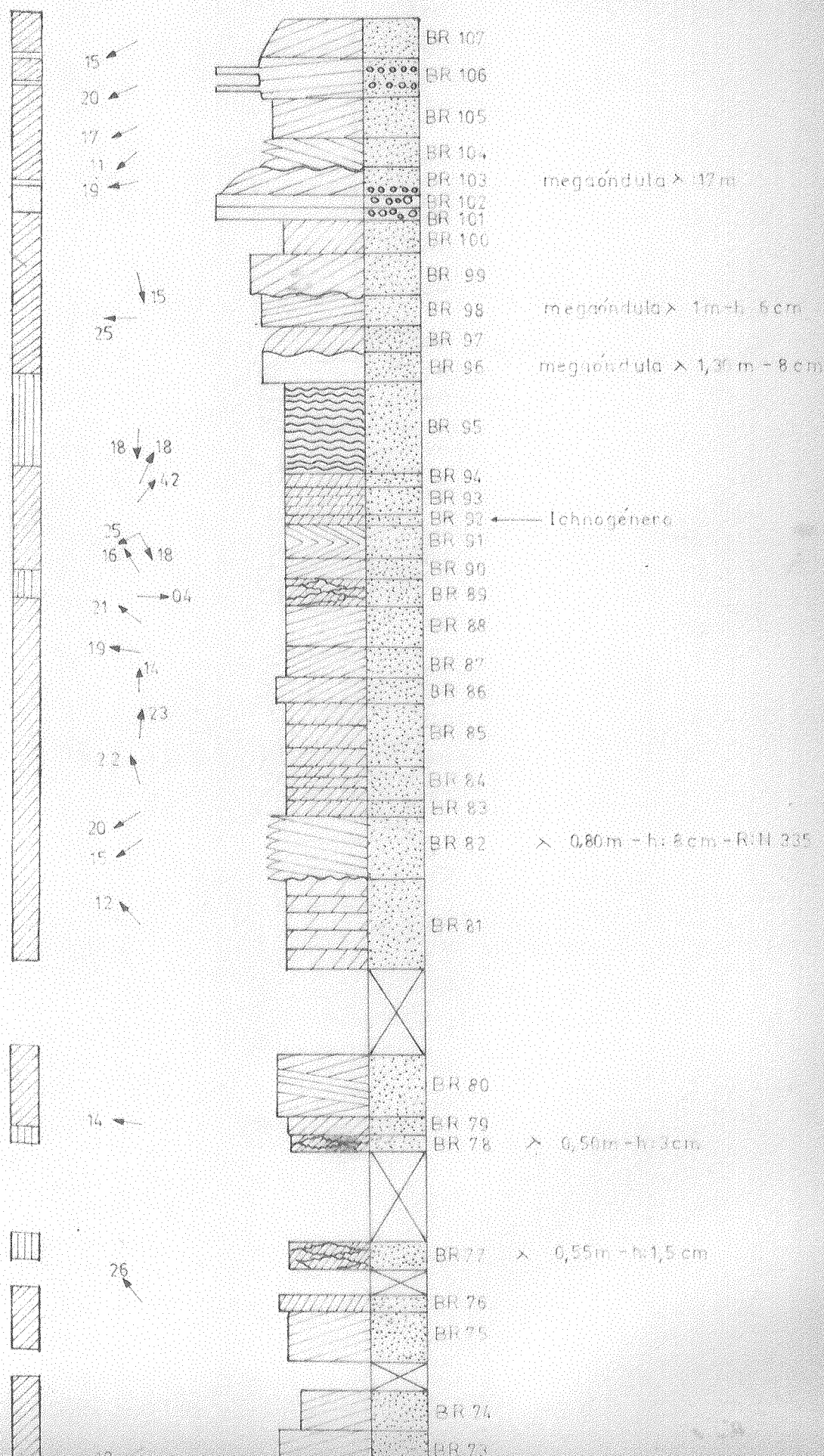
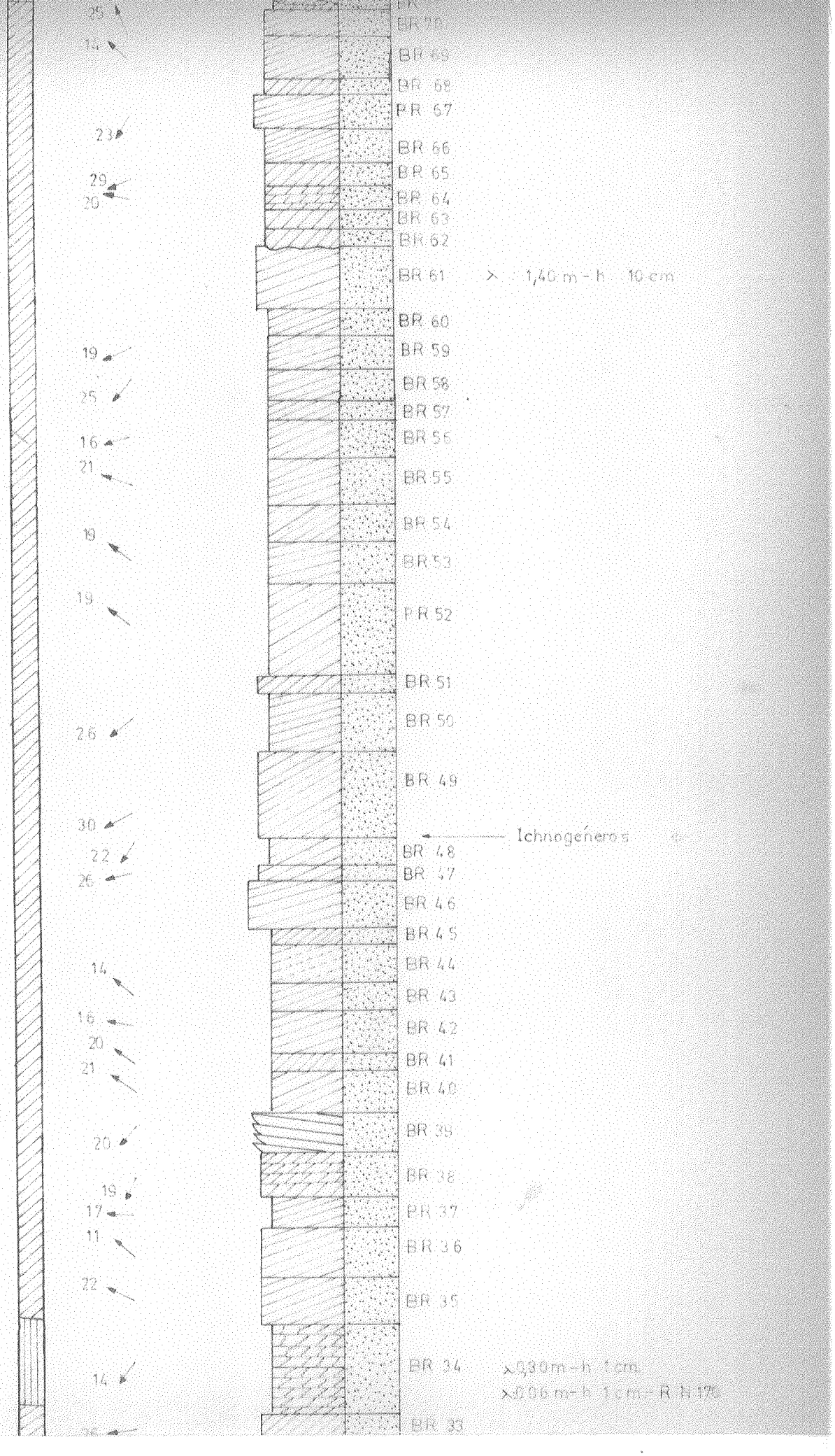

10
14
17
19
13
14
7
LD 22
LD 21
LD 20 b
LD 20 a
LD 19 b
LD 19 a
LD 18
LD 17
LD 16
LD 15
LD 14
LD 13
LD 12
LD 11c
LD 11b
LD 11 a
LD 10
LD9
LD 8
LD 7a
LD 7 b
LD 6
LD 4b
LD 4 a
LD 3
LD 2
LD 1

FIG. 2.8

PERFIL SIERRA LA BRAVA

Esc. 1:100




25
14
23
29
20
19
25
16
21
19
19
26
30
22
26
14
16
20
21
20
19
17
11
22
14
BR 70
BR 69
BR 68
BR 67
BR 66
BR 65
BR 64
BR 63
BR 62
BR 61
BR 60
BR 59
BR 58
BR 57
BR 56
BR 55
BR 54
BR 53
PR 52
BR 51
BR 50
BR 49
BR 48
BR 47
BR 46
BR 45
BR 44
BR 43
BR 42
BR 41
BR 40
BR 39
BR 38
PR 37
BR 36
BR 35
BR 34
BR 33
> 1,40 m - h 10 cm
Ichnogéneros
>0,80 m - h 1 cm
>0,06 m - h 1 cm - R.H.176

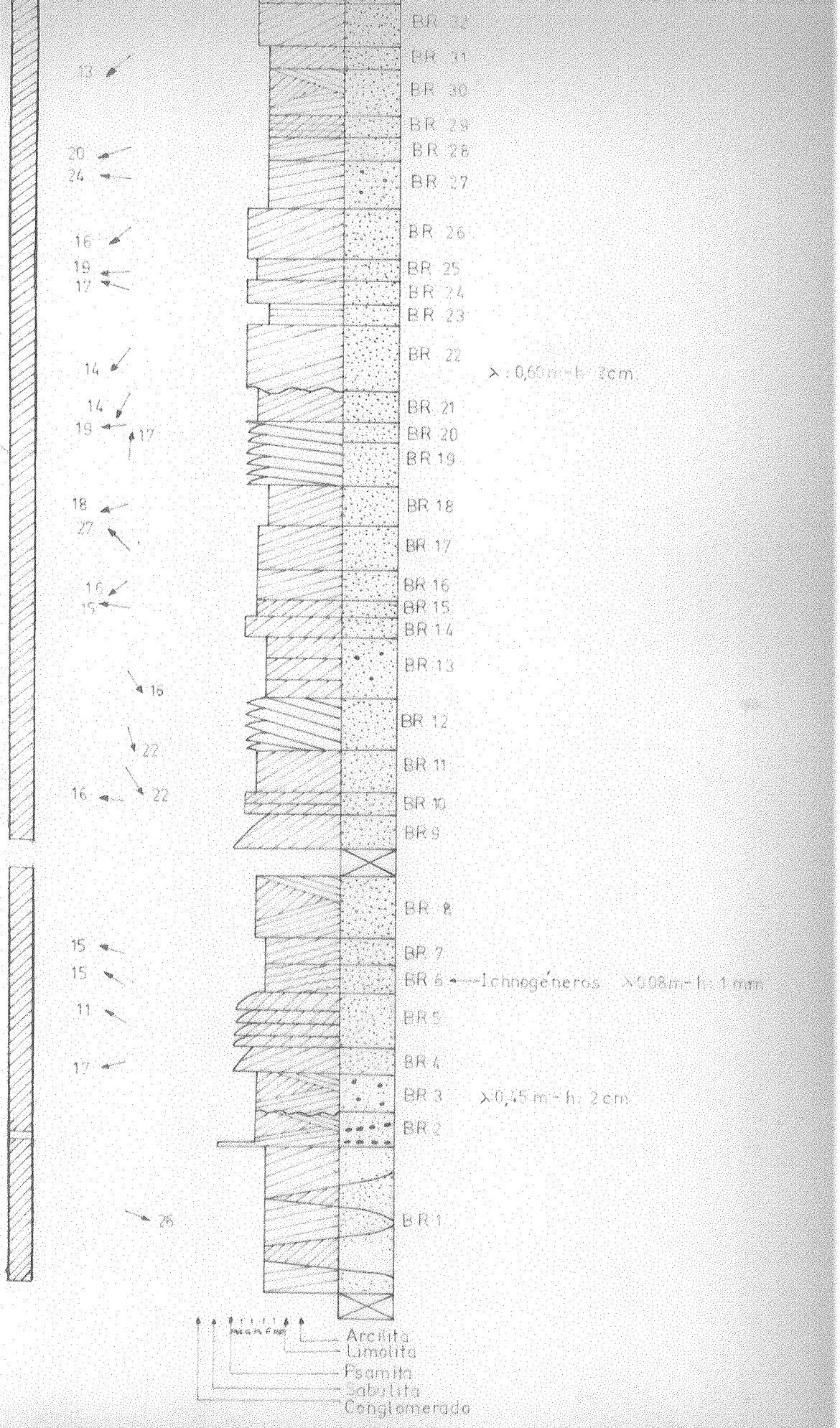
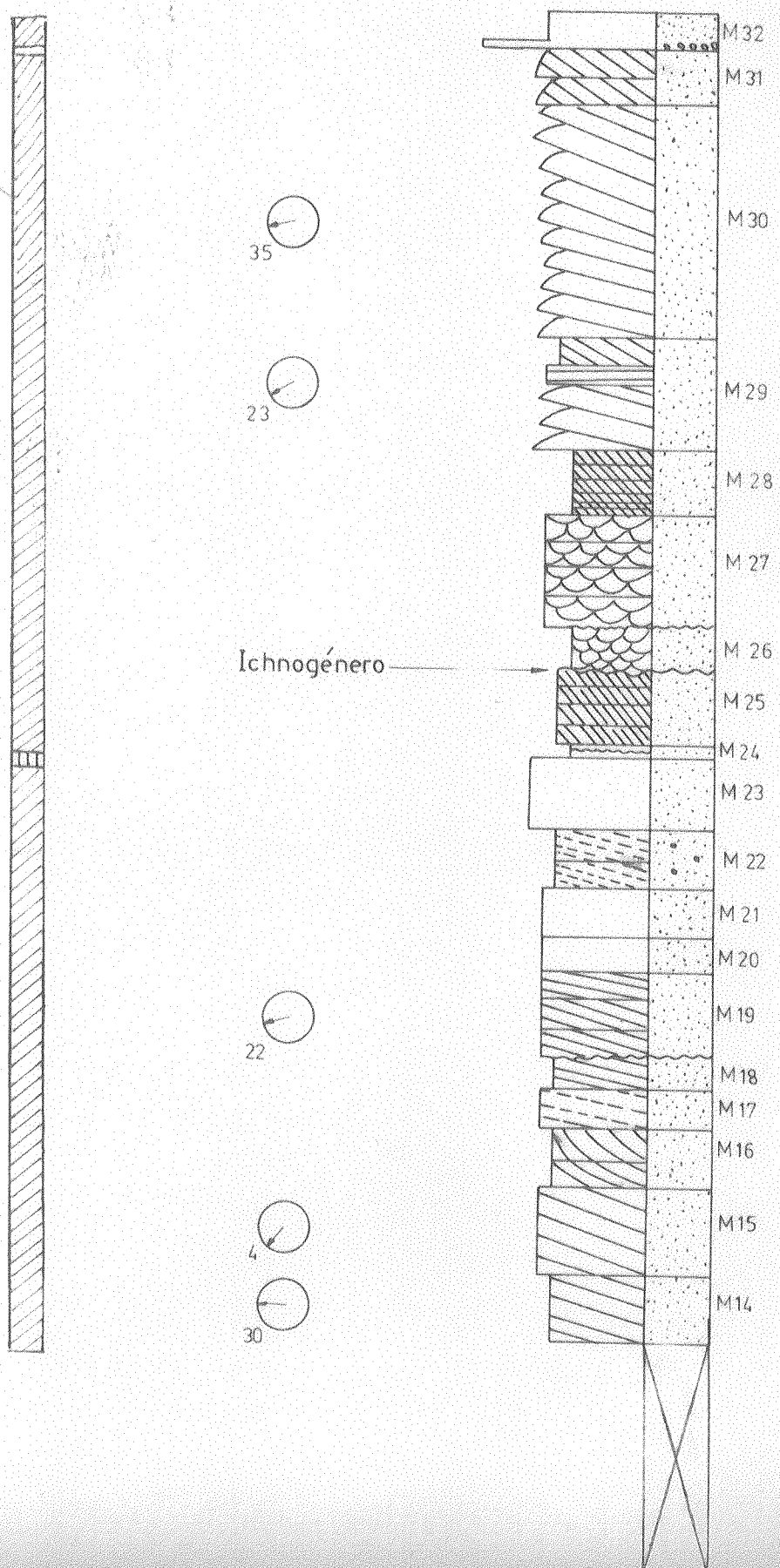

BR 32
BR 31
BR 30
BR 29
BR 28
BR 27
BR 26
BR 25
BR 24
BR 23
BR 22
BR 21
BR 20
BR 19
BR 18
BR 17
BR 16
BR 15
BR 14
BR 13
BR 12
BR 11
BR 10
BR 9
BR 8
BR 7
BR 6
BR 5
BR 4
BR 3
BR 2
BR 1
13
20
24
16
19
17
14
14
19
17
18
27
16
15
16
22
16
22
15
15
11
17
26
λ: 0,60 m - h: 3cm.
Ichnogéneros λ: 0,08m - h: 1 mm.
λ: 0,45 m - h: 2 cm.
Arcilita
Limolita
Psamita
Sabulita
Conglomerado

FIG. 2.9

SIERRA DE LA VIGILANCIA

Esc. 1:100

corte Nº 220



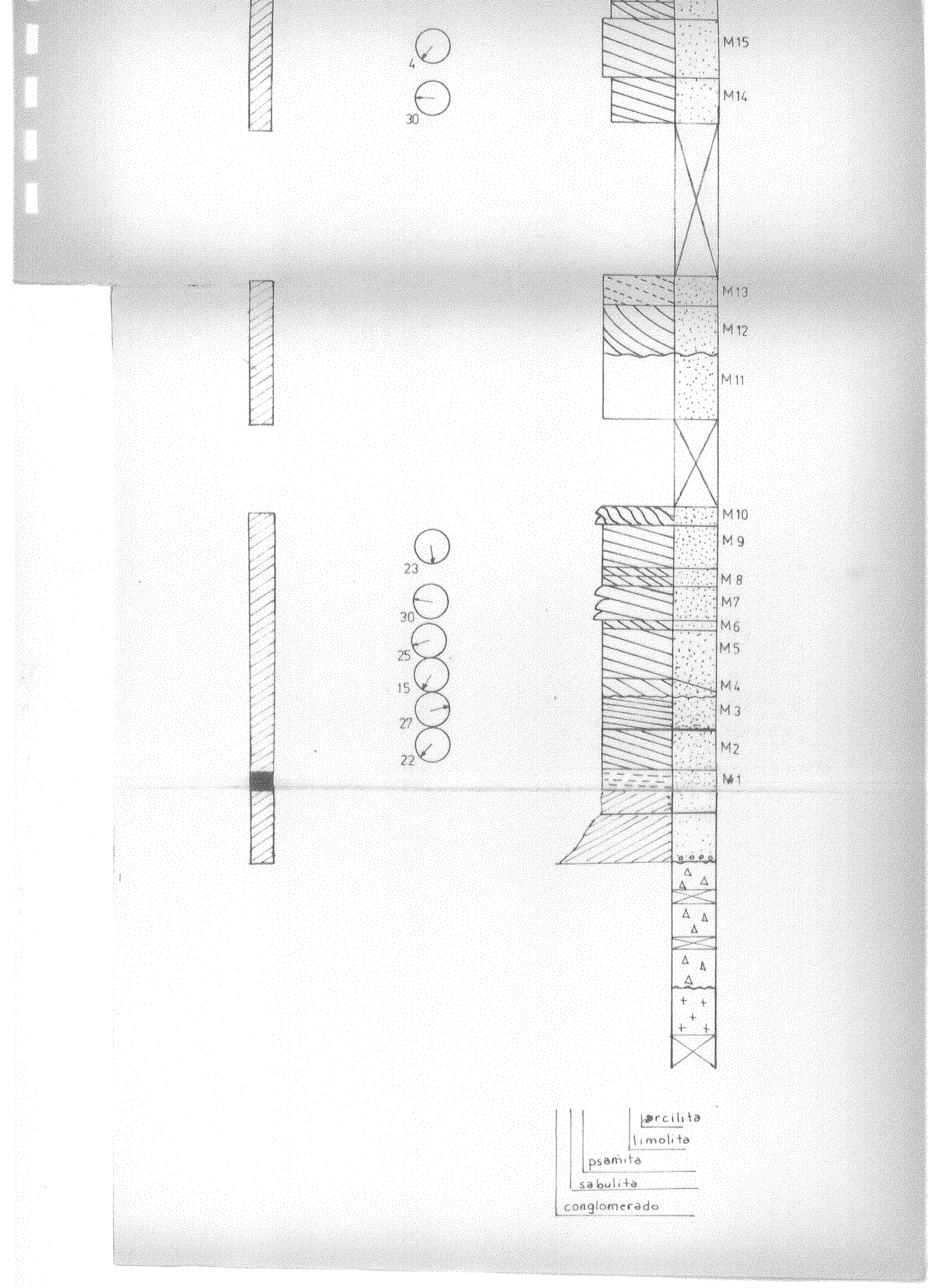
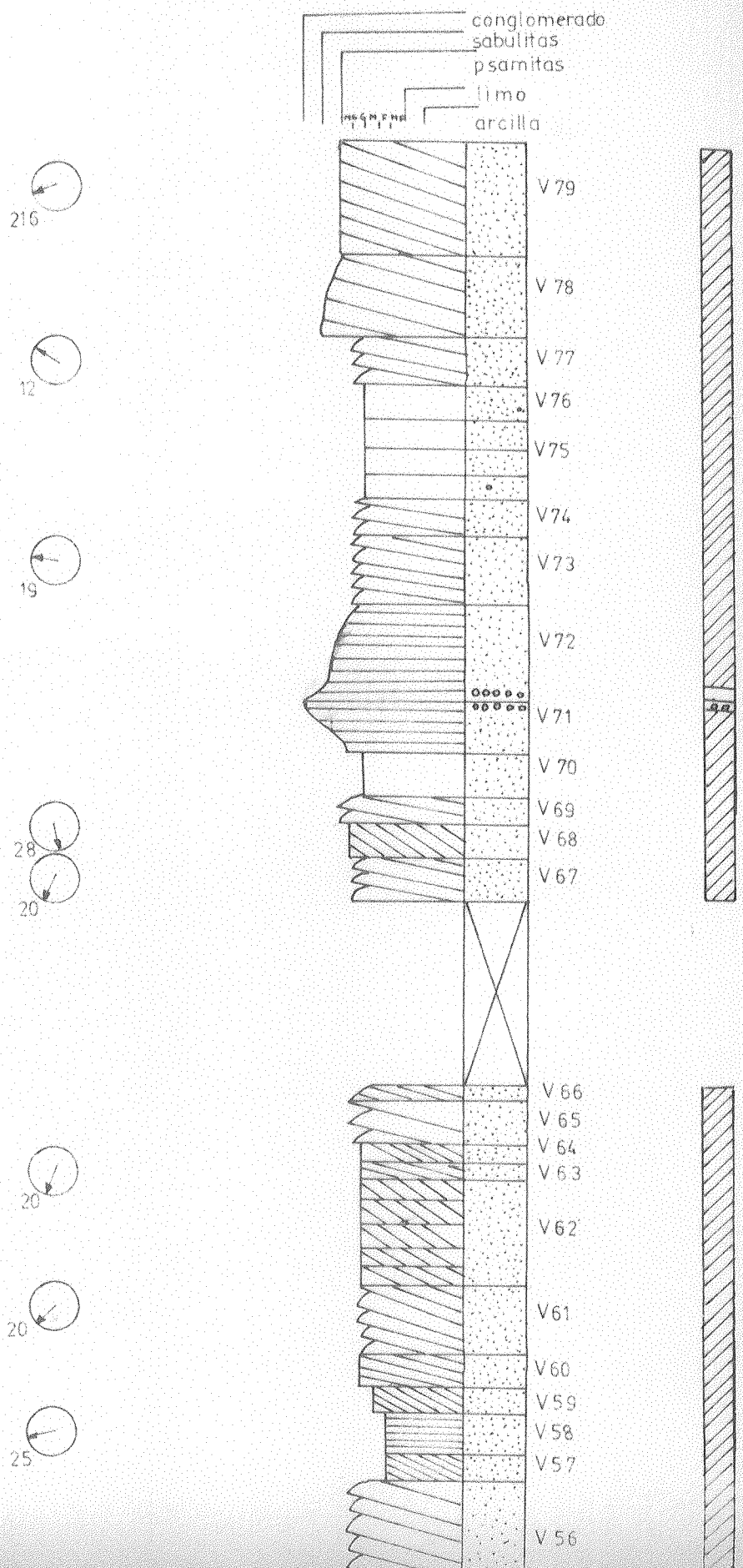

4
30
M15
M14
M13
M12
M11
M10
M 9
M 8
M7
M6
M5
M4
M3
M2
M1
23
30
25
15
27
22
argilita
limolito
psamito
sabulito
conglomerado

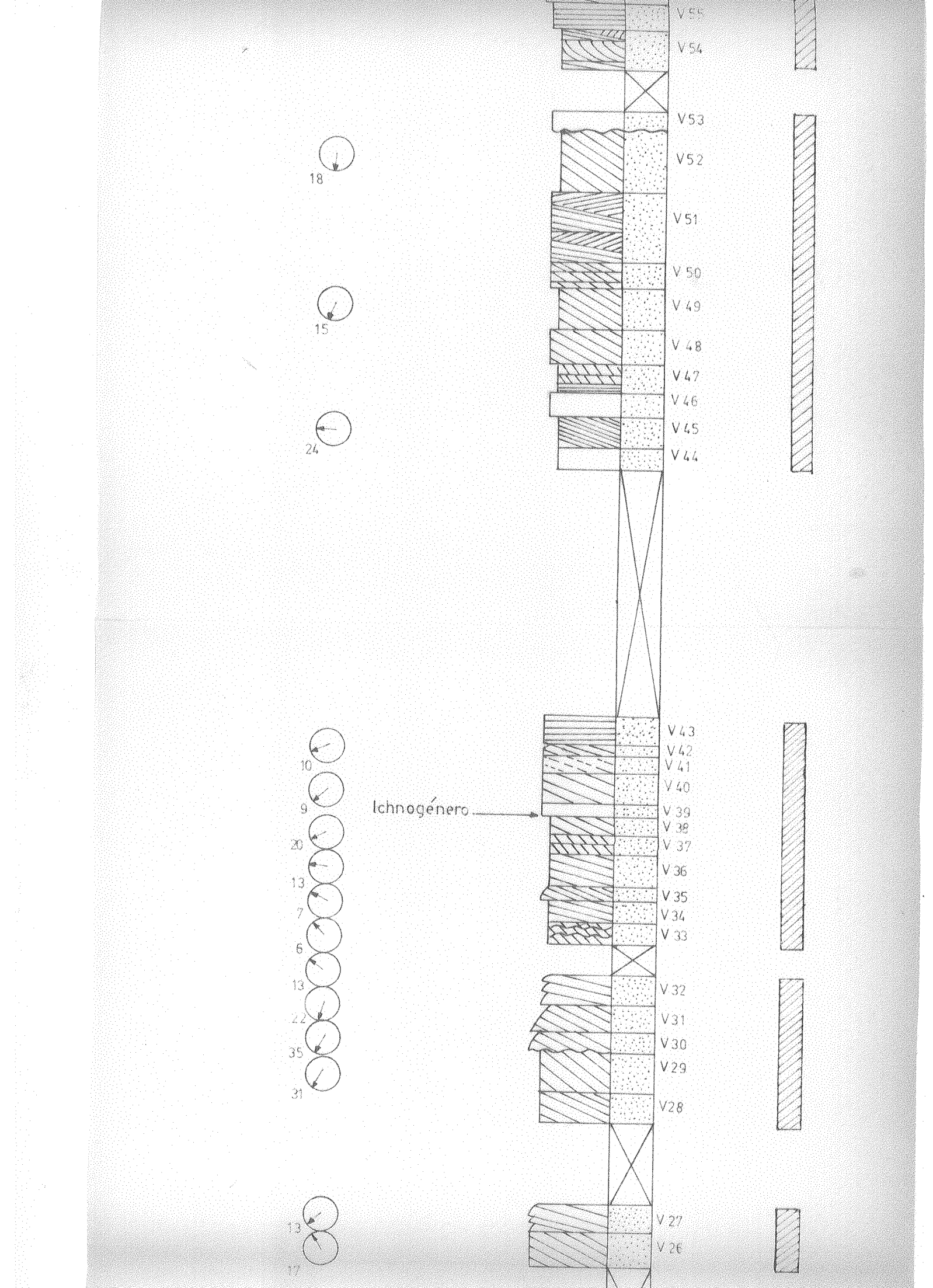
FIG. 2.10

SIERRA DEL VOLCAN

Corte R: N260

E 1:100




V 55
V 54
V 53
V 52
V 51
V 50
V 49
V 48
V 47
V 46
V 45
V 44
V 43
V 42
V 41
V 40
V 39
V 38
V 37
V 36
V 35
V 34
V 33
V 32
V 31
V 30
V 29
V28
V 27
V 26
18
15
24
10
9
20
13
7
6
13
22
35
31
13
17
Ichnogénero

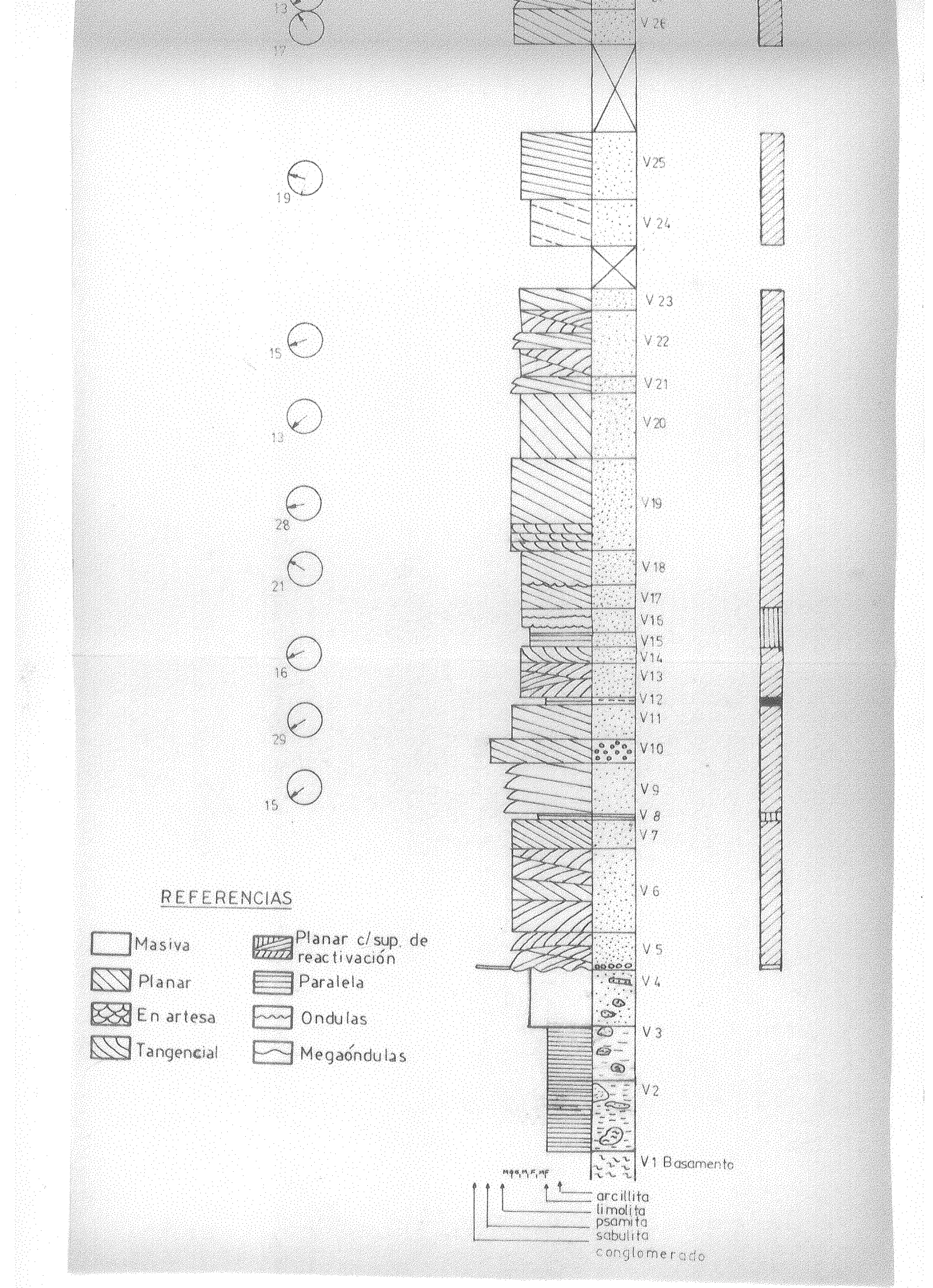
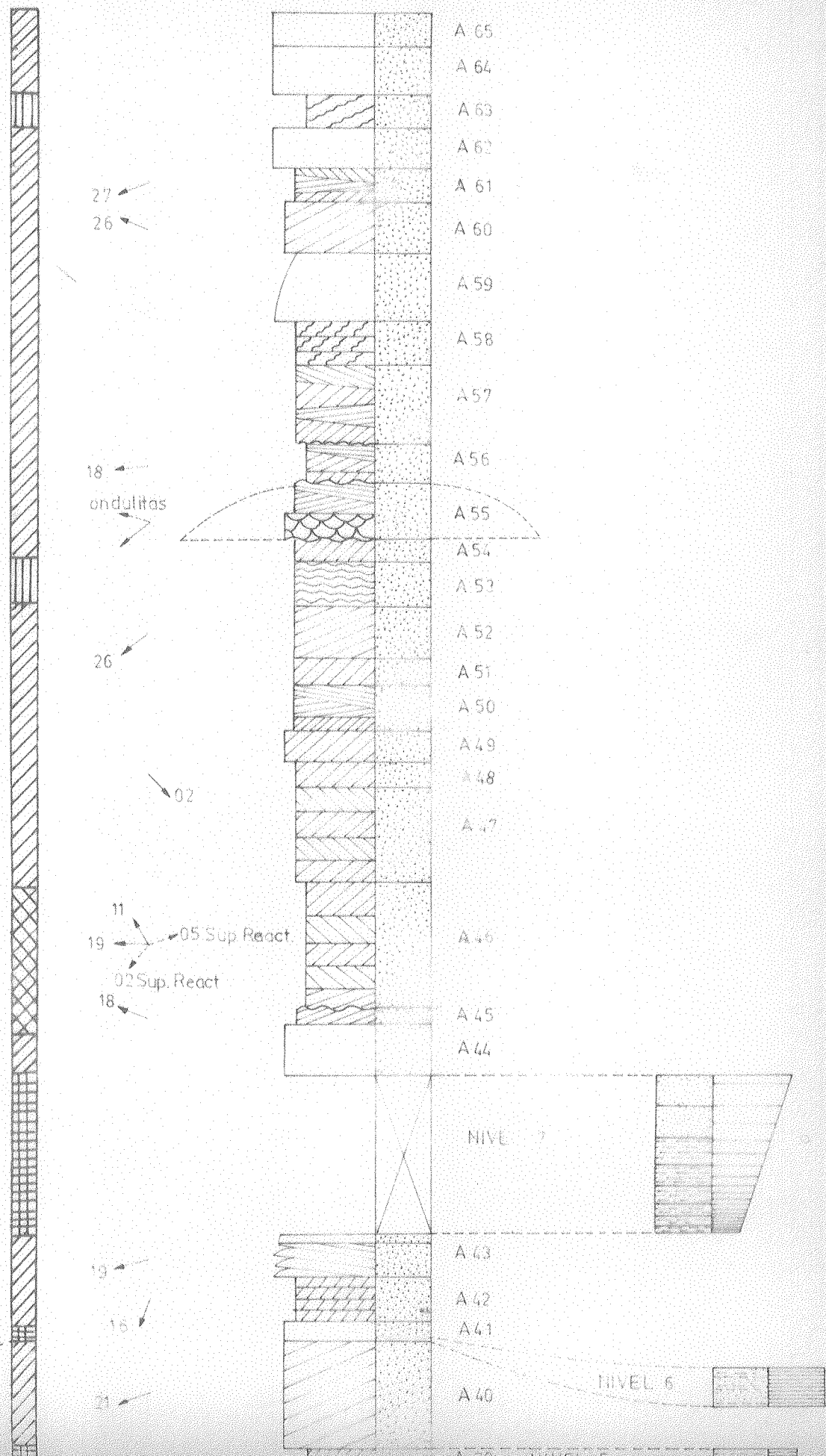
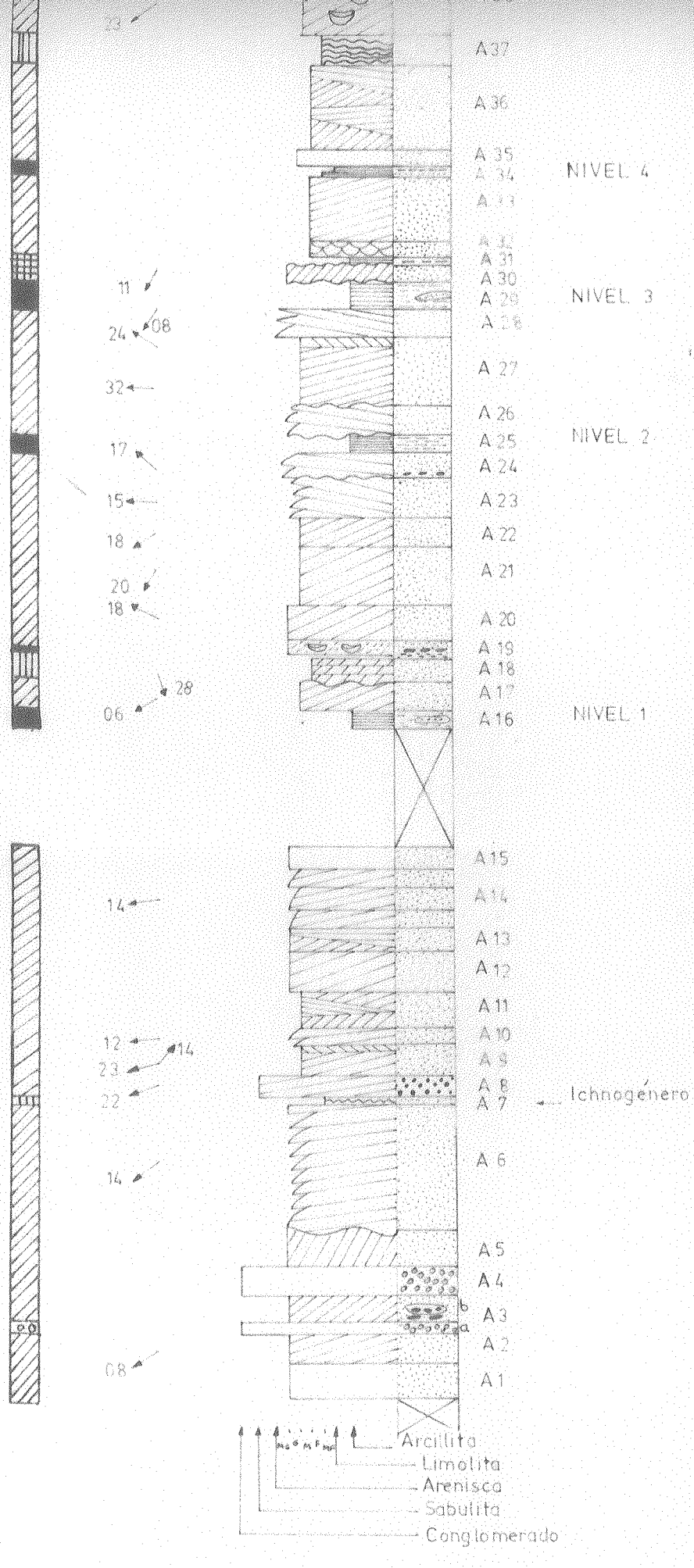

13
17
19
15
13
28
21
16
29
15
V 26
V 25
V 24
V 23
V 22
V 21
V 20
V 19
V 18
V 17
V 16
V 15
V 14
V 13
V 12
V 11
V 10
V 9
V 8
V 7
V 6
V 5
V 4
V 3
V 2
V 1 Basamento
REFERENCIAS
Masiva
Planar
En artesa
Tangencial
Planar c/sup. de reactivación
Paralela
Ondulas
Megaóndulas
MG, M, F, MF
arcillita
limolita
psamita
sabulita
conglomerado

FIG. 2.11

SIERRA BARROSA - CANTERA ROS
al SW del autódromo




23
A 37
A 36
A 35
A 34
NIVEL 4
A 33
A 32
A 31
A 30
11
A 29
NIVEL 3
24
08
A 28
A 27
32
A 26
A 25
NIVEL 2
17
A 24
15
A 23
18
A 22
A 21
20
18
A 20
A 19
A 18
28
A 17
06
A 16
NIVEL 1
A 15
14
A 14
A 13
A 12
A 11
12
14
A 10
23
A 9
A 8
22
A 7
Ichnogénero
A 6
14
A 5
A 4
b
A 3
a
A 2
08
A 1
Arcillita
Limolita
Arenisca
Sabulita
Conglomerado

CUADRO 2.1

Nivel	Rumbo de Buzamiento e Inclinación Aparente	Rumbo de Buzamiento e Inclinación Real
A8	N190/10-N250/22	N250/22
A9	N015/13-N115/04	N042/14
A10	N290/18-N190/8	N260/21
A14	N315/7 -N200/7	N262/14
A17	N190/03-N270/5	N242/6
A18	N245/4 -N227/13	N163/28
A20	N250/12-N210/01	N296/18
A21	N170/15-N265/13	N215/20
A23	N233/12-N320/10	N270/15
A24	N235/03-N330/16	N315/17
A27	a) N228/24-N203/12	N270/32
	b) N230/6 -N010/10	N305/24
A28	N255/6 -N195/8	N215/8
A30	N210/11-N265/06	N210/11
A42	N180/15-N250/11	N200/16
A56	N255/18-N310/12	N265/18
A60	N320/24-N220/07	N290/26
SP6	a) N335/14-N285/06	N350/14
	b) N290/02-N240/19	N206/22
SP7b	N235/13-N170/12	N207/14
	N200/04-N150/06	N176/06
SP7c	N225/22-N175/11	N240/23
SP7d	N315/09-N050/04	N342/10
SP12	a) N140/20-N245/04	N166/21
	b) N340/07-N295/03	N355/7
SP13	N318/02-N280/14	N233/20
SP14	N330/15-N020/02	N300/20

CUADRO 2.1 (continuación)

Nivel	Rumbo de Buzamiento e Inclinación Aparente	Rumbo de Buzamiento e Inclinación Real
SP15	N290/17-N325/23	N335/24
SP16	N310/18-N010/03	N279/20
SP19	N302/08-N210/19	N235/22
SP20	N320/25-N290/25	N305/27
SP25	N300/12-N010/04	N300/12
SP26	N310/14-N050/01	N330/15
SP28	N280/12-N175/03	N250/14
SP29	N290/09-N335/03	N270/09
LD8	N177/6 -N270/12	N235/14
LD22	N260/18-N283/16	N260/18
LD27	N215/12-N300/11	N255/16
LD32	N260/18-N310/14	N275/18
LD36	N315/15-N265/22	N265/22
LD40a	N310/20-N200/02	N270/24
LD40b	N310/02-N230/25	N230/25
LD41	N310/15-N255/21	N265/22
V11	N280/28-N175/02	N250/32
V19	N260/28-N190/10	N260/28
V25	N285/24-N225/15	N285/24
V27	N175/10-N250/14	N225/15
V31	N230/17-N180/20	N195/21
V32	N260/11-N320/18	N310/18
V34	N330/10-N265/10	N295/12
V36	N265/21-N220/17	N255/22
V42	N280/10-N200/0	N250/11
V45	N240/20-N320/16	N275/24

CUADRO 2.1 (continuación)

Nivel	Rumbo de Buzamiento e Inclinación Aparente	Rumbo de Buzamiento e Inclinación Real
V52	N230/15-N150/14	N190/18
V56	N245/20-N150/01	N220/22
V58	N180/08-N270/24	N255/25
V61	N230/20-N175/02	N230/20
V63	N230/18-N130/01	N200/20
V67	N265/12-N215/20	N210/20
V68	N150/26-N235/14	N170/28
M4	N235/12-N150/03	N210/14
M5	N180/03-N260/20	N255/20
M7	N225/12-N265/22	N280/23
M14	N260/25-N225/12	N280/30
M15	N270/08-N185/09	N225/11
M29	N200/18-N280/16	N240/23
M30	N310/16-N165/08	N250/35
M3	N040/17-N120/14	N075/21
DE6	N180/12-N233/08	N180/12
DE7	N200/22-N110/15	N165/26
DE8	N208/12-N065/06	N140/27
DE10	a) N 85/09-N170/30	N160/30
	b) N270/19-N175/08	N240/22
DE12	N268/20-N230/12	N285/21
DE23	N320/16-N120/04	N034/45
DE27	N160/06-N260/03	N210/09
DE30	N297/08-N235/22	N235/22
BR4	N260/17-N180/03	N260/17
BR5	N330/11-N254/15	N280/17
BR10	N340/05-N282/11	N282/11

CUADRO 2.1 (continuación)

Nivel	Rumbo de Buzamiento e Inclinación Aparente	Rumbo de Buzamiento e Inclinación Real
BR16	N160/06-N230/16	N230/16
BR19	N350/16-N290/03	N 05/17
BR20	N195/06-N300/17	N265/19
BR26	N160/07-N270/11	N225/16
BR27	N340/09-N230/17	N275/24
BR48	N175/19-N260/13	N210/22
BR65	N235/27-N293/19	N250/29
BR76	N300/25-N240/04	N320/27
BR81	N340/19-N295/18	N320/20
BR84	N035/14-N315/19	N345/22
BR85	N030/22-N310/14	N005/23
BR91	a) N320/06-N242/25	N240/25
	b) N140/18-N235/01	N155/18
BR93	N010/35-N300/15	N010/35
BR99	N226/09-N112/08	N170/15
BR103	N290/16-N200/10	N260/19

CUADRO 2.2

2- Rumbos de buzamiento e inclinación de las capas frontales de la estratificación entrecruzada planar.

A2	N235/08	(S)	A56	N265/18	(W)
A6	N235/14	(S)	A60	N290/26	(W)
A8	N250/22	(W)	A61	N251/27	(W)
A9a	N042/14	(N)			
A9b	N255/23	(W)	V9	N235/16	(S)
A10	N260/21	(W)	V11	N250/32	(W)
A14	N262/14	(W)	V14	N252/22	(W)
A17	N242/06	(W)	V18	N300/21	(W)
A18	N163/28	(S)	V19	N260/28	(W)
A20	N296/18	(W)	V20	N230/22	(S)
A21	N215/20	(S)	V22	N255/26	(W)
A22	N240/18	(S)	V25	N285/24	(W)
A23	N270/15	(W)	V26	N330/21	(N)
A24	N315/17	(N)	V27	N225/15	(S)
A27a	N270/32	(W)	V29	N210/31	(S)
A27b	N305/24	(N)	V30	N205/35	(S)
A28	N215/08	(S)	V31	N195/21	(S)
A30	N210/11	(S)	V32	N310/18	(N)
A38	N235/23	(S)	V33	N320/11	(N)
A39	N219/15	(S)	V34	N295/12	(W)
A40	N251/21	(W)	V35	N280/18	(W)
A42	N200/16	(S)	V36	N255/22	(W)
A43	N255/19	(W)	V40	N230/12	(S)
A45	N290/18	(W)	V42	N250/11	(W)
A46a	N273/19	(W)	V45	N275/24	(W)
A46b	N330/11	(N)	V49	N210/15	(S)
A48	N140/02	(S)	V52	N190/18	(S)
A52	N230/26	(S)	V58	N255/25	(W)

CUADRO 2.2 (continuación)

V61	N230/20	(S)	BR16	N230/16	(S)
V63	N200/20	(S)	BR17	N317/27	(N)
V67	N210/20	(S)	BR18	N250/18	(W)
V68	N170/28	(S)	BR19	N005/17	(N)
V73	N280/19	(W)	BR20	N265/19	(W)
V77	N300/12	(W)	BR21	N210/14	(S)
V79	N250/16	(W)	BR22	N220/14	(S)
			BR24	N290/17	(W)
M2	N225/22	(S)	BR25	N265/19	(W)
M3	N075/21	(E)	BR26	N225/16	(S)
M4	N210/14	(S)	BR27	N275/24	(W)
M5	N255/20	(W)	BR28	N250/20	(W)
M7	N280/23	(W)	BR31	N230/13	(S)
M9	N170/23	(S)	BR33	N262/26	(W)
M14	N280/30	(W)	BR34	N215/14	(S)
M15	N225/11	(S)	BR35	N295/22	(W)
M19	N250/21	(W)	BR36	N310/11	(N)
M29	N240/23	(S)	BR37	N276/17	(W)
M30	N250/35	(W)	BR38	N200/19	(S)
			BR39	N220/20	(S)
BR1	N110/26	(E)	BR40	N306/21	(N)
BR4	N260/17	(W)	BR41	N305/25	(N)
BR5a	N300/11	(W)	BR42	N280/16	(W)
BR6	N300/15	(W)	BR43	N312/21	(N)
BR7	N287/15	(W)	BR47	N255/26	(W)
BR10	N282/11	(W)	BR48	N210/22	(S)
BR11	N146/22	(S)	BR49	N240/30	(S)
BR12	N165/22	(S)	BR50	N229/26	(S)
BR13	N147/16	(S)	BR52	N310/19	(N)
BR15	N280/15	(W)	BR53	N310/19	(N)

CUADRO 2.2 (continuación)

BR55	N290/21	(W)
BR56	N255/16	(W)
BR58	N217/25	(S)
BR59	N245/19	(W)
BR64	N285/19	(W)
BR65	N250/29	(W)
BR67	N210/23	(S)
BR69	N315/14	(N)
BR70	N340/25	(N)
BR72	N250/22	(W)
BR73	N238/19	(S)
BR76	N321/26	(N)
BR79	N280/14	(W)
BR81	N320/20	(N)
BR82	N238/15	(S)
BR83	N240/20	(S)
BR84	N345/22	(N)
BR85	N005/23	(N)
BR86	N360/14	(N)
BR87	N280/19	(W)
BR88	N310/21	(N)
BR89	N050/04	(N)
BR90	N330/16	(N)
BR91a	N242/25	(W)
BR91b	N155/18	(S)
BR93	N010/35	(N)
BR94	N025/18	(N)
BR95	N185/09	(S)
BR98	N270/25	(W)
BR99	N170/15	(S)
BR103	N260/19	(W)
BR104	N230/11	(S)
BR105	N247/17	(W)
BR106	N240/20	(S)
BR107	N240/15	(S)
LD2	N230/16	(S)
LD8	N235/14	(S)
LD11	N240/18	(S)
LD19b	N235/19	(S)
LD20	N250/17	(W)
LD22	N260/18	(W)
LD23	N275/14	(W)
LD24	N225/16	(S)
LD27	N255/16	(W)
LD28	N004/26	(N)
LD31	N025/24	(N)
LD32	N275/18	(W)
LD36	N265/22	(W)
LD40b	N230/25	(S)
LD40a	N270/24	(W)
LD40c	N228/22	(S)
LD41	N265/22	(W)
LD42	N230/21	(S)
SP3	N040/14	(N)
SP4	N190/24	(S)
SP6	N350/14	(N)
	N210/23	(S)
SP7a	N121/12	(S)

CUADRO 2.2 (continuación)

SP7b	N207/14	(S)
SP7c	N240/20	(S)
SP7d	N342/10	(N)
SP10	N190/14	(S)
SP12a	N166/21	(S)
SP12b	N355/07	(N)
SP13	N233/20	(S)
SP14	N300/20	(W)
SP15	N335/24	(N)
SP16	N279/20	(W)
SP17a	N300/19	(W)
SP17b	N250/06	(W)
SP19	N235/22	(S)
SP20	N305/27	(N)
SP22b	N280/14	(W)
SP25	N300/12	(W)
SP26	N330/15	(N)
SP27	N325/18	(N)
SP28	N252/13	(W)
SP29	N270/09	(W)
SP32	N278/21	(W)
SP33	N307/19	(N)
SP34	N240/13	(S)
SP36	N335/16	(N)
SP37	N305/16	(N)
DE1	N085/17	(E)
DE4	N360/18	(N)
DE6	N180/12	(S)
DE7	N165/26	(S)
DE8	N143/27	(S)
DE10a	N160/30	(S)
DE10b	N240/22	(S)
DE12	N285/21	(W)
DE23	N034/35	(N)
DE27	N200/08	(S)
DE28	N019/24	(N)
DE29	N315/16	(N)
DE30	N235/22	(S)
DA1	N180/11	(S)
DA3	N240/20	(S)
DA7	N227/22	(S)
DA16	N220/16	(S)
DA21	N260/26	(W)
DA22	N350/23	(N)
DA24	N207/18	(S)
DA28	N200/21	(S)
DA33	N174/16	(S)
DA36	N183/18	(S)
DA37	N200/19	(S)
DA38	N185/22	(S)
DA39	N285/20	(W)

CUADRO 2.3
CALCULO DE PALEOCORRIENTES

Localidad	Subpoblación	Media	Varianza	Desviación Tipica	n
Sa. Barrosa (A)	A (Norte)	338	1464	38	4
	A (Oeste)	265	273	16	15
	A (Sur)	211	894	30	12
	A (Este)	---	---	--	--
	Loc. A	271	2734	52	31
Sa. de los Padres	SP (Norte)	335	706	26	11
	SP (Oeste)	278	339	18	9
	SP (Sur)	203	1315	36	10
	SP (Este)	---	---	--	--
	Loc. SP	272	2916	54	30
Cantera del Puerto	DE (Norte)	002	881	30	4
	DE (Oeste)	---	---	--	1
	DE (Sur)	189	1207	35	7
	DE (Este)	---	---	--	1
	Loc. DE	275	7482	86	13
Sa. de La Brava	BR (Norte)	335	936	30	20
	BR (Oeste)	269	306	17	29
	BR (Sur)	210	916	30	25
	BR (Este)	---	---	--	1
	Loc. BR	272	2618	51	75

CUADRO 2.3 (continuación)

Localidad	Subpoblación	Media	Varianza	Desviación Tipica	n
Sa. del Volcán	V (Norte)	320	66	8	3
	V (Oeste)	269	366	19	15
	V (Sur)	211	338	18	13
	V (Este)	---	---	--	--
	Loc. V	266	2048	45	31
Sa. de Los Difuntos	LD (Norte)	14	110	10	2
	LD (Oeste)	264	71	8	8
	LD (Sur)	232	40	6	8
	LD (Este)	---	---	--	-
	Loc. LD	290	3735	61	18
Sa. de La Vigilancia	M (Norte)	---	---	--	--
	M (Oeste)	263	196	14	5
	M (Sur)	214	574	24	5
	M (Este)	---	---	--	-
	Loc. M	238	600	24	11
Cantera Dazeo	DA (Norte)	---	---	---	1
	DA (Oeste)	272	156	12	2
	DA (Sur)	204	490	22	11
	DA (Este)	---	---	--	--
	Loc. DA	238	1186	34	14
Media Gral.		265	306	17	8

CUADRO 2.4
MEDIAS TOTALES POR SUBPOBLACION (CLASE)

Subpoblación				Media total	Varianza	Desviación Típica	n
Clase	Localidad	Media	Nº de datos involucrados				
Norte	A	338	4	344	377	19	6
	SP	335	11				
	DE	002	4				
	BR	335	20				
	V	320	3				
	LD	014	2				
			≤: 44				
Oeste	A	265	15	269	37	6	7
	SP	278	9				
	BR	269	29				
	V	269	15				
	LD	264	8				
	M	263	5				
	DA	272	2				
			≤: 83				
Sur	A	211	12	209	125	11	8
	SP	203	10				
	DE	189	7				
	BR	210	25				
	V	211	13				
	LD	232	8				
	M	214	5				
	DA	204	11				
			≤: 91				

CAPITULO 3

TRAZAS FOSILES - EDAD

3.1. INTRODUCCION.

3.2. ANTECEDENTES.

3.3. DESCRIPCION DE LAS TRAZAS ENCONTRADAS EN EL AREA DE ESTUDIO.

3.4. EDAD DE LA FORMACION BALCARCE.

- 3.4.1. Deducciones sobre la base del biocrón de sus icnogéneros.
- 3.4.2. Discusión sobre el límite Precámbrico-Cámbrico en las Sierras Septentrionales.
- 3.4.3. Edad de la Formación Balcarce según dataciones radimétricas y correlaciones con otras unidades.

3.5. CONSIDERACIONES PALEOAMBIENTALES.

3.1. INTRODUCCION

Al relevar los perfiles de detalle se encontraron en distintos niveles (Fig. 3.1) icnofósiles que fueron clasificados y descriptos con la finalidad de realizar nuevos aportes a la problemática de la ubicación cronoestratigráfica de la unidad en estudio. Asimismo, se analizó localmente el límite Precámbrico-Cámbrico bajo la óptica aportada por los icnogéneros observados y las dataciones existentes.

Además, se estudió el significado paleombiental de las trazas fósiles reconocidas en la Formación Balcarce y se lo analizó a la luz de la información aportada por las facies sedimentarias.

3.2. ANTECEDENTES

La gran abundancia de icnogéneros presentes en la Formación Balcarce y la ausencia de fósiles convencionales, de indiscutida clasificación y ubicación cronoestratigráfica, son las causas fundamentales de que numerosos autores desde fines del siglo pasado estudiaran las trazas, e intentaran su clasificación y ubicación cronológica.

Hauthal (1896, 1901) fué el primero que describió una traza, que él asignó a Palaeophycus beverleyensis Billings, y que fue posteriormente reclasificada por Antonioli (1966) como Arthrophycus harlani Hall, para la zona de Balcarce (Sierra Chata y de La Vigilancia) y Mar del Plata (Pcia. de Bs. As.).

De acuerdo a este hallazgo Hauthal le asignó a las ortocurcitas de Balcarce una edad Paleozoica, probablemente Cámbrica.

Unos años más tarde, Nágera mencionó para el partido de Balcarce (Cerro San Agustín) el hallazgo de Arthrophycus Hall, Cruziana d'Orbigny y Crossopodia M'Coy y le asignó una edad Cámbrica a esta formación (1926) y luego (1940) edad Ordovícica.

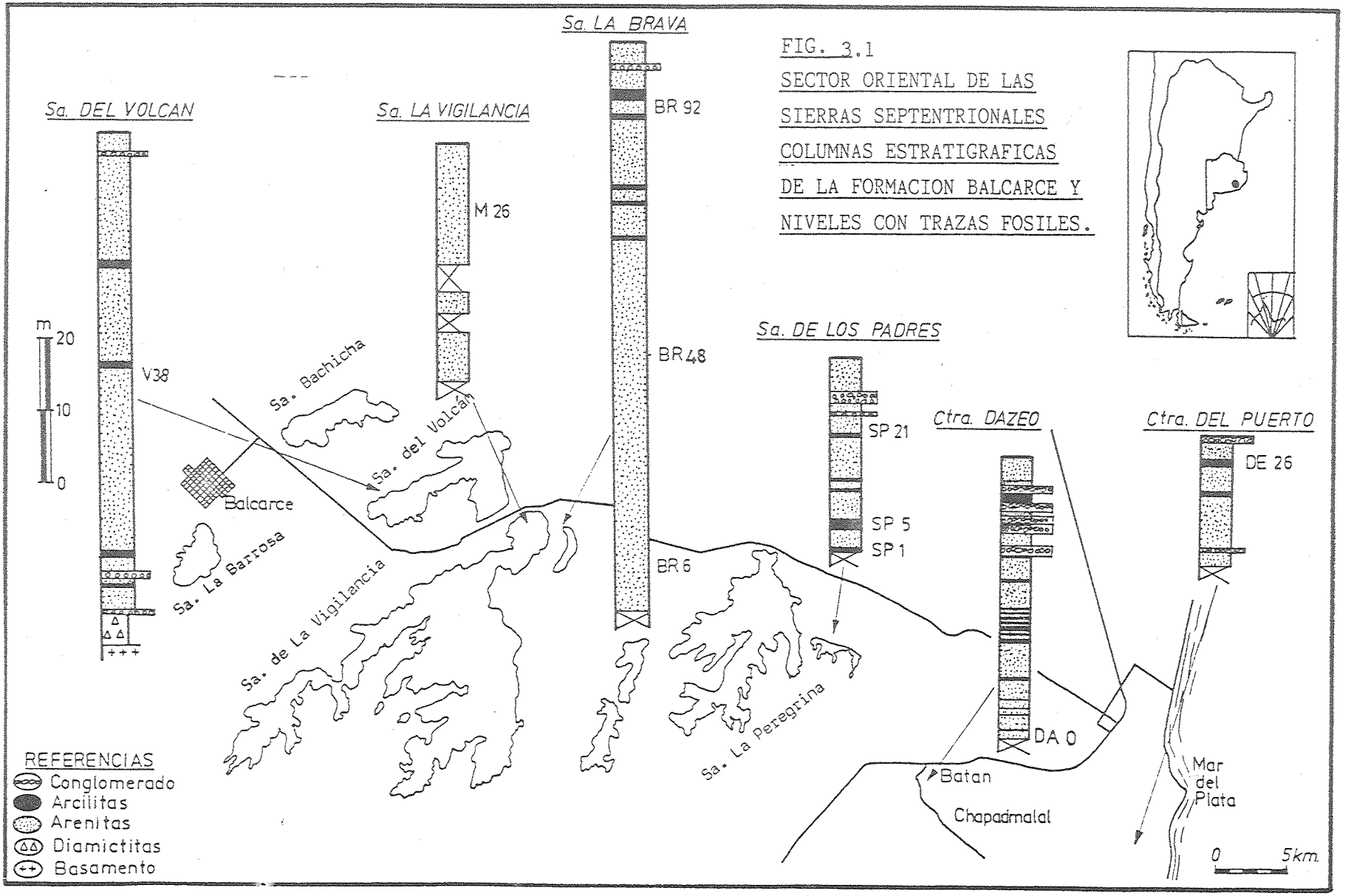


FIG. 3.1
SECTOR ORIENTAL DE LAS SIERRAS SEPTENTRIONALES
COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS DE LA FORMACION BALCARCE Y NIVELES CON TRAZAS FOSILES.

Harrington (1940) citó para las dolomías de Olavarría, la presencia del braquiópodo Spiriferina campestris White atribuído al Carbónico superior - Pérmico inferior; este hallazgo nunca pudo ser confirmado y se cree que se trató de un ejemplar traído de Bolivia. Sobre la base de este dato Fossa Mancini (1944), Gonzáles Bonorino (1954) y Holmberg (1972) aceptaron la edad Carbónico superior.

Más recientemente, Antonioli (1966) describió los hallazgos realizados por él y Borrello; en la cantera del Puerto de Mar del Plata encontraron icnitas que atribuyeron a Arthrophycus harlani, A. alleghanensis Harlan y Cruziana. En la cantera del Cerro San Agustín dichos autores reconocieron además de las tres trazas anteriormente mencionadas, a Crossopodia. Antonioli (op. cit.) realizó una buena recopilación de los antecedentes fosilíferos del cordón Septentrional, analizándolos críticamente y aceptó una edad Ordovícica hasta Silúrica según las evidencias existentes.

Simultáneamente Borrello (1966) realizó un completo estudio de las trazas de la actual Formación Balcarce (Borrello las atribuyó a la Formación La Tinta que abarca las Formaciones Sierras Bayas y Balcarce según el esquema estratigráfico de Dalla Salda e Iñíguez, 1978) y aplicó la metodología moderna tanto para su descripción como para su clasificación. Los icnofósiles reconocidos y descriptos por ese autor son: Arthrophycus alleghaniensis Harlan, Corophyoides scagliai Borrello, Crossopodia scotica M'Coy, Cruziana bonariensis Borrello, C. flexosa Borrello, Chondritoides insolitus Borrello, Dimorphichnus bontempii Borrello, Isopodichnus problematicus Schindewolf, Nereites elegans Borrello, Palaeophycus gracilis Borrello, P. tubularis Wilson, P. vulgaris Borrello, Palaeosaportia loedeli Borrello, Pelecypodichnus amygdaloides Seilacher, Phyllodocites sp., Rhizocorallium sp., Rouaultia lyelli Rouault, Rusophycus bilobatus Vanuxem, R. didymus Salter, Sagittichnus lincki Seilacher, ?Skolithos sp., Tigillites dufrenoyi Häntzschel.

Cuando Borrello analizó las edades, tomando en cuenta las especies, encontró que la asociación estudiada podía corresponder al Cambro - Ordovícico. Asimismo realizó correlaciones bioestratigráficas de la (por él llamada) Formación La Tinta con unidades del país y del exterior, que presentaban iguales aso-

ciaciones de trazas. Así, por ejemplo, la comparó con el Ordovícico del noroeste argentino y Bolivia que presentaba Arthrophycus, Cruziana y Skolithos; también mencionó una asociación de dichas trazas del Ordovícico inferior de España y Portugal. Borrello concluyó asignando una edad Ordovícica a la actual Formación Balcarce.

Ultimamente, Aceñolaza (1978, 1982) sobre la base de la descripción realizada por Borrello, aceptó la edad Ordovícica establecida por dicho autor e interpretó la asociación de trazas como pertenecientes a la facies Skolithos/Cruziana, comparándolas con la asociación hallada en el Ordovícico del noroeste argentino, con la cual tienen en común: Arthrophycus, Cruziana, Palaeophycus, Plagiogmus, Planolites, Phycodes, Skolithos y Rusophycus.

Regalía y Herrera (1981) describieron para la zona de San Manuel, Partido de Lobería de la provincia de Buenos Aires, la traza fósil Phycodes aff. pedum Seilacher, que posee un rango estratigráfico que abarca desde el Precámbrico tardío hasta el Tremadociano. Según esos autores dicha traza no se encuentra asociada a otro icnogénero u otro fósil y resaltaron su importancia para correlaciones intercontinentales y reconstrucciones del Gondwana, ya que la misma está descripta en el Grupo Nama del Sur de Africa, y en la Formación Arumbera de Australia.

Cingolani et al., (1985) mencionan para afloramientos de la Formación Balcarce en el Cerro del Corral, Estancia San Ramón, en el ámbito de la Hoja La Numancia, niveles con Cruziana, Arthrophycus, Rusophycus, Planolites, Monocraterium, Monomorphichnus, Bergaueria, Sagitichnus, Plagiogmus y Conostichnus.

3.3 DESCRIPCION DE LAS TRAZAS ENCONTRADAS.

MLP 18.884: Didymaulichnus Young, 1972:

(=Roualtia de Tromelin, 1978; =Fraena Rouault, 1850)(Foto 3.1).



Foto 3.1. Didymaulichnus (Colección Museo Ciencias Naturales La Plata MLP 18.884).

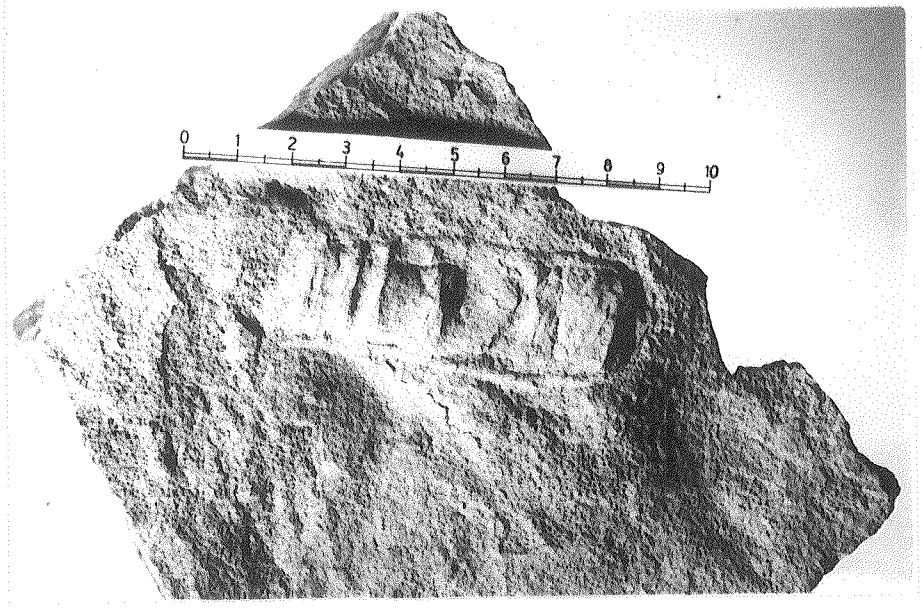


Foto 3.2. Plagiogmus. (Colección Museo Ciencias Naturales de La Plata MLP 18.882).

Descripción: Epirrelieve cóncavo, negativo. Traza alargada, acintada, que puede alcanzar más de 50 cm de largo, con un ancho de 1 a 1,5 cm; marca formada por dos surcos separados por una costilla central. Disposición recta, en partes curvada; orientación horizontal, paralela a la estratificación. La composición litológica de la roca de caja es ortocuarcítica y el relleno del surco de igual composición.

Clasificación etológica: huella de arrastre (repichnia). Glaessner (1969: 389) la interpreta como una huella dejada por un organismo primitivo del tipo de un molusco pero sin valva.

Localidades: esta traza fue encontrada en el mayor número de localidades, tanto en perfiles relevados en sierras como en canteras. Se la reconoció en las Sierras del Volcán (V-38), de La Vigilancia (M-26), La Brava (BR-6, BR-48, BR-92), y en las canteras de Sierra de Los Padres (SP-1, SP-5) y del Puerto (DE-26) (Fig. 3.1).

Asociación: en general se la encuentra sola; en SP-5, se la reconoció asociada a Arthrophycus, Palaeophycus y Plagiogmus.

Antecedentes en las Sierras Septentrionales: fue descripta para la Formación Balcarce, en la zona de Balcarce a Mar del Plata por Borrello (1966) como Rouaultia y por Aceñolaza (1978) como Fraena. Poiré et al. (1984) la describieron para la Formación Sierras Bayas en Olavarría.

Rango cronoestratigráfico: desde el Precámbrico hasta el Carbónico inclusive (según Häntzschel, 1975; García-Ramos, 1982, tabla 7).

MLP 18.882: Plagiogmus Roedel, 1929 (Foto 3.2).

Descripción: Estructura endógena (endichnia) dispuesta paralela a la estratificación en una ortocuarcita mediana con estructura ondulosa; la traza evidencia un relleno activo (backfill) también ortocuarcítico. Se trata de una traza de forma cilíndrica, de unos 8 cm de largo y 2,5 cm de ancho; internamente muestra crestas transversales de hasta 0,40 cm de ancho, dispuestas a intervalos irregulares, que presentan una textura bandeada, oblicua. La traza muestra un reborde externo, que determina que el contacto entre ella y la roca de

caja sea muy marcado y neto.

Clasificación etológica: huella de arrastre (repichnia). Glaessner (1969) interpreta esta traza como realizada por un molusco primitivo, sin valva, que se mueve a través del sedimento; la arena es transportada hacia atrás por acción del pie y genera las crestas transversales; la superficie del túnel está cementada por una sustancia mucosa que produce el reborde mencionado anteriormente.

Rango estratigráfico: Cámbrico inferior (Crimes, 1975). Cámbrico inferior a medio (según Häntzschel, 1975; Frey, 1975; Glaessner, 1969). Precámbrico alto - Cámbrico inferior a medio, Ordovícico medio (según García - Ramos, 1982).

Localidad: Cantera de Sierra de Los Padres (SP-5).

Asociación: se la reconoció en un banco muy bioturbado junto a Arthrophycus, Palaeophycus, Didymaulichnus, y Cruziana.

Antecedentes en Sierras Septentrionales: no ha sido descripta hasta el presente, sólo mencionada por Poiré et al. (1984: 261).

MPL 18.883: Cochlichnus Hitchcok, 1858. (Foto 3.3).

Descripción: Epirrelieve convexo (positivo); traza ondulante o sinusoidal simple, no ramificada. La sedimentita que la porta es una ortocuarcita de grano fino, con estructura ondulosa, muy silicificada; la traza está constituida por la misma litología y no presenta ningún tipo de indicios de relleno activo; la orientación con respecto a la estratificación es horizontal, paralela a dicho plano.

Se trata de una pista meandrosa, algo irregular, de más de 15 cm de longitud, que presenta una ondulación amplia de unos 8 a 10 cm de cuerda de arco y un zig-zag de 1 a 1,5 cm de cuerda; la altura del relieve es de 0,50 cm.

Clasificación etológica: huella de arrastre (repichnia) son rastros de desplazamiento lento; se la considera formada por vermes (nematodos o anélidos) (según García - Ramos, 1982, tabla 8; Aceñolaza, 1978).

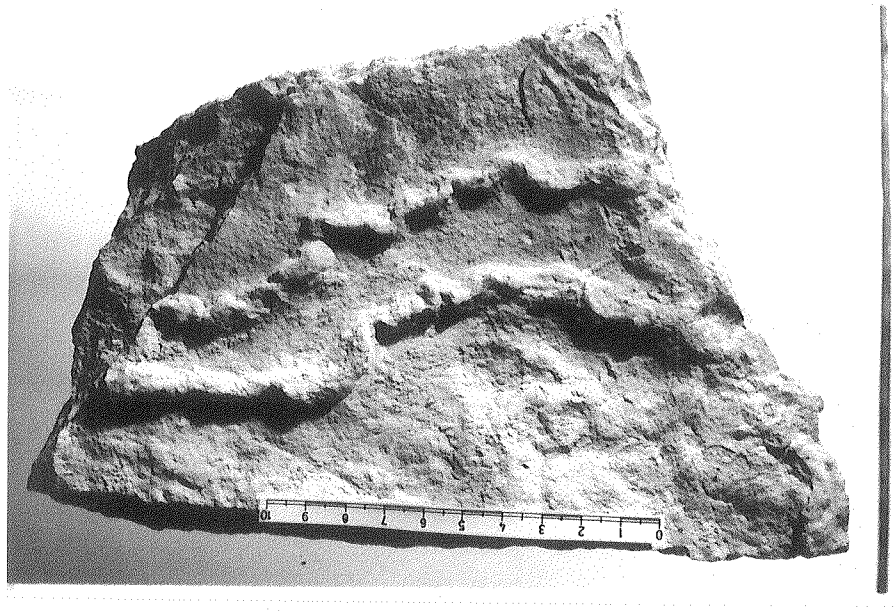


Foto 3. 3. Cochlichnus . (Colección Museo Ciencias Naturales de La Plata. MLP 18.883).

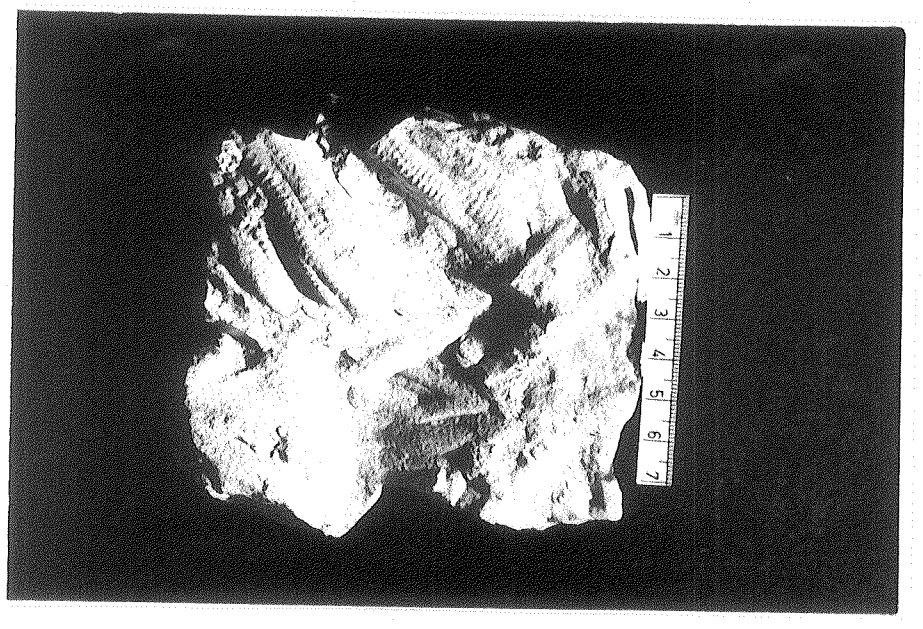


Foto 3.4. Arthrophycus alleghaniensis. (Colección Museo de Ciencias Naturales de La Plata MLP 18.880).

Localidad: cantera Dazeo (DA-0) en la localidad de Batán.

Asociación: no se encuentra asociada a ningún otro fósil o traza; está en un nivel levemente bioturbado.

Antecedentes en Sierras Septentrionales: no ha sido descripto, aunque sí mencionado por Poiré et al. (1984: 261).

Rango cronoestratigráfico: se registra desde el Precámbrico superior al Terciario (Häntzschel, 1975; García - Ramos, 1982, tabla 7).

MLP 18.880: Arthrophycus Hall, 1852.

Arthrophycus alleghaniensis (Harlan) (Foto 3.4)

Descripción: Hiporrelieve convexo (positivo), cresta hipícnica. La composición litológica de la traza es una arenita cuarzosa de granulometría fina igual que la de la roca portadora; se encuentra en el contacto entre ésta y un nivel pelítico gris amarillento muy micáceo.

Es una traza tubular, ligeramente curvada, bilobulada con una depresión longitudinal central y estriación transversal notoria y regularmente espaciada (cada 1 mm). La sección transversal es subcircular a subcuadrática y no se observa estructura interna.

Las trazas se disponen en haces de 2 ó 3 cm de ancho o individualmente y se superponen e intersectan unas a otras, horizontales o subhorizontales paralelas a la estratificación. Sus dimensiones son: longitud variable, mayor de 6 cm y ancho de 0,7 a 2 cm.

Clasificación etológica: huella de arrastre (repichnia). Es interpretada como una pista producida por el desplazamiento de un artrópodo o verme sobre la superficie del sustrato.

Localidad: cantera de Sierra de Los Padres. (SP-5).

Asociación: nivel de sedimentación mixta muy bioturbado, se la encuentra junto a Palaeophycus, Plagiogmus y Didymaulichnus.

Antecedentes en las Sierras Septentrionales: fue mencionada para la Formación Balcarce por Nágera (1919) y descripta por Antonioli (1966), Borrello (1966) y Aceñolaza (1978).

Rango cronoestratigráfico: Ordovícico - Silúrico (Häntzschel, 1975). Cámbrico inferior, Cámbrico superior - Ordovícico - Silúrico inferior, Cretácico, Terciario medio (García - Ramos, 1982).

MLP 18.881: Palaeophycus Hall, 1847.

Palaeophycus tubularis Hall, 1847. (Foto 3.5)

Descripción: Hiporrelieve convexo positivo (crestas hipícnicas). Trazas cilíndricas levemente achatadas (acintadas); se presentan en niveles con gran número de individuos que se superponen e intersectan entre sí.

Se localizan en el contacto entre un nivel ortocuarcítico con uno pelítico y están formadas por areniscas cuarcíticas finas. No presentan ornamentación externa ni interna; es de destacar que el estado de preservación del material es muy bueno y que dicha ausencia de ornamentación no se debe a erosión ya que se encuentran en el plano basal de estratificación de niveles psamíticos y no expuestos a meteorización.

Sus dimensiones son: 0,5 a 2 cm de ancho; 10 a 20 cm de largo y 0,5 a 1,5 cm de espesor. Con respecto a las paredes de los individuos son muy delgadas, del orden de 1 mm de grosor.

Discusión: En el material estudiado, las trazas arenosas aparecen rodeadas por pelitas. Esta característica podría hacer que de un modo preliminar se atribuyera este icnofósil al género Planolites según la reevaluación realizada por Pemberton y Frey (1982). En ella se define Palaeophycus como una huella de excavación rellena con sedimentos idénticos a los de la matriz que los rodea, mientras que Planolites es una huella rellena con sedimentos diferentes a los de la roca de caja. Sin embargo esta característica constituye una consecuencia de que el relleno sea pasivo (Palaeophycus) o activo (Planolites).

El material encontrado no presenta ninguna evidencia de constituir un relleno activo y si bien es texturalmente más grueso y duro que la sedimentita que lo rodea, no debemos olvidar que el litosoma que porta las trazas es de naturaleza mixta, psamo-pelítico, con intercalaciones de dichos materiales.

En nuestro caso se interpreta que el rastro es dejado como huella de

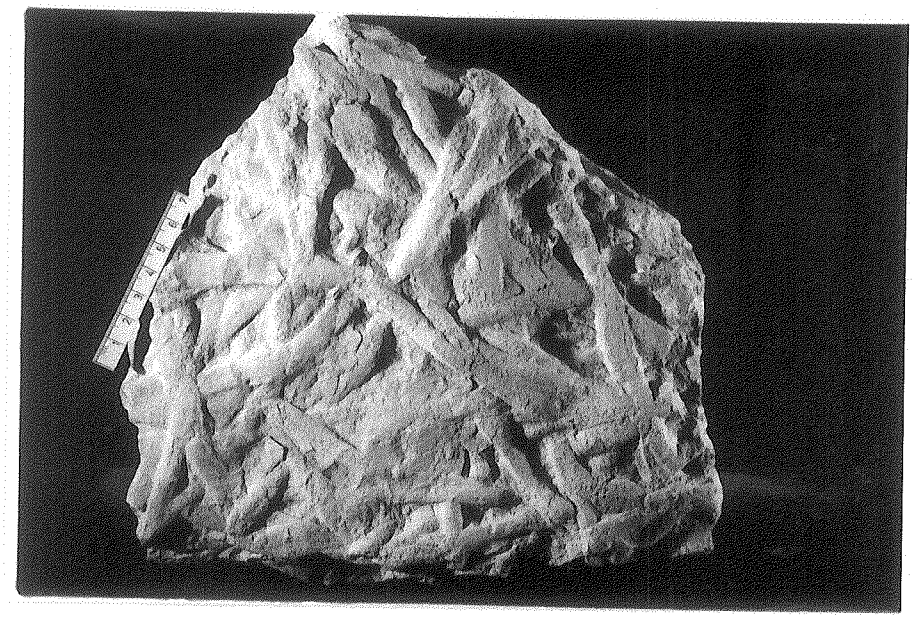


Foto 3.5. Palaeophycus tubularis (Colección Museo Ciencias Naturales de La Plata MLP 18.881).

morada en el material pelítico y que posteriormente se rellena en forma pasiva por material psamítico, al producirse un leve aumento en la energía del medio y la consecuente sedimentación de arenas. Al respecto Hallam (1975) acota que en sedimentos intercalados la composición litológica de Palaeophycus podría diferir de la de la roca circundante.

Clasificación etológica: Huella de morada (domichnia) (según Pemberton y Frey, 1982; Howard y Frey, 1984).

Localidad: cantera de Sierra de Los Padres (SP-5).

Asociación: nivel fuertemente bioturbado, se la encuentra junto a Arthrophycus, Plagiogmus, Didymaulichnus.

Antecedentes en Sierras Septentrionales: Hauthal (1896) ilustra un ejemplar de Palaeophycus tubularis asignándola con dudas a Palaeophycus beveleyensis Billings. Borrello (1966) describió para la Formación Balcarce, tres icnoespecies P. tubularis, P. gracilis Borrello, y P. vulgaris Borrello, de las cuales las dos últimas no son atribuidas a Palaeophycus por Pemberton y Frey (op. cit.) y son consideradas con dudas como restos inorgánicos. Poiré et. al. (1984) describieron Palaeophycus en la Formación Sierras Bayas de la región de Olavarría.

Rango cronoestratigráfico: Precámbrico-actual.

3.4. EDAD DE LA FORMACION BALCARCE.

3.4.1. Deducciones sobre la base del biocrón de sus icnogéneros.

De los icnogéneros descriptos para la Formación Balcarce, los materiales referidos a Cruziana, Arthrophycus y Plagiogmus, son los que revisten mayor importancia para definir la edad de la unidad en estudio.

En este sentido las distintas especies de Cruzianas mencionadas para la Formación Balcarce entre las que se puede mencionar Cruziana flexosa, Bo-

rrello, Cruziana furcífera, d'Orbigny (Alfaro, 1981), por la ornamentación que presentan son atribuibles al Ordovícico inferior.

Por su parte, el rango cronológico de Arthrophycus, según Häntzschel (1975) va desde el Ordovícico al Silúrico. Sin embargo, García-Ramos (1982) la menciona para el Cámbrico inferior y desde el Cámbrico superior al Silúrico inferior, además las cita desde el Cretácico al Terciario medio, sin embargo Häntzschel considera que estas referencias mesozoicas no son formas típicas.

Con respecto a Plagiogmus, es una traza que reviste gran impotancia por su reducido biocrón. Crimes (1975, tabla 7.1) lo incluye en una lista de 30 géneros de rango conocido y lo atribuye al Cámbrico inferior. Sin embargo es destacar que Crimes (com. pers., 1986) al examinar el material encontrado en la Sierra de Los Padres (MPL 18.882), lo consideró una forma más evolucionada que la de la Formación Arumbera, del centro de Australia, por lo cual bien podría ser una forma más joven.

En este sentido, Aceñolaza (1978) y Aceñolaza y Fernandez (1978) mencionaron a Plagiogmus y Phycodes para el Ordovícico (Tremadociano) de Jujuy. Asimismo, Fernandez y Lisiack (1984) describieron al icnogénero Plagiogmus para la Formación Azul Pampa, en la Quebrada de Humahuaca (Jujuy) y destacaron además la presencia en esta unidad de abundante fauna fósil correspondiente al Tremadociano inferior hasta el Arenigiano superior.

En síntesis, los materiales presentes en las Sierras Septentrionales atribuidos a Cruziana y Arthrophycus parecen asimilables a trazas características del Ordovícico inferior. Por otra parte, la aparición de Plagiogmus en el Noroeste de Argentina, está relacionada con depósitos del Tremadociano hasta el Arenigiano superior, y específicamente el material de Tandilia asignado a Plagiogmus sería una forma más evolucionada que las atribuidas al Cámbrico inferior.

3.4.2. Discusión sobre el límite Precámbrico-Cámbrico en las Sierras Septentrionales.

En las Sierras Septentrionales tendríamos una secuencia sedimentaria que atravesaría el límite Precámbrico-Cámbrico, como bien lo puntualizaron - Cingolani y Bonhomme (1982).

A nivel mundial no hay acuerdo sobre la ubicación real del límite Precámbrico-Cámbrico, aunque el Precambrian-Cambrian Boundary Working Group recomendó considerar al Vendiano como Precámbrico y al Tomotiano como Cámbrico (Cowie, 1978). Asimismo hay desacuerdo en cuanto a la ubicación de dicho límite por icnofósiles, algunos se inclinan por colocarlo debajo de las trazas fósiles de trilobites, mientras que otros lo sitúan debajo de cuerpos y trazas fósiles de metazoos (Frey y Seilacher, 1980).

Sin embargo existe el criterio de que las trazas fósiles pueden y deberían ser usadas para definir la base del sistema Cámbrico (Crimes, 1975). Esta evidencia fue utilizada, junto a otras de tipo estructural, litológicas, etc., por Amos et al. (1972) y Dalla Salda e Iñíguez (1978) al diferenciar en Tandilia dos ciclos sedimentarios, uno Precámbrico: Formación Sierras Bayas y otro Paleozoico: Formación Balcarce. El primero, con microfósiles del grupo Acritarca en niveles pelíticos (Cfr. Pothe de Baldis et al., 1983) y en el Miembro Dolomítico, estructuras algales (que son comparadas con estromatolitos del tipo 3 y 4 del Grupo Bambui del Brasil); mientras que el segundo ciclo está caracterizado por icnogéneros y problemáticos (para un mayor detalle se remite al lector a Poiré et al., 1984).

Debe agregarse que Marchese y Di Paola (1975b) no aceptaron este criterio de considerar, por la presencia de icnogéneros, una edad Paleozoica para las ortocuarcitas de Balcarce - Mar del Plata y remarcaron la ausencia de otro tipo de fósil -por ejemplo trilobites- diagnósticos inequívocos de una determinada edad; interpretaron entonces a la Formación Balcarce como una facies lateral de la Formación La Tinta de edad Precámbrica.

Es común que en secuencias que atraviesan el límite Precámbrico-Cámbrico se describa un perfil de bioturbación, que en la parte inferior presenta trazas de formas simples (que se asignan al Precámbrico), luego se pasa a niveles con gran abundancia y diversidad de trazas complejas (entre ambos se ubica el límite), para ser coronadas por encima con capas que contienen trilobites. Crimes (1975) considera que la preservación de estos trilobites es una cuestión fortuita ya que las trazas se encuentran comúnmente en sedimentitas clásticas silíceas que no constituyen el mejor medio para la preservación de cuerpos fósiles.

Si analizamos las trazas presentes en la secuencia sedimentaria de Tandilia, se debe destacar que en la Formación Sierras Bayas, si bien se observan icnogéneros, éstos no presentan la abundancia y diversidad de los de la Formación Balcarce (Poiré et. al. 1984). Este es un fenómeno mundialmente observado al cual hace referencia Glaessner (1969) al estudiar la Formación Arumbera de Australia. Asimismo, Young (1972) en el sureste de la Cordillera de Canadá encontró Didymaulichnus, Planolites y ¿ Chondrites, y los ubicó por debajo del límite Precámbrico - Cámbrico, mientras que dejó arriba a la Formación Midas -- que subyace a las capas con los primeros trilobites -- en la cual advierte un incremento en el número y variedad de las trazas. Por su parte, Banks (1970) en Noruega ubica el límite Precámbrico-Cámbrico dentro de la Formación Stappogieddle (Grupo Vestartana); deja para el Precámbrico perforaciones verticales simples y por encima del límite una gran variedad de perforaciones horizontales y verticales. Mucho más amplia podría ser la nómina de autores que han encontrado en diferentes sucesiones similares situaciones, aquí sólo se han mencionado algunos a modo de ejemplo, para una discusión más completa se remite al lector a Crimes y Germs (1982).

El incremento en la diversidad y complejidad de las trazas fósiles a través del tiempo, no parece suscitar discusiones en cuanto a su existencia, como se puede apreciar en la Fig. 3.2 , en la cual se plotea la primera aparición de los principales icnogéneros en el registro en forma de curva acumulativa con respecto a los períodos del Precámbrico al Terciario.

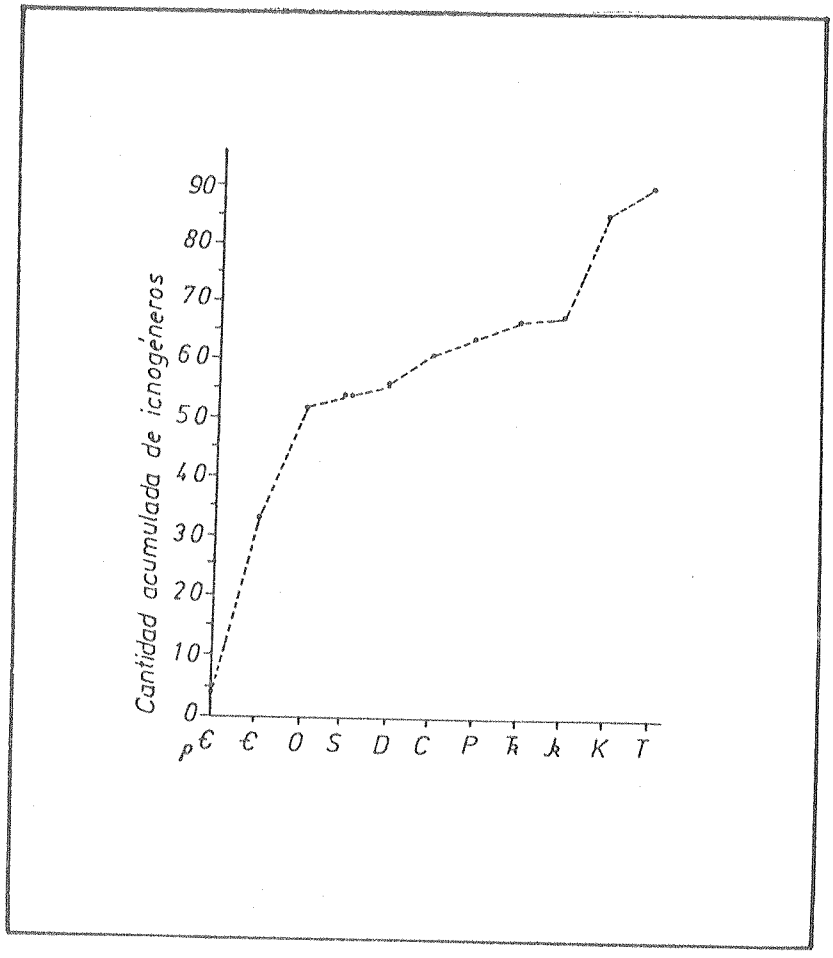


Fig. 3.2. Primera aparición de los principales icnogéneros en el registro estratigráfico. En él se observa el incremento de trazas durante el Cámbrico y Ordovícico con respecto al Precámbrico. (Extractado de Frey y Seilacher, 1980).

Sin embargo hay discrepancias entre los diferentes autores en cuanto a si dicha diversidad y complejidad se produce en forma súbdita o forma parte de un proceso evolutivo progresivo, lento y largo. Al respecto Seilacher (fide Glaessner, 1969) fue el primero en sostener que a comienzos del Cámbrico se produjo una diferenciación rápida de organismos bentónicos de cuerpo blando; asimismo Banks (op. cit.) concluye que las trazas proveen evidencias de un incremento abrupto en el número y complejidad de anélidos, artrópodos y moluscos. Del mismo modo Crimes (1975) considera que la distribución de trazas y cuerpos fósiles de trilobites podría ser explicada por una evolución rápida en el Precámbrico tardío o en el Cámbrico temprano, con el desarrollo de formas de cuerpos blandos y posteriormente duros.

Algunos autores han observado que esta variación vertical de las trazas estaría relacionada -al menos en parte- con una variación en las facies sedimentarias (Crimes et al., 1977). Sin embargo esta dependencia, puede ser reconocida y evaluada en las sucesiones sedimentarias y en todo caso llegar a compensar su efecto al estudiar la posible ubicación del límite Precámbrico - Cámbrico, como bien lo reconocieron Frey y Seilacher (1980).

Al analizar la secuencia de las Sierras Septentrionales observamos que las trazas descriptas para la Formación Sierras Bayas están contenidas en "arenitas cuarzosas", atribuidas a un ambiente sublitoral (Poiré et al., 1984) mientras que las de la Formación Balcarce se encuentran, en su gran mayoría, en sedimentitas heterolíticas de intermarea. Por lo tanto la diferencia en la cantidad y diversidad de trazas fósiles no sería atribuible a la variación facial ya que el ambiente de submarea se encuentra caracterizado por estar afectado por una abundante bioturbación (Dörjes y Hertweck, 1975).

Por otro lado debemos tener en cuenta el grado de preservación de las trazas fósiles, que en ambientes de alta energía es escasa o nula, mientras que en medios con baja energía dicho potencial es mucho mayor. En este sentido las facies de arenitas cuarzosas, en artesas de la Formación Sierras Bayas, portadoras de las trazas fósiles, representan un ambiente de energía mayor que las facies mixtas psamítico-pelíticas de la Formación Balcarce y por lo tanto la

preservación podría ser -al menos en parte- una de las causas de la diferencia en el contenido de icnofósiles de una y otra formación. Sin embargo, otros niveles de la Formación Sierras Bayas, como las facies de psamitas y pelitas varicolores del Miembro Psamopelitas o las facies de arenitas cuarzosas ondulíticas del Miembro Cuarcitas Superiores fueron formadas bajo un nivel de energía moderado, lo cual debería haber permitido una mayor preservación y pese a ello las trazas descriptas son poco numerosas (Cfr. Poiré et al., op. cit.).

3.4.3. Edad de la Formación Balcarce según dataciones radimétricas y correlaciones con otras unidades.

Con respecto a las dataciones radimétricas, tenemos por lado las dataciones de la diagénesis tardía de la fracción arcilla de la secuencia sedimentaria (Bonhomme y Cingolani, 1980; Cingolani y Bonhomme, 1982) que dan para la Formación Sierras Bayas de la zona de Olavarría-Sierras Bayas una edad Rb-Sr de 769 ± 12 m.a., es decir que corresponden al Proterozoico alto o a una edad Ripheana alta. En la zona de Balcarce - Mar del Plata dichos autores obtuvieron una edad K-Ar para la Formación Punta Mogotes (que infrayace a la Formación Balcarce) de 600 m.a., la que corresponde a la fase tectonometamórfica principal del ciclo orogénico Brasiliano. Con respecto a la Formación Balcarce analizaron muestras de su equivalente lateral (Formación Las Aguilas) en la zona de Barker - San Manuel, obteniendo un diagrama isocrónico disperso que no pudo ser utilizado para calcular la edad, lo que fue tomado como un argumento a favor del origen detrítico de la fracción arcillosa.

Por otro lado, se cuenta con la datación K-Ar de un dique básico que intruye a la Formación Balcarce en la Sierra de Barrientos, en forma subhorizontal y paralela a la estratificación, datado en 450-498 m.a. (Rapela et al., 1974).

En síntesis, la Formación Balcarce tendría una edad radimétrica inferior a los 600 m.a. y superior a los 450-498 m.a., que corresponde a una ubica-

ción cronológica entre el Cámbrico y el Ordovícico inferior, como lo postularon Rapela et al. (op. cit.) y que sería coherente con el rango cronológico de la asociación de trazas presentes en dicha unidad: Cambro-Ordovícica.

La Formación Balcarce ha sido correlacionada por Dalla Salda (1979, 1982) con el Miembro Cuarcitas Nasep del Subgrupo Schwarzrand del Grupo Nama; este autor considera que habría existido una cuenca común africano-argentina que se extendió entre 700-500 m.a., depositándose el Grupo Nama en Africa y el Grupo La Tinta en Argentina.

La edad del Miembro Cuarcitas Nasep podría ser Vendiano o Tomotiana, mientras que la sección superior del subgrupo Schwarzrand sería Cámbrica (Crimes y Germs, 1982).

Por otra parte recientemente ha sido descripta, en la zona de Balcarce, una secuencia diamíctica (Spalletti y del Valle, 1984) que se encuentra encima del basamento granitoide y por debajo de la Formación Balcarce. Dichos autores la interpretan como formada por acción glacial en un ambiente marino cercano a la costa y sugirieron, sobre la base de evidencias estratigráficas y paleomagnéticas, que se habrían depositado durante el Vendiano o Infracámbrico. De esta manera estas acuatillitas y glaciomarinitas podrían formar parte del segundo y más joven de los episodios glaciales principales diferenciados durante el Proterozoico por Bonhomme y Bertrand-Sarfati (1982) que se habría desarrollado entre los 600 y 700 m.a. y que estaría muy bien representado en el oeste de Africa. Indudablemente, la Formación Balcarce se depositó con posterioridad a este evento glacial que afectó al continente Gondwánico.

Conclusión:

En síntesis, después de analizar el biocrón de los icnogéneros, las dataciones radimétricas, y las correlaciones estratigráficas se puede concluir:

a) la gran abundancia y variedad de icnogéneros de la Formación Balcarce que contrasta con la reducida cantidad y diversidad de trazas presentes

en la Formación Sierras Bayas, sustentarían la idea de ubicar a la Formación Balcarce en el Paleozoico inferior, por encima del límite Precámbrico - Cámbrico.

b) la asociación de icnogéneros presentes en la Formación Balcarce permitirían asignarla al Ordovícico inferior, lo cual sería coherente con las dataciones radimétricas existentes.

3.5 CONSIDERACIONES PALEOAMBIENTALES.

Según Seilacher (1967) una traza fósil refleja el comportamiento de un organismo adaptado a condiciones ambientales específicas. De esta manera una asociación particular de trazas fósiles puede llegar a ser característica de un ambiente sedimentario dado. Tales ambientes quedan definidos por parámetros tales como: temperatura, tipo de sustrato, aporte de nutrientes, gradiente energético (intensidad de olas o de corrientes), salinidad, cantidad de oxígeno, etc.

En ambientes marinos, se puede decir de manera general que estos factores que controlan la cantidad y distribución de los organismos que generan las trazas, varían con la profundidad. Este concepto permitió a Seilacher (1967) diferenciar seis asociaciones típicas o icnofaciales sobre la base de una escala batimétrica relativa, que ha sido modificada por Frey y Seilacher (1980) introduciendo una asociación más.

De acuerdo a esta clasificación, la asociación presente en la Formación Balcarce correspondería a la icnofacies Cruziana, como ya lo puntualizara Aceñolaza (1978), sobre la base de las descripciones realizadas por Borrello (1966). Frey y Seilacher (1980) caracterizaron a esta icnofacies por la abundancia de huellas de arrastre, tanto epigénicas como endogénicas y de huellas de excavación en U con disposición oblicua. Correspondería a un ambiente sublitoral somero, fuera del alcance o por debajo del nivel de base del oleaje normal y por encima del de tempestad, y con energía moderada a relativamente baja.

Los sedimentos característicos son alternancia de arenas bien seleccionadas con arenas arcillosas y capas pelíticas, o sea, sedimentación apreciable aunque no necesariamente rápida. Se trata de un ambiente deposicional muy amplio que incluye: estuarios, bahías, albúferas, plataformas continentales y taludes de mares epíricos.

Con excepción de Cochlichnus y en algunos casos Didymaulichnus, los restantes icnogéneros descriptos se han encontrado en sucesiones mixtas, es decir, pelitas y areniscas alternantes con estructuras mecánicas: flaser, ondulosa y lenticular, en las cuales se observa una intensa bioturbación. Se trata de un ambiente marino somero, en el que alternan períodos de sedimentación bajo el influjo de corrientes que son responsables de los bancos de areniscas, con períodos de quietud durante los que se depositan los niveles pelíticos. El régimen de sedimentación es bajo y alternante, lo cual permite una intensa actividad biológica sobre todo en los términos más finos, los que son poblados por abundantes invertebrados de cuerpo blando, que viven sobre o dentro del sustrato y que no se conservan en sí mismos por carecer de partes duras; sí, en cambio, sus pistas, huellas o excavaciones (Rhoads, 1975) que luego se rellenan pasivamente, con la arena depositada bajo la acción de corrientes, preservándose como hiporelieves.

Según Seilacher (1978) el grado de diversidad en icnocenosis marinas someras no parece haber variado, en sus rasgos principales, desde el comienzo del Cámbrico en adelante. De tal manera que las conclusiones sobre icnocenosis de distintos ambientes marinos someros actuales a las que arriban Dörjes y Hertwck (1975) en el Mar del Norte, Mar Mediterráneo y la costa atlántica de E.E.U.U. pueden resultar de utilidad.

Dichos autores pudieron extractar, pese a las diferencias entre los distintos lugares analizados, un modelo de zonación de organismos bentónicos. Así, la zona supralitoral se caracteriza por muy pocas especies marinas y terrestres, con relativamente pocos individuos. La zona eulitoral que se desarrolla entre el nivel de alta y baja marea, se caracteriza porque pocas especies se adaptan a un ambiente de condiciones mecánicas tan rigurosas por la influencia de mareas

y olas , con períodos alternantes de sumersión y exposición aérea, pero la cantidad de individuos es muy grande. Con respecto a la zona sublitoral, que se desarrolla por debajo del nivel de marea baja, se reconocen tres subzonas: 1) la sublitoral alta que se extiende hasta el nivel base de olas, en el que si bien se incrementa el número de especies debido a la permanente sumersión, el número de individuos es muy reducido como consecuencia del fuerte trabajo que sufren los sedimentos por acción de las olas y corrientes de surf; 2) la sublitoral media que se extiende entre el nivel de base de ola y el límite de transporte tractivo de sedimentos, y en la que el número de especies y de individuos alcanza un máximo debido a que el retrabajo de sedimentos es insignificante y el aporte de alimentos es alto; 3) la subzona sublitoral baja que se extiende hasta el talud y se caracteriza por el decrecimiento en el número de especies e individuos como consecuencia de la disminución en la cantidad de alimentos.

Para la Formación Balcarce, sobre la base del estudio de sus estructuras mecánicas, se ha determinado depósitos de submarea y de intermarea. Los primeros están caracterizados por ortocuarcitas medianas a gruesas con estratificación entrecruzada planar (en algunos casos bipolar), producto de la migración de ondas de arena, con escasa bioturbación, reducida variedad y número de trazas (sólo se reconoció Didymaulichnus). Los depósitos de intermarea con sedimentitas que muestran variadas estructuras, están conformados por areniscas cuarcíticas con estructura entrecruzada planar, similares a las de submarea, que corresponderían a un ambiente de planicie arenosa de intermarea, con muy baja bioturbación y que denota un nivel de energía equivalente al de submarea (o sublitoral) alta. También se encuentran niveles alternantes de areniscas y pelitas con estructuras flaser, ondulosa hasta lenticular, con bioturbación muy intensa, que corresponden a una planicie mixta de intermarea donde impera un nivel de energía reiativo notoriamente inferior al de los ambientes anteriormente mencionados y de ahí el incremento en sus trazas fósiles.

Reineck (1975) estudió un ambiente actual (Mar del Norte, frente a Alemania) influenciado por mareas cuyo rango tidal es coincidente con el determinado para la Formación Balcarce, 4,20 m (ver capítulo 7.7) y con

el cual muestra notorias equivalencias. Describió una zona subtidal caracterizada por megaóndulas y estratificación entrecruzada de pequeña escala que muestran orientaciones bipolares de corrientes, con bioturbación baja y una zona intertidal con estratificación entrecruzada de pequeña escala y capas con estructuras flaser, ondulosa y lenticular que están fuertemente bioturbadas, correspondiendo la mayoría de los organismos a la infauna. Según este autor, las marcas de la superficie y las impresiones están controladas por las condiciones climáticas, ya que durante períodos de tormenta las planicies intertidales muestran lecho plano, mientras que en condiciones de buen tiempo hay abundantes óndulas de corrientes y las huellas de los organismos están bien desarrolladas.

Si bien entonces, es válida la generalización realizada por García - Ramos (1982) de que en zonas sublitorales las trazas tienden a ser de trazado horizontal, mientras que en zonas litorales, de intermarea, con fondos inestables y de alta energía, es frecuente la existencia de trazas verticales; la llamativa coherencia entre las observaciones de ambientes actuales hechas por Reineck y las de las sedimentitas de la Formación Balcarce nos indican que dicha generalización no debe ser excluyente y - por el contrario - es posible que los niveles con trazas descriptos sean de intermarea.

Esta relatividad de la batimetría deducida sobre la base de las trazas fósiles es reconocida también por Frey y Seilacher (1980: 196) y por Crimes (1970: 103); este último autor menciona en forma especial la sedimentación marina en aguas someras ya que es un ambiente en el cual se producen condiciones hidrodinámicas, sustratos y por lo tanto organismos comúnmente asociados a profundidades mayores.

CAPITULO 4

FACIES DE LA FORMACION BALCARCE

4.1. CONCEPTO DE FACIES SEDIMENTARIA

4.2. DESCRIPCION E INTERPRETACION DE LAS FACIES DE LA FORMACION BALCARCE..

4.2.1. FACIES PSAMITICAS.

Ps-1. Subfacies de Psamitas con estratificación entrecruzada.

Ps-2. Subfacies de Psamitas con estratificación curvada (hummocky).

4.2.2. FACIES HETEROLITICAS.

Ht-1. Subfacies heterolítica con predominio de pelitas.

Ht-2. Subfacies heterolítica con predominio de arenitas.

Ht-3. Subfacies mixta de pelitas-arenitas ondulíticas y psamitas con estratificación entrecruzada.

4.2.3. FACIES CONGLOMERADICA.

G-1. Subfacies de conglomerados mantiformes.

G-2. Subfacies de conglomerados de la base de cuerpos psamíticos.

4.3. ASOCIACIONES DE FACIES DE LA FORMACION BALCARCE.

CAPITULO 4

FACIES DE LA FORMACION BALCARCE.

4.1. Concepto de facies sedimentaria.

El significado del término facies ha sido muy debatido desde su introducción por Gressly (1838) y un análisis de las distintas acepciones utilizadas a través del tiempo fue realizado por Krumbein y Sloss (1963). Recientemente numerosos autores de libros de ambientes sedimentarios y modelos de facies han dedicado un capítulo o parte de él para esclarecer dicho concepto (Cf. Walker, 1979, 1986; Leeder, 1982; Reading, 1978, 1986; Spalletti, 1980; Harms et al., 1982; Miall, 1984).

En el presente trabajo, se considera facies a un cuerpo de roca con características específicas (color, estratificación, composición, textura, fósiles, estructura sedimentaria, etc.) formado bajo ciertas condiciones de sedimentación, reflejando un particular proceso o ambiente de depositación (Reading, 1978).

En este sentido resulta ilustrativa la idea de asociar a las facies de una secuencia estratigráfica con "bloques básicos de construcción" que son definidos como cuerpos homogéneos de rocas que difieren de otros cuerpos de roca adyacentes, vertical y lateralmente por sus características físicas, biológicas o químicas (Harms et al. 1982).

El concepto así concebido, sería de una facies descriptiva, que puede ser reconocida por criterios objetivos en el campo y que permite inferir procesos físicos, biológicos o químicos para su interpretación.

Se considera que al describir una facies por las características más distintivas, por ejemplo, arenita cuarzosa con estratificación entrecruzada en artesa, se puede inferir un proceso de formación: transporte tractivo por mi-

gración de dunas (3 D) en régimen bajo, fase megaóndula y que el ambiente podrá ser determinado de acuerdo a la asociación de facies presentes, y con el aporte valiosísimo de los tipos de cuerpos sedimentarios presentes.

Este concepto de facies fue usado por Reading (1978, 1986), Spalletti (1980), Harms et al. (1982) entre otros, en contraposición con un sentido genético de las facies en el cual se la identifica con un proceso de formación (ej. facies turbidíticas o a un ambiente depositacional (ej. facies marinas someras).

En la interpretación de las facies y la formulación de un modelo de depositación resulta de suma utilidad, como se mencionó con anterioridad la consideración de asociaciones de facies. Esto es particularmente así porque una determinada facies puede haberse formado en distintos ambientes pero al analizarla dentro de una asociación, se puede alcanzar un grado de certeza mucho mayor en su diagnosis.

Una asociación de facies es un grupo de facies que se encuentran juntas y que están relacionadas genética o ambientalmente (Reading, 1978). En este sentido, Mutti y Ricci Lucchi (1975) consideraron que una asociación de facies es la expresión espacial preservada de un ambiente de depositación.

4.2. DESCRIPCION E INTERPRETACION DE LAS FACIES DE LA FORMACION BALCARCE.

En la Formación Balcarce se han diferenciado tres facies sobre la base de su granulometría predominante: facies psamíticas, facies heterolíticas y facies conglomerádicas (ver cuadro 4.1).

Dentro de la facies psamítica, que es la más conspicua por constituír el 70% de la secuencia, se han reconocido dos subfacies, a partir de sus estructuras sedimentarias: Ps-1: Psamitas con estratificación entrecruzada (90% de frecuencia) y Ps-2: Psamitas con estratificación curvada (hummocky) (10% de frecuencia).

La facies heterolítica representa un 20% de la secuencia y en ella se

CUADRO 4.1. FACIES FORMACION BALCARCE

FACIES	SUBFACIES	MECANISMO DE TRANSPORTE	TIPO DE DEPOSITO	AMBIENTE DE DEPOSITACION
Psamíticas (Ps)	Ps 1: Psamitas con estratificación entrecruzada	Corrientes tractivas Bajo régimen de flujo Fase de megaóndula	Buen tiempo	Planicie arenosa de submarea y/o intermarea baja
	Ps 2: Psamitas con estratificación curvada	Corrientes oscilatorias + flujo unidireccional	Tormenta	Submarea - Intermarea
Heterolíticas (Ht)	Ht 1: Heterolítica con predominio de pelitas	Depositación desde suspensiones acueas - Saltuarios depósitos tractivos.	Buen Tiempo	Planicie fangosa de intermarea alta
	Ht 2: Heterolítica con predominio de arenitas	Alternancia de corrientes tractivas flujo de bajo régimen, fase óndula y aguas quietas, decantación de material fino.	Buen tiempo	Planicie mixta de intermarea media
	Ht 3: Mixta de pelita-arenitas ondulíticas y arenitas con estratificación entrecruzada.	Alternan períodos de quietud con otros de mayor E, flujo de bajo régimen, fase óndula hasta megaóndula.	Buen tiempo	Planicie mixta de intermarea media a baja
Conglomerádica (Cg)	Cg 1: Conglomerados mantiformes	Flujos oscilatrorios + corriente unidireccional. Tractivo	Tormenta	Submarea - Intermarea
	Cg 2: Conglomerado de la base de cuerpos psamíticos	Tractivo - Alta Energía	Post-tormenta	Planicie arenosa de submarea e intermarea

han diferenciado tres subfacies, por su contenido en arcillas, estructuras sedimentarias y modo de yacencia: Ht-1: heterolítica con predominio de pelitas, Ht-2: heterolítica con predominio de arenitas; Ht-3: mixta de pelitas-arenitas ondulíticas y psamitas con estratificación entrecruzada.

Con respecto a la facies conglomerádica (10% de frecuencia) se han reconocido dos subfacies sobre la base de su posición en la secuencia y características de yacencia: Cg-1: subfacies de conglomerados mantiformes y Cg-2: subfacies de conglomerados de la base de cuerpos psamíticos.

4.2.1- FACIES PSAMITICA.

Esta facies se caracteriza por constituír el 70 al 90% de las sucesiones estratigráficas relevadas.

Texturalmente, el 90 al 100% de las sedimentitas que la integran son arenitas y específicamente prevalecen las granulometrías finas a medianas. Se caracterizan por su buena selección, si bien presentan clastos dispersos de un tamaño (granos gruesos hasta gránulos) mayor al resto de la psamita. Con respecto a la matriz, su presencia es escasa y está constituída por argilominerales principalmente del tipo de la caolinita y la illita.

Composicionalmente, muestran un alto grado de madurez y según Dott (1964) serían arenitas cuarzosas. Es común que estas rocas estén muy cementadas por sílice, que crece en continuidad óptica con los clastos (crecimiento secundario), oscureciendo el redondeamiento y tamaño original de los granos. También constituyen estas sedimentitas clastos de minerales pesados en una proporción que no supera el 1 a 2% del volumen total.

Esta facies se presenta en estratos de 0,30 a 1,50 m de potencia, excepcionalmente superan los 2 metros.

Como se mencionara, esta facies se ha dividido según su estratificación interna, en dos subfacies: psamitas con estratificación entrecruzada y psamitas con estratificación curvada.

Ps-1. Subfacies de psamitas con estratificación entrecruzada.

Esta subfacies es la más característica y frecuente en las columnas relevadas en la Formación Balcarce. Está representada por arenitas cuarzosas que presentan estratificación entrecruzada. La estructura más conspicua es la entrecruzada planar o tangencial, aunque con menor asiduidad también están presentes estratos con estratificación entrecruzada en artesas y en hueso de arenque. Asimismo, se pueden diferenciar en forma muy subordinada algunas capas con estratificación paralela. Cualquiera sea el tipo de estratificación presente, es frecuente observar gradación particularmente normal, tanto de los estratos como de las capas frontales en las unidades entrecruzadas.

Esta subfacies se presenta como cosets formados por unidades de 10 cm de espesor, hasta estratos entrecruzados de gran escala del orden de los 2 m. Sin embargo, los más frecuentes son los de 30 cm a 1 m de potencia.

Estos estratos se disponen conformando cuerpos sedimentarios (ver Capítulo 5) cuya morfología más conspicua es cóncava-convexa o plano-convexa, aunque en forma subordinada aparecen formas cóncavo-planas.

Internamente estos cuerpos presentan superficies de delimitación de distintos órdenes, siendo especialmente significativas las de 3º orden que se asimilan a las superficies de reactivación (Klein, 1970b; Reading, 1978) o superficies pausa (Boersma y Terwindt, 1981). Niveles de material fino (pelítico) se presentan a modo de tapiz sobre estas superficies de delimitación y también sobre algunas capas frontales.

Es de destacar que se incluyen en esta subfacies determinadas secuencias sabulíticas y conglomerádicas finas que aparecen saltuariamente en la Formación Balcarce y que presentan estratificación entrecruzada planar. Se ha seguido este criterio porque a pesar de su diferente granulometría -que está representando un nivel de energía superior en el medio- se evidencia un mismo agente y proceso depositante.

Paleocorrientes:

La profusión de estratos con estratificación entrecruzada planar presentes en la facies psamítica ha permitido realizar un minucioso estudio de las

paleocorrientes imperantes en el ambiente de depositación de la Formación Balcarce. Específicamente se utilizaron los datos de rumbo de buzamiento e inclinación de las capas frontales de la estratificación entrecruzada.

La orientación de los datos ubicados en los perfiles verticales "tipo Selley", en particular los de la cantera Dazeo y del Puerto (ver Fig. 2.4 a 2.11), permiten definir dos orientaciones contrapuestas, una hacia el noroeste y otra hacia el suroeste. Además, al observar los perfiles surge claramente una subpoblación compuesta por estratos cuyas capas frontales buzan netamente hacia el oeste.

Por otra parte, el diagrama circular del total de las mediciones realizadas en las diferentes localidades relevadas (Fig. 4.1) revela una distribución polimodal, con moda principal en N 235 y que demuestra una gran dispersión de valores de casi 180º en el sector oeste, contraponiéndose a escasos datos orientados hacia el este.

Se ha deducido que los materiales que constituyen la Formación Balcarce fueron movilizados como carga de lecho y suspensiones por corrientes contrapuestas de mareas cuya existencia ha sido determinada por distintas evidencias sedimentológicas (ver Capítulo 7.3). Se interpreta que dichas corrientes tendrían orientaciones aproximadas norte-sur y corresponderían a las medias regionales N 344 y N 209 (ver método de cálculo en el Capítulo 2). La primera de las corrientes mencionadas se atribuye a flood o entrada de marea y representa el 20,2% de las mediciones realizadas, mientras que la dirigida hacia el sur correspondería a la corriente ebb o merma de marea y constituye el 40,8% del total de mediciones.

Con respecto a la fuerte componente hacia el oeste, representa el 37,6% de las mediciones, podría atribuírse a corrientes costeras longitudinales de gran magnitud e importancia ya que se puede advertir su influencia aún cuando las corrientes de marea son predominantes. Esto se ve claramente al analizar las medias de las clases norte y sur para cada localidad (Cuadro 2.3 y Fig. 2.2) ya que presentan una orientación suroeste y noroeste respectivamente mientras que en la clase este sólo se encuentran un 1,34% de las mediciones.

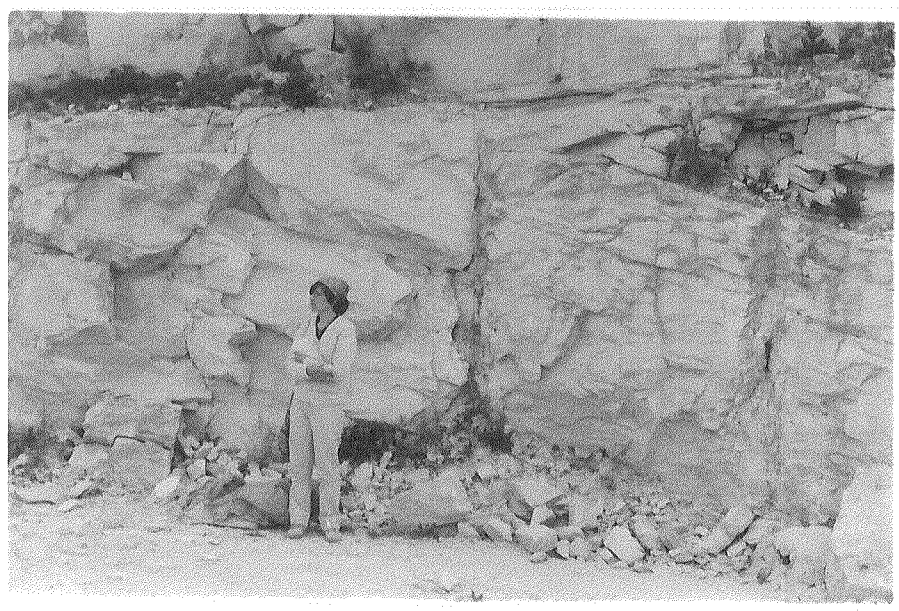


Foto 4.1. Subfacies psamitas con estratificación entrecruzada (planar), de tipo unidireccional.

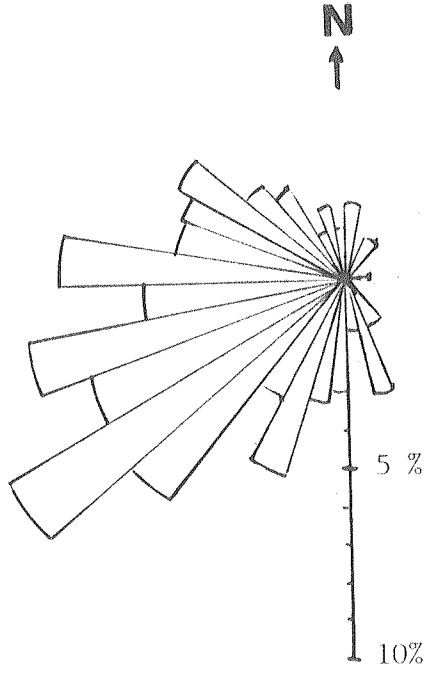


Fig. 4.1. Diagrama circular del total de las mediciones de estratificación entrecruzada (n = 222).

Discusión:

Se puede decir, en forma general que los depósitos de la Formación Balcarce son unimodales (Foto 4.1) aunque un 7,6% de ellos presenta estratificación en hueso de arenque (herringbone) (Foto 4.2). No obstante es común la presencia de estratos superpuestos con orientaciones opuestas (Foto 4.3), como se puede observar en los perfiles (Figs. 2.4 y 2.11). Esta variación llega a ser de hasta 180°, aunque son frecuentes diferencias angulares menores (aproximadamente 110°).

La unimodalidad de los estratos no representa por sí misma una prueba negativa con respecto a la génesis tidal de un depósito; por el contrario, en presencia de otras evidencias a favor del origen tidal (véase Capítulo 7.3), estaría indicando una marcada asimetría de las corrientes de marea, por la cual las dunas y ondas de arena se mueven sólo en la dirección de la marea dominante (Cf. Klein, 1970a; Allen, 1984). Por su parte, la corriente contrapuesta sólo produciría un evento destructivo que se manifiesta en modificaciones, sobre todo redondeamiento de la forma de lecho originada por la marea predominante y que se manifiesta en el registro geológico como superficies de reactivación . (ver Capítulo 5.3).

En otros casos, la corriente subordinada puede dejar un depósito de material retrabajado, contrapuesto, que se habría ocasionado por la migración de formas de lecho de menor envergadura, en fase óndula de bajo régimen de flujo; sin embargo, como éste se forma en la parte alta de la forma de lecho, puede no ser preservado (Hine, 1977).

Vale destacar, sin embargo, que cuando se forman niveles con estructura en hueso de arenque, tanto la corriente de flujo como la de reflujo poseen poder depositante con lo cual ambos eventos quedan registrados.

Algunos autores como Boothroyd y Hubbard (1975), relacionan la uni o bimodalidad de los estratos con el tipo de forma de lecho y encuentran una relación positiva entre la presencia de dunas en las áreas con equigualdad en el poder de las corrientes de marea que dan origen a estructuras bipolares-bimodales, mientras que en áreas con una marea predominante que ocasionan estruc-



Foto 4.2. Subfacies psamitas con estratificación entrecruzada con estructura en hueso de arenque. Cantera del Puerto (DE.10).

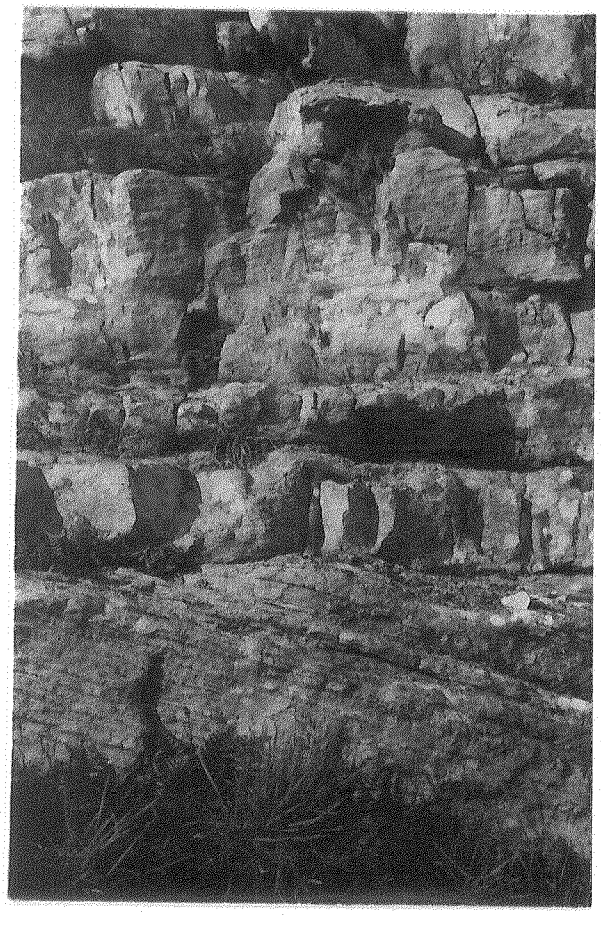


Foto 4.3. Sección vertical que muestra estratos superpuestos de la subfacies psamitas con estratificación entrecruzada con orientaciones opuestas de las capas frontales. Sa. La Brava (BR.13-BR.18).

turas unidireccionales prevalecerían las ondas de arena. En este sentido, hay coincidencias con lo observado en la Formación Balcarce, donde la estructura más conspicua es la estratificación entrecruzada planar que se produce por migración de ondas de arena (Cf. Harms et al. 1975, 1982) y asimismo hay una preponderancia de estratos unimodales, lo cual corroboraría la asimetría de las mareas por largos períodos durante la depositación en el área de estudio.

Por otra parte, la unidireccionalidad de la estratificación entrecruzada podría ser consecuencia de la existencia de canales tidales y áreas preferenciales donde se encauzan corrientes de entrada o de merma de mareas en forma excluyente (Cf. Klein, 1970; Caston, 1972; Reading, 1978; Spalletti, 1980). En este sentido mediciones de corrientes realizadas en ambientes actuales por Boersma y Terwindt (1981) han demostrado que para una misma barra arenosa y en lugares próximos entre sí, las velocidades medias de las corrientes sufren notables diferencias durante un ciclo tidal, originando algunas áreas donde predomina la entrada y en otras la salida de marea.

Sin embargo es de destacar, la presencia de estratos superpuestos con orientaciones contrarias (Foto 4.3). Cada uno de los estratos unidireccionales serían el producto de una migración de formas de lecho en una dirección preferencial durante cortos períodos de tiempo.

Al respecto se coincide con Level (1980) en interpretar que la presencia de estratos unidireccionales contrapuestos en un perfil vertical representa la historia de un lugar a través del tiempo, con su respectiva sucesión de barras en las que tienen representación ambas corrientes tidales.

Interpretación de la subfacies de psamitas con estratificación entrecruzada.

Esta es la subfacies que aporta la mayoría de las evidencias que, analizadas en conjunto, conducen a deducir para la Formación Balcarce un ambiente dominado por mareas (ver Capítulo 7.3). Entre ellas se puede destacar: la característica forma de paquetes sigmoidales de la estratificación, las superficies de delimitación de 3º orden (superficies de reactivación), la estratificación en hueso de arenque, la orientación contrapuesta de las capas frontales de distintos es-

tratos en las columnas estratigráficas verticales, las láminas de arcilla que tapizan las capas frontales y las superficies de delimitación.

Se ha interpretado que esta subfacies representa depositación por efecto de megaóndulas migratorias en la planicie intertidal baja y subtidal. Se trataría primordialmente de ondas de arena (2 D) que producirían al migrar estratificación entrecruzada planar y tangencial; no obstante, en algunos sectores o subordinadamente se habrían desarrollado dunas (3 D) que dejarían como evidencia estratificación en artesa (Cf. Harms et al. 1975, 1982).

Para la granulometría media de esta subfacies, 2,30 ϕ (Cf. Capítulo 6.3), las corrientes que las transportaron habrían alcanzado valores entre 55 y 80 cm/seg para la migración de megaóndulas a profundidades de flujo de 0,20m. Sin embargo, es de destacar que a mayores profundidades, estos valores se ven incrementados, de tal manera que para 20 m, el campo de estabilidad de las megaóndulas se produciría a velocidades entre 100 y 150 cm/seg (Fig.4.2).

Con relación a la profundidad de generación, ésta sería muy variable y en forma general se podría decir que los sets y estratos de menores espesores se habrían formado en áreas de profundidad relativamente escasa, de intermarea baja o submarea alta, mientras que los de mayores potencias (mayor a 1 m) estarían indicando zonas más profundas (de submarea) con formas de lecho de mayor estabilidad a través del tiempo.

Durante los períodos de aguas quietas, tanto en pleamar como en bajamar, se habría producido la depositación del material pelítico que era transportado en suspensión y que se presenta como tapiz tanto de las capas frontales como de las superficies de delimitación.

La presencia de capas frontales con estructura interna gradada normal podría ser el resultado de la variación (declinación) en las velocidades de las corrientes de marea durante un evento unitario de entrante o merma de marea. Con todo, Smith (1972) explicó esta gradación aludiendo a avalanchas en pulsos por la cara de sotavento de la onda de arena, de sedimentos previamente seleccionados por óndulas migratorias que ascienden por la rampa de dicha megaóndula.

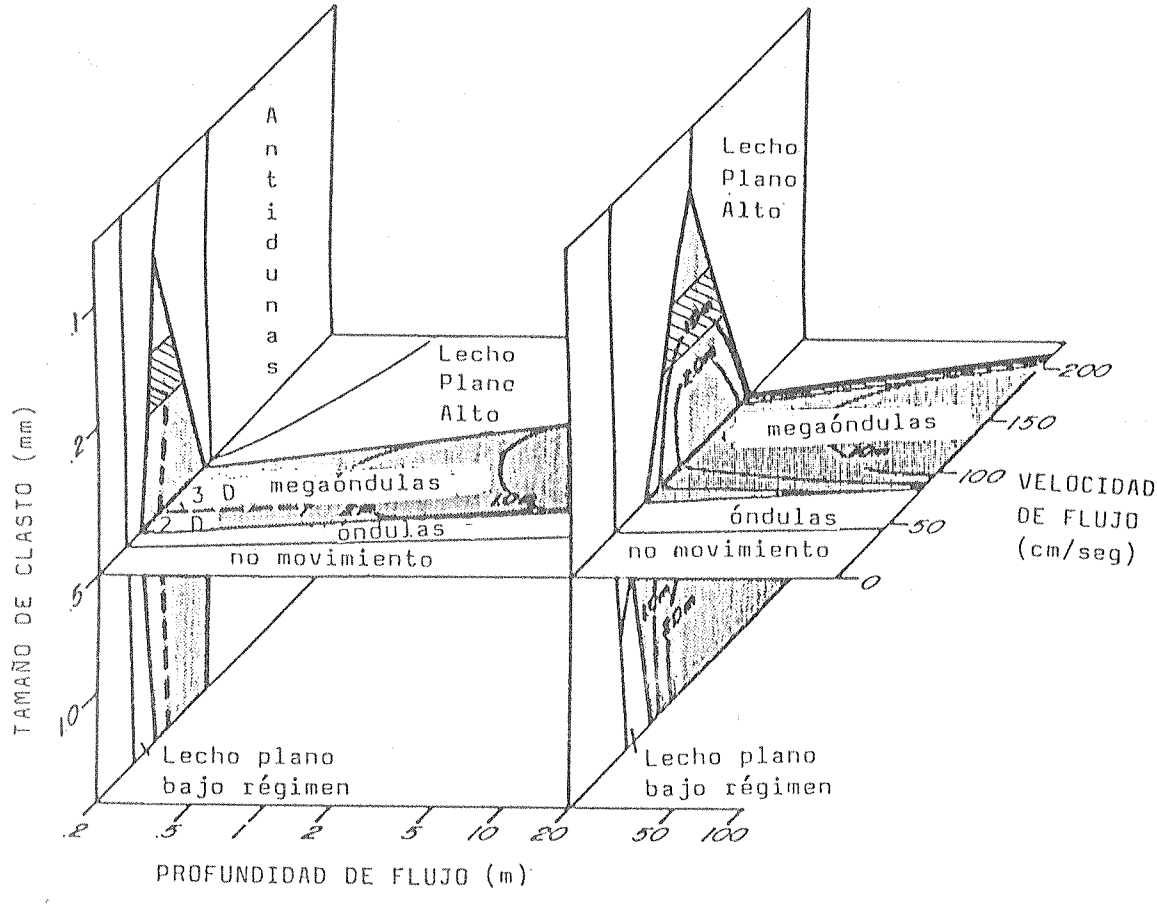


Fig. 4.2. Rango de velocidades que habrían imperado durante la depositación de la subfacies de psamitas con estratificación entrecruzada según el diagrama granulometria- velocidad-profundidad y áreas de estabilidad de formas de lecho (Harms et al.,1982).

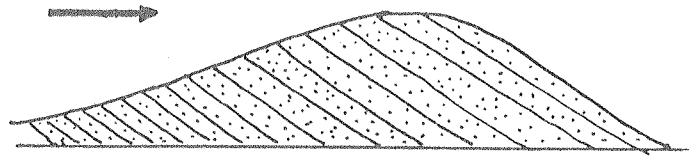
En algunos casos las capas frontales de la estratificación entrecruzada presentan óndulas en su techo. Esto podría deberse a dos procesos diferentes: uno constructivo y otro destructivo.

El primero se produciría cuando la onda de arena detiene su migración y su cara de sotavento es atacada por la corriente subordinada y la cresta es degradada; cuando la corriente predominante vuelve a fluír, al llegar la arena a la cresta se encuentra con una pendiente menor que el ángulo de reposo y en lugar de producirse la avalancha del material, la óndula continúa su viaje bajando por la cara de sotavento (Boersma y Terwindt, 1981). Asimismo este proceso constructivo podría producirse por la acción de la corriente subordinada que durante las mareas vivas forma óndulas de retrabajo combinadas de corrientes y olas en la cara de sotavento de la onda de arena (Cf. Allen y Homewood, 1984).

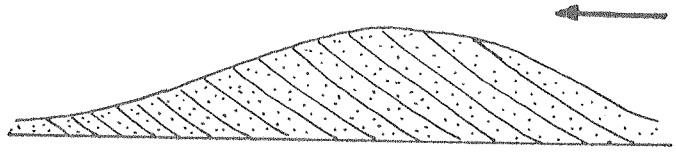
El proceso destructivo tendría lugar por efecto de la corriente subordinada durante las mareas muertas que producirían óndulas erosivas (Cf. Allen y Homewood, op. cit.) en la cara de avalancha de la megaóndula (ver Fig. 4.3).

Las óndulas de origen constructivo se reconocen por poseer estructura interna, mientras que en las erosivas sólo se labra la forma externa. En la Formación Balcarce, se han reconocido óndulas en las capas frontales de los dos tipos, aunque se han observado las constructivas particularmente en estratos de gran potencia (mayores de 1 m).

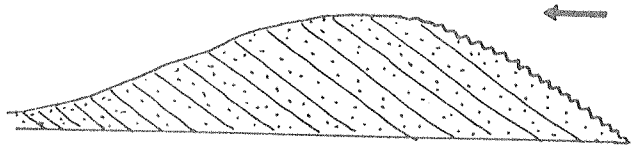
Con relación a los estratos de sabulitas y conglomerados finos con estratificación entrecruzada planar se habrían formado sin lugar a dudas por la migración de ondas de arena por efecto de corrientes de gran magnitud que bien podrían relacionarse con períodos equinocciales (ver Capítulo 7.4) o con áreas en las que impera una energía mayor por alguna circunstancia geográfica o de superposición con otras corrientes. Al respecto en ambientes actuales se han descripto megaóndulas en materiales gravosos (Cf. Langhorne, 1982).



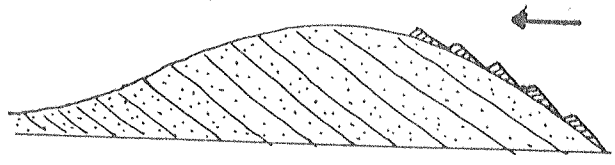
1º. Corriente dominante forma capas frontales por avalancha en la cara de sotavento de la onda de arena.



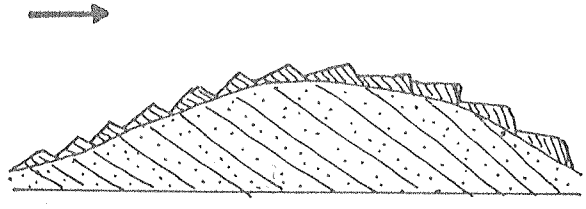
2º. Corriente subordinada degrada la cresta de la onda de arena.



2a. Corriente subordinada origina óndulas erosivas.



2b. Corriente subordinada origina migración de óndulas (constructivas)



3º. Al accionar la corriente dominante las óndulas sobreimpuestas a la onda de arena llegan a la cresta degradada y bajan por la cara de sotavento (óndulas constructivas).

FIG. 4.3. Posible origen de óndulas en capas frontales de la estratificación entrecruzada.

Ps-2. Subfacies de Psamitas con estratificación curvada (hummocky).

Encontramos dos tipos de yacencia de estratos con estratificación curvada, uno intercalado entre estratos psamíticos con estratificación entrecruzada planar y otro asociado a facies heterolíticas.

El primero de ellos está caracterizado por la presencia de montículos dómicos de 30 a 50 cm de altura y longitud de onda de aproximadamente 150m en una litología de arenitas cuarzosas muy finas a finas. Internamente estos montículos están constituídos por capas curvadas de 5 a 7 cm de espesor que se disponen paralelas al techo y que buzan en diferentes direcciones (Foto 4.4). Asimismo, se han observado estructuras curvadas de mayores dimensiones hasta 5 m de espaciamiento y 1 m de espesor.

Vale agregar que no se han encontrado variaciones verticales en la litología y estructura que se puedan asimilar a los perfiles ideales de Dott y Bourgeois (1982) y Kreisa (1981).

La otra forma de presentación de las capas con estratificación curvada es por encima de estratos pelíticos o como intercalaciones entre facies heterolíticas. Se trata de capas de arenitas finas hasta medianas de 10 a 20 cm de espesor caracterizadas por sus bases y, particularmente, sus techos curvados, y poseer internamente una estructura paralela a estos últimos. Las longitudes de onda varían entre 60 y 120 cm. Entre estas lentes es común la presencia de delgadas capitas de arcilitas o de arenitas ondulíticas.

Interpretación:

Se ha interpretado que esta subfacies se habría formado durante períodos de mal tiempo. Cabe destacar que Dott y Bourgeois (1982) luego de estudiar una serie de depósitos de tormenta, han idealizado una secuencia tipo en la cual se pueden distinguir: a) una base erosiva; b) carpeta ("lag") de conglomerado con intraclastos de pelitas y/o restos fósiles, que puede o no estar presente; c) un intervalo con estratificación curvada que está representando el principal evento depositacional producto de la tormenta (H); d) estratificación paralela, de alto régimen de flujo (F); e) capas de arenitas con estratificación ondulítica (X) que indican un retorno a régimen bajo de flujo en fase óndula

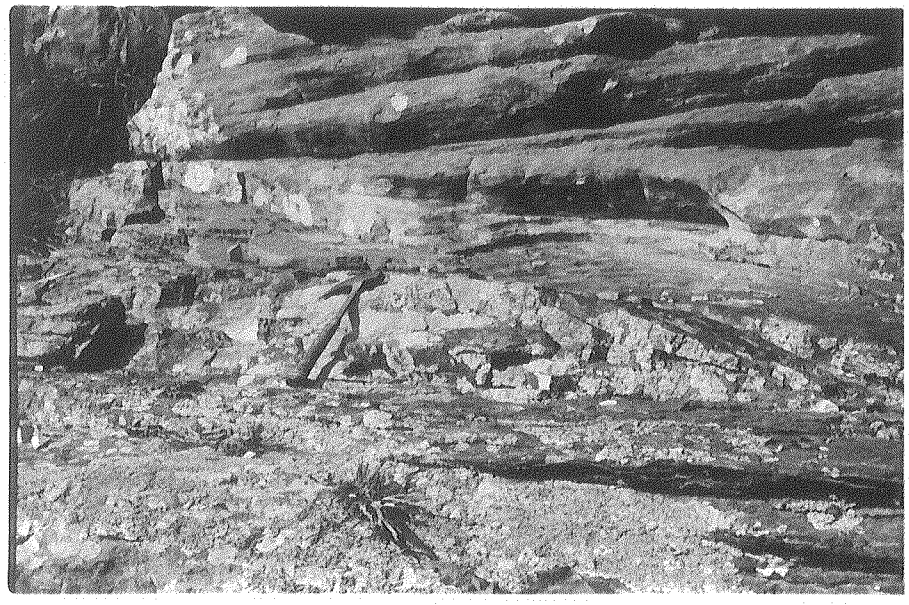


Foto 4.4. Estratificación curvada (hummocky) Sierra Barrosa (nivel A.46).Montículos de 1,50m de longitud de onda y 30 a 50 cm de altura.

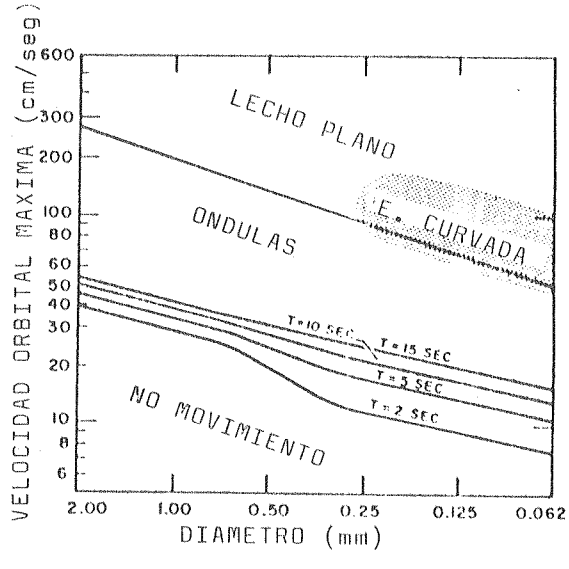


Fig.4.4.E. Posición inferida de la estratificación curvada (estratificación hummocky) según Dott y Bourgeois (1982) .

producto de la acción del oleaje; f) capas de pelitas (M) que constituyen depósitos de buen tiempo o post-tormenta con decantación de material arcilloso desde suspensiones. Esta secuencia puede estar bioturbada en forma parcial o total (b) (ver Fig. 4.4.A).

Es común la variación de este perfil tipo sobre todo por la ausencia de uno o más de los términos mencionados con anterioridad (Fig. 4.4.B). Cuando sólo se encuentra una superposición del término H, que son capas con estratificación curvada y base erosiva, se emplea el nombre de "amalgamadas" (ver Fig. 4.4.C).

Las psamitas con estratificación hummocky intercaladas entre estratos de arenitas con estratificación entrecruzada presentes en la Formación Balcarce, podrían ser asimiladas al tipó estratificación hummocky amalgamado de Bourgeois (1980) en el cual no están presentes los términos más finos del perfil tipo.

La ausencia de estos niveles pelíticos en el modelo podría explicarse de dos formas diferentes; por un lado como lo postula Bourgeois (op. cit.), por posterior erosión de la fracción fina. Por otra parte podría no haberse depositado el material pelítico, como resultado de una serie de factores interactuantes (Dott y Bourgeois, 1982), como por ejemplo la disponibilidad de sedimentos tamaño arena, la profundidad del agua en el lugar de formación del depósito, la duración y magnitud de las tormentas, el rango tidal, la proximidad o lejanía de la fuente de sedimentos (Fig. 4.4.D).

Al respecto, se piensa que en el caso de la Formación Balcarce los estratos con estratificación curvada son eminentemente arenosos por las características generales del ambiente de sedimentación -típicas de un mar epírico- con gran estabilidad, bajos regímenes de depositación, gran amplitud de mareas, baja magnitud del oleaje y una gran abundancia de arenas y escasa disponibilidad de material pelítico.

Sin embargo, la diferencia fundamental que hemos observado entre el tipo amalgamado y la estratificación curvada de la Formación Balcarce es que en nuestra secuencia la estratificación hummocky es esporádica y aislada, intercalada entre estratos no depositados por tormentas, sino bajo la preeminencia

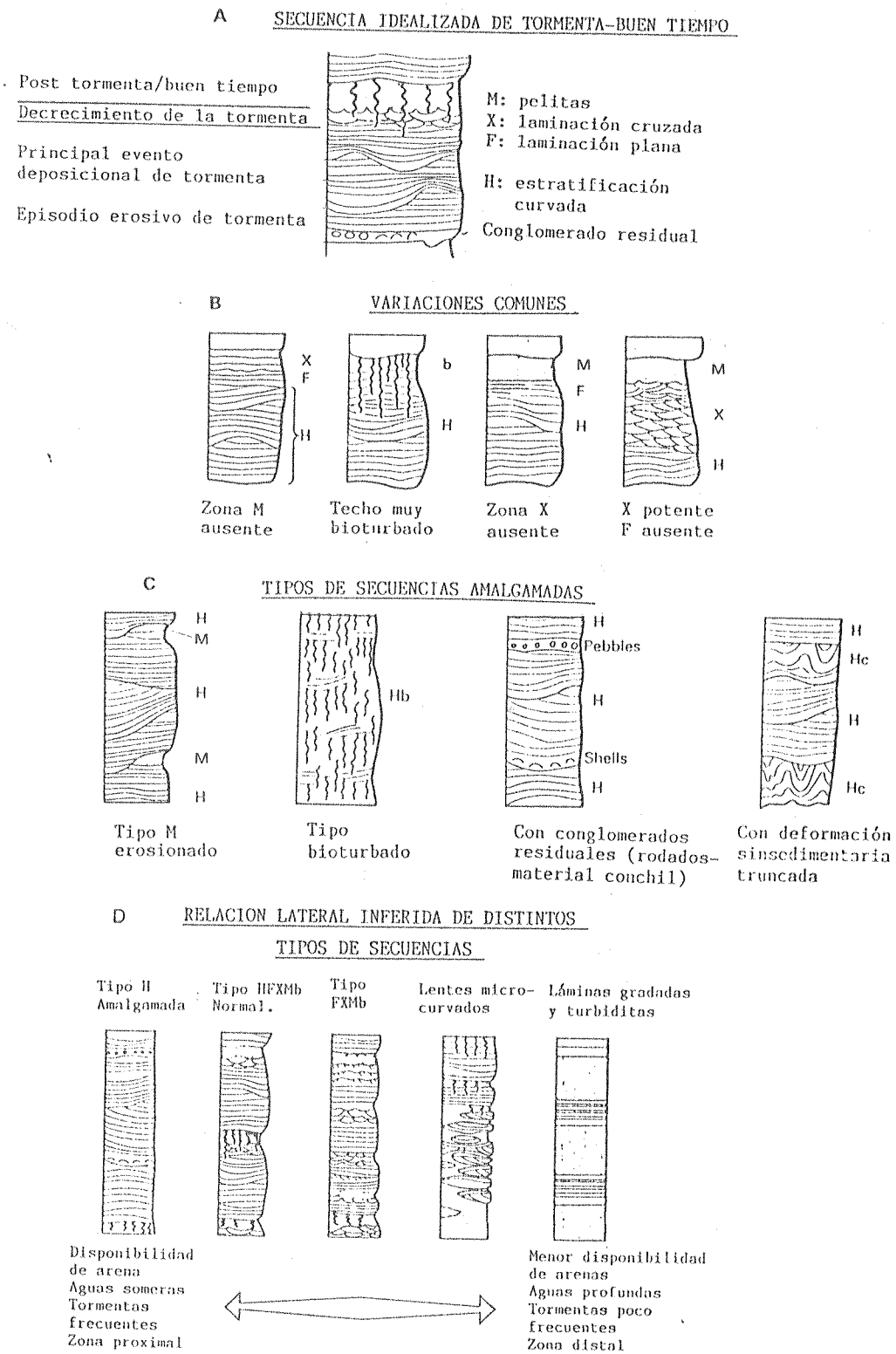


Fig. 4.4. (A). Secuencia de tormenta-buen tiempo idealizada .
(B) .Variaciones más comunes de la secuencia ideal .
(C). Tipos de secuencias amalgamadas más frecuentes.
(D). Relación lateral inferida de los distintos tipos de secuencias idealizadas. Posibles factores que originan esta variación.
(De Dott y Bourgeois, 1982).

de corrientes de marea. En tanto, la estratificación amalgamada tipo (Cf. Bourgeois, 1980 y Dott y Bourgeois, 1982) es común en secuencias conteniendo muchas unidades hummocky y que proveen evidencias que los eventos de mal tiempo fueron muy frecuentes.

En síntesis, la estratificación curvada de la Formación Balcarce, está denotando una gran abundancia de arena, depositación somera próxima a la costa y que fue formada durante tormentas por grandes olas. No obstante, su escasez es evidencia de la baja frecuencia de las tormentas durante los procesos depositacionales.

Con respecto al otro tipo de yacencia de las psamitas con estratificación curvada, asociado a facies heterolíticas, podrían asimilarse a la secuencia de lentes con micro-hummocky de Dott y Bourgeois (1982) (Fig. 4.4.D).

Indudablemente, la diferenciación de estructuras hummocky en una secuencia en la que predominan estructuras de ola es a veces difícil y conlleva un alto grado de incertidumbre. Esto es particularmente así, si aceptamos la idea de Harms et al. (1982), sobre el origen de la estrificación curvada como resultado de flujos oscilatorios de determinados períodos y velocidad orbital; de esta manera al incrementarse la velocidad orbital se pasaría de una estructura de ola típica (Raaf et al., 1977) a estratificación curvada y por lo tanto se podrían dar situaciones intermedias de difícil caracterización. En nuestro caso, podemos decir que estamos en presencia de estratos formados bajo flujo oscilatorio con un período y velocidades superiores a los normales que formaron la subfacies de arenitas ondulíticas.

Con respecto al origen de la estratificación curvada se mantiene en el campo de la especulación ya que no se la ha visto formar en ambientes actuales ni se la ha podido reproducir en laboratorio. Harms et al. (1982) consideran que se produciría bajo flujo oscilatorio a altas velocidades orbitales (0,5 m/seg o más) y períodos de olas moderados a largos (5 a 10 seg o más).

Dott y Bourgeois (1982) reconocen asimismo un origen oscilatorio para estos depósitos y determinan rangos de máxima velocidad orbital para su formación: en arena fina y muy fina las velocidades oscilarían entre 70 y 180cm/seg.

Según dichos autores la estratificación hummocky sería estable en un área paralela al límite entre óndulas y lecho plano. Para arenas de 0,250 a 0,062 mm de diámetro, las velocidades máximas orbitales variarían entre 55 y 100 cm/seg para el límite inferior y entre 100 y 180 cm/seg para el límite superior. Estas altas velocidades y grandes períodos de olas nos inducen a pensar en flujos que tienen lugar durante tormentas o períodos de mal tiempo.(Fig.4.4E).

Por su parte, Hunter y Clifton (1982) consideran que estas estructuras se formarían bajo el predominio de un flujo oscilatorio, aunque habrían encontrado evidencias de la presencia de corrientes unidireccionales subordinadas en los ejemplos por ellos examinados. La ausencia de indicios de migración de los montículos y la distribución al azar de las direcciones de buzamiento serían dos obstáculos para explicar la formación de estas estructuras exclusivamente por flujos unidireccionales (incluyendo antidunas estacionales), los cuales serían salvados bajo un flujo dominantemente oscilatorio.

Asimismo, Swift et al. (1983) sostienen que sería un flujo combinado el que formaría las estructuras curvadas. Dichos autores asocian la estructura hummocky con megaóndulas no migrantes que observaron en la plataforma atlántica de Norteamérica y que responden a flujos combinados generados durante tormentas. Estos se caracterizan por velocidades medias de 20-60 cm/seg y altas frecuencias de ola. Además la zona próxima al lecho se caracteriza por la elevada densidad de sedimentos en suspensión y por la alta turbulencia debido a la interacción entre media de flujo y las componentes orbitales de la ola.

En el caso de la Formación Balcarce, nos inclinamos a pensar en que su origen sería la combinación de flujos oscilatorios y unidireccionales, incrementados durante períodos de mal tiempo. Basamos esta hipótesis, en forma general, en el hecho que durante la depositación de esta formación se evidencia un predominio del accionar de corrientes unidireccionales sobre los flujos oscilatorios; y en forma particular por las evidencias de que operaban flujos combinados durante la formación de la subfacies de conglomerados mantiformes, atribuídos tambien a períodos de tormentas (ver. Capítulo 4.2.3 G-1).

4.2.2. FACIES HETEROLITICAS.

Están caracterizadas por arenitas finas y muy finas hasta medianas intercaladas con limolitas y arcilitas en proporciones variables, desde un neto predominio arenoso hasta litologías dominantemente pelíticas. Las estructuras presentes son asimismo variadas, ya que se pueden apreciar todos los tipos de estratos mixtos desde lentiformes hasta flaser (Fig. 4.5).

La base y el techo de esta facies son generalmente netos (Foto 4.5). Es frecuente su pasaje a la de psamitas con estratificación entrecruzada, la cual suele comenzar con un conglomerado de unos pocos centímetros de espesor. (Foto 4.6).

Según sus características sobresalientes se ha dividido esta facies en: Ht-1) subfacies heterolítica con predominio de pelitas, Ht-2) subfacies heterolítica con predominio de arenas, Ht-3) subfacies mixta de pelitas-arenitas ondulíticas y arenitas con estratificación entrecruzada.

En la facies heterolítica es frecuente observar el pasaje de una a otra subfacies tanto en el sentido vertical como horizontal, sin obedecer a un patrón determinado.

Minisecuencias granodecrecientes y granocrecientes -del orden de centímetros de espesor- se suceden obedeciendo a pequeños cambios de energía en el medio. Observaciones coincidentes con las de la Formación Balcarce fueron realizadas por Terwindt (1971) en el Mar del Norte.

Sin embargo, en algunos casos se han encontrado tendencias verticales al aumento del porcentaje de areniscas de piso a techo (Foto 4.7) con pasaje de la subfacies heterolítica con predominio de pelitas a la subfacies mixta de pelitas-arenitas ondulíticas y arenitas con estratificación entrecruzada. Asimismo, en algunos afloramientos de facies heterolíticas se puede apreciar un pasaje de pelitas macizas a pelitas con lentes aislados de arenitas, luego las lentes se hacen continuas y de mayor espesor hasta que se pasa a la facies de psamitas con estratificación entrecruzada. Estos registros sedimentarios -por los cambios en granulometría y estructuras mixtas presentes- denotan un ambiente de baja energía que es perturbado cada vez con mayor frecuencia por corrientes



Fig. 4.5. Subfacies heterolítica con predominio de arena . Límites superior e inferior netos . Cantera Dazeo, Batán.

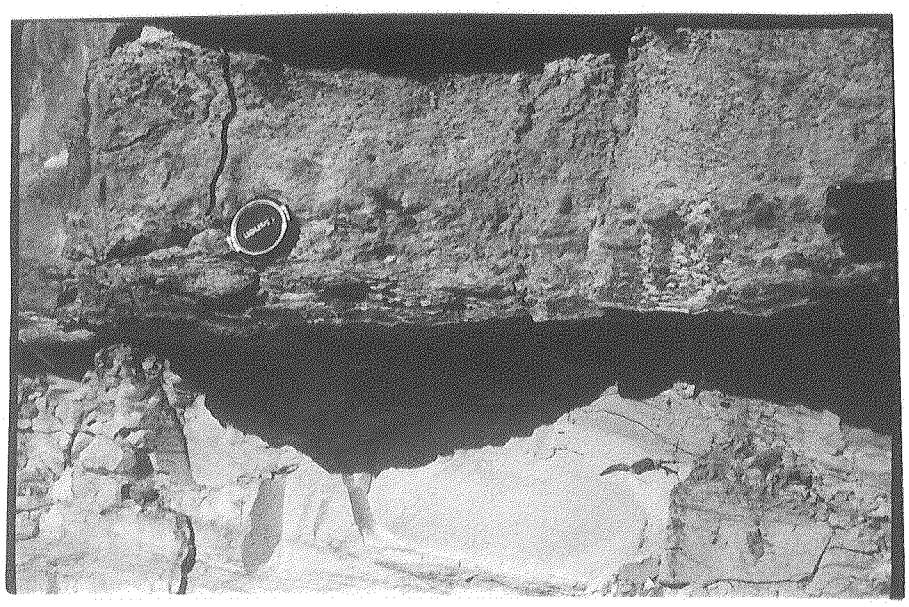


Foto 4.6. Abajo: facies heterolíticas con predominio de pelitas. Arriba: facies psamítica que se inicia con un conglomerado de la base de arenitas.(Cantera Dazeo).

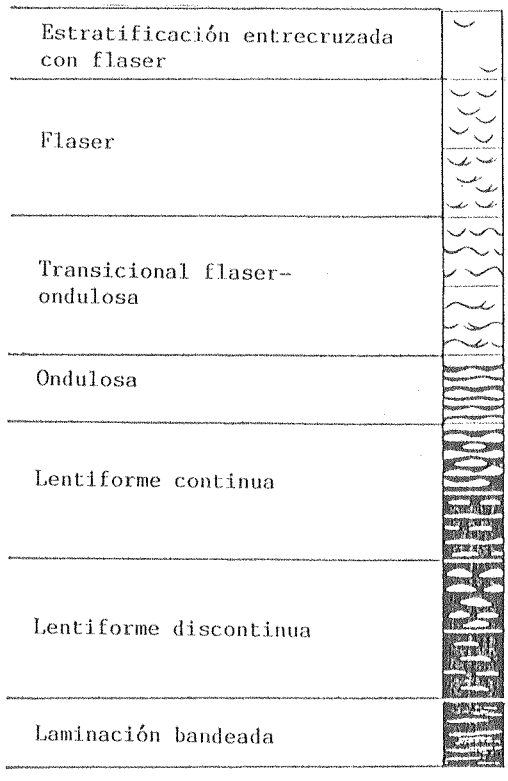


FIG. 4.5. Estructuras mixtas .(Modificado de Reineck y Wunderlich, 1968).

de competencia superior.

También es importante destacar, la ondulación que presentan todos los planos internos presentes en esta facies (Foto 4.8) con longitudes de onda de 10-15 cm hasta 30-50 cm, que evidencian una acción del oleaje permanente a la que se le sobreimpone el efecto de corrientes, como lo demuestra la estratificación entrecruzada interna de las lentes arenosas (Foto 4.7).

Una de las características sobresalientes de esta facies es su abundante bioturbación, principalmente representada por trazas fósiles de la facies Cruziana. Además, se han encontrado algunos dubiofósiles que no serían asimilables a rastros de vida y que podrían ser considerados de origen inorgánico y asignados a posibles grietas de sinéresis o de desecación (Foto 4.9)(Crimes, 1986, com. pers.).

Esta facies heterolítica ha sido interpretada como depositada en la planicie media y alta de intermarea, sobre la base de observaciones realizadas en ambientes actuales (Evans, 1965; Van Straaten y Kuenen, 1958; Larsonneur, 1975) e interpretaciones en secuencias antiguas (Klein, 1970, 1975; Driese et al. 1981). No obstante, no se descarta que al menos algunas de las secciones aflorantes de la facies heterolítica pudieran haber sido depositadas en un ambiente de submarea en la zona de transición nearshore-offshore que se caracteriza por la depositación conjunta de materiales pelíticos y arenosos. Ejemplos de facies heterolíticas atribuídas a un ambiente de submarea son también comunes en trabajos de análisis de facies (Cf. Johnson, 1977; Level, 1980b; Johnson y Baldwin, 1986).

Ht-1. Subfacies heterolíticas con predominio de pelitas.

Se presentan en estratos de hasta 1,5 m persistentes lateralmente (se los puede seguir por decenas y hasta centenas de metros). En general las pelitas son macizas aunque en algunos casos pueden poseer una incipiente estratificación ondulítica.

Las estructuras mixtas que caracterizan esta subfacies son la laminación

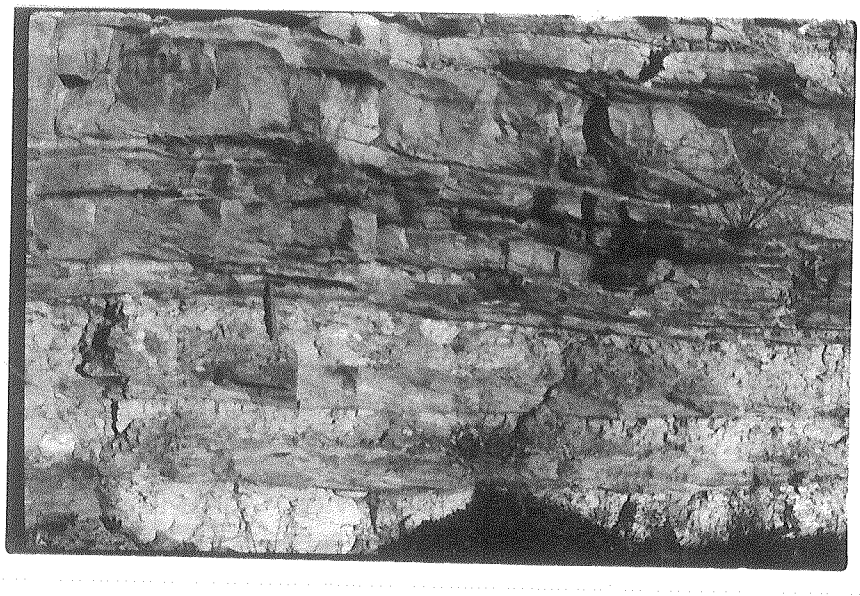


Foto 4.7. Facies heterolítica de la Cantera Yaraví Pétrea (Batán). Secuencia con aumento del porcentaje de arenitas hacia el techo. Lentes continuas con laminación entrecruzada planar.

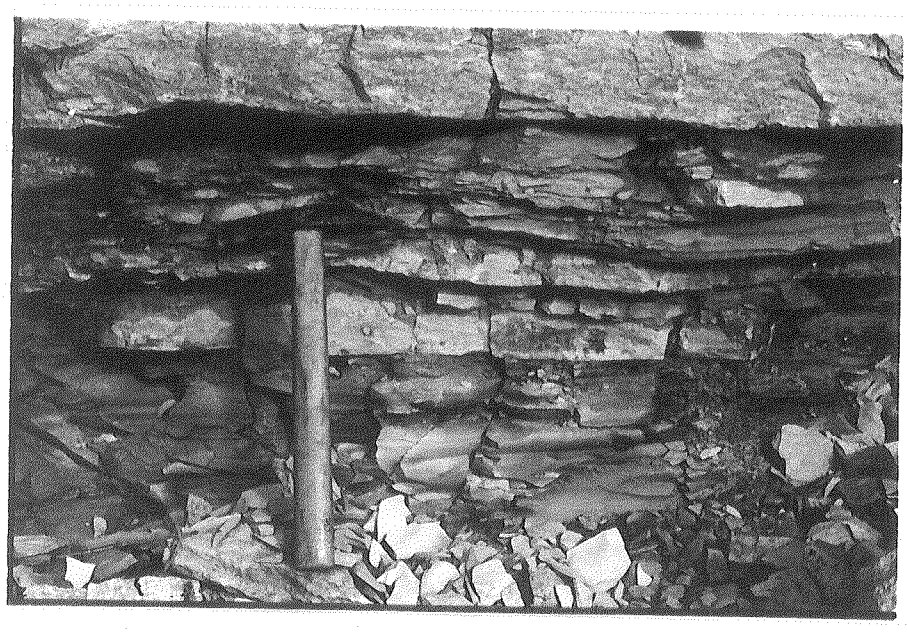


Foto 4. 8. Facies heterolítica de la Cantera Yaraví Pétrea de Batán. Planos internos ondulados.

bandeada (streaky lamination) en la que se depositan delicadas y muy delgadas intercalaciones arenosas en un estrato en el cual predominan las pelitas y la estratificación lentiforme (lenticular bedding). Con respecto a esta última estructura se han podido observar en la Formación Balcarce, tanto lentes aisladas (Foto 4.10) como conectadas (Foto 4.7) e independientemente de estos tipos, se ha notado un predominio de lentes gruesas, es decir con una relación longitud/altura menor de 20.

Con frecuencia se preserva la estructura interna de las lentes en la que prevalece la estratificación entrecruzada planar, mientras que la estructura de ola está presente sólo en escasas oportunidades.

Interpretación:

Esta subfacies se ha depositado en ambiente de baja energía cinética, a partir de suspensiones ácueas. En algunos casos la incipiente estructura ondulítica estaría revelando la presencia de flujos oscilatorios operantes durante la sedimentación .

Esta subfacies se produce cuando se dispone de pelitas en el ambiente y el suministro de arena es escaso, por lo cual se forman óndulas de arena incompletas que son enterradas por una nueva capa de arcilla. (Reineck y Singh, 1975).

La presencia de lentes aisladas de arenitas de 10 a 15 cm de espesor y de 30 a 60 cm de longitud, con estructura interna entrecruzada planar, estaría revelando la alternancia de períodos de quietud, con períodos en los que las corrientes y el oleaje adquieren valores lo suficientemente elevados como para movilizar arena de grano muy fino hasta mediano.

Las velocidades críticas de las corrientes, inmediatamente por encima del lecho deberían ser superiores a los 1,3 -1,7 cm/seg según el diagrama de Shield e implicarían velocidades medias superiores a los 20 cm/seg a una altura de un metro sobre la interfase líquido-sedimento.

En síntesis, se interpreta que se formarían en la zona de intermarea alta (planicie fangosa) por procesos de decantación desde suspensiones ácueas (pelitas) y en forma subordinada depositación por corrientes tractivas (arenas)

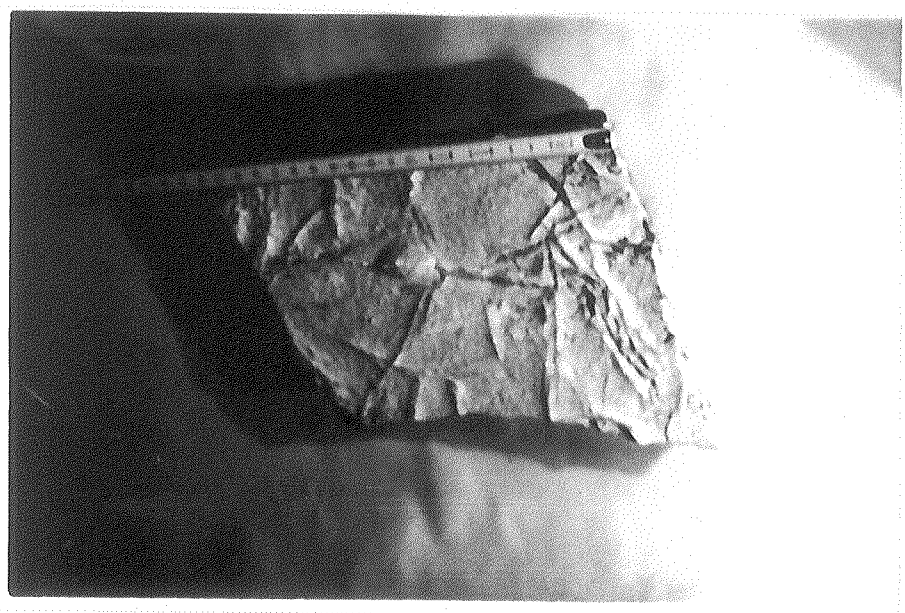


Foto 4.9. Facies heterolítica. Grietas de desecación en la base de una lente arenítica. Cantera del Puerto.



Foto 4.10. Subfacies heterolítica con predominio de pelitas Lentes discontinuas con laminación entrecruzada planar. Cantera Sierra de Los Padres (SP.5).

(Cf. Klein, 1970).

Estos períodos de mayor energía cinética podrían atribuírse a corrientes de marea reforzadas que se producirían con determinada periodicidad (por ejemplo, mareas vivas de perigeo. Ver Capítulo 7.4 y 7.5) o por influjo de otras corrientes (litorales?) que en determinados momentos se superpondrían a las mareas normales.

Ht-2. Subfacies heterolítica con predominio de arena.

Se trata de arenitas cuarzosas de granulometría muy fina a fina, dispuestas en delgadas láminas de 1 ó 2 mm entre las cuales se dispone una película de arcilita. Presentan una conspicua estructura ondulítica (wavy) (Foto 4.11). Son deleznables y se separan fácilmente en dichas capitas onduladas. Algunos sectores son más arenosos y están más silicificados conformando lentes de hasta 5 cm de altura y 10 a 20 cm de longitud.

Se incluyen también en esta subfacies algunos niveles que presentan estratificación flaser, especialmente los de laminación flaser ondulada (Fig. 4.5).

Se han diferenciado dos formas de yacencia de esta subfacies, por un lado, cuerpos tabulares de 1 a 1,50 m de espesor (Foto 4.5) y por otro frecuentes estratos lenticulares de reducido espesor -desde unos pocos centímetros hasta 10 ó 15 cm- intercalados entre cuerpos de la subfacies psamitas con estratificación entrecruzada (Fig. 4.6).

Texturalmente,estas arenitas se caracterizan por una muy buena selección y redondez de los clastos. Por otra parte, composicionalmente, si bien hay una preminencia de clastos de cuarzo, es peculiar la presencia de láminas de filosilicatos, en forma particular micas, que se disponen tapizando los planos microondulados de estratificación. Asimismo, es notable la concentración de clastos de minerales pesados sobre algunos planos de microlaminación; también recubriendo estas superficies es frecuente encontrar cemento hematítico.

Interpretación:

Esta subfacies es un depósito característico generado por la migración

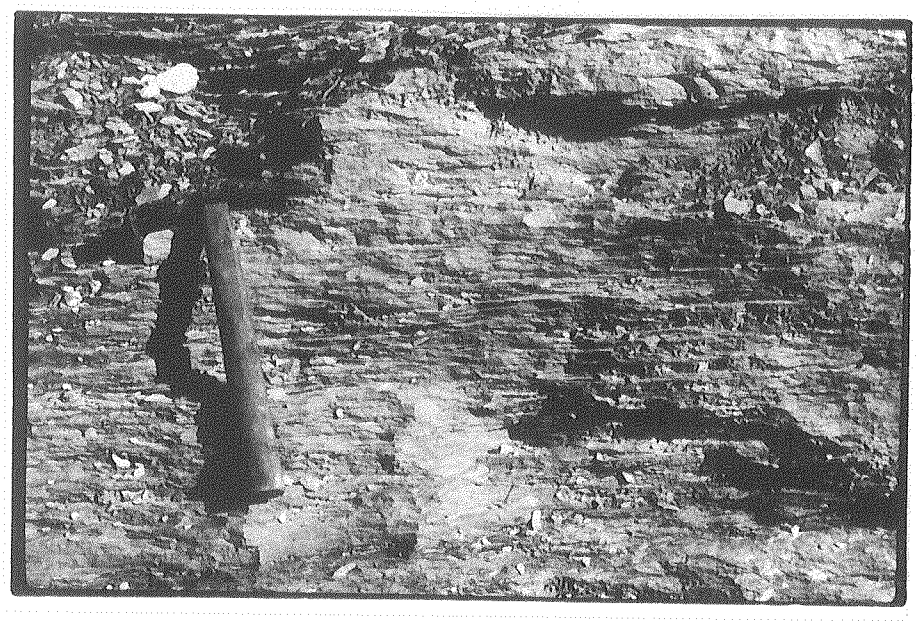


Foto 4.11. Subfacies heterolítica con predominio de arena Se puede observar la estructura ondulítica. Cantera Dazeo.

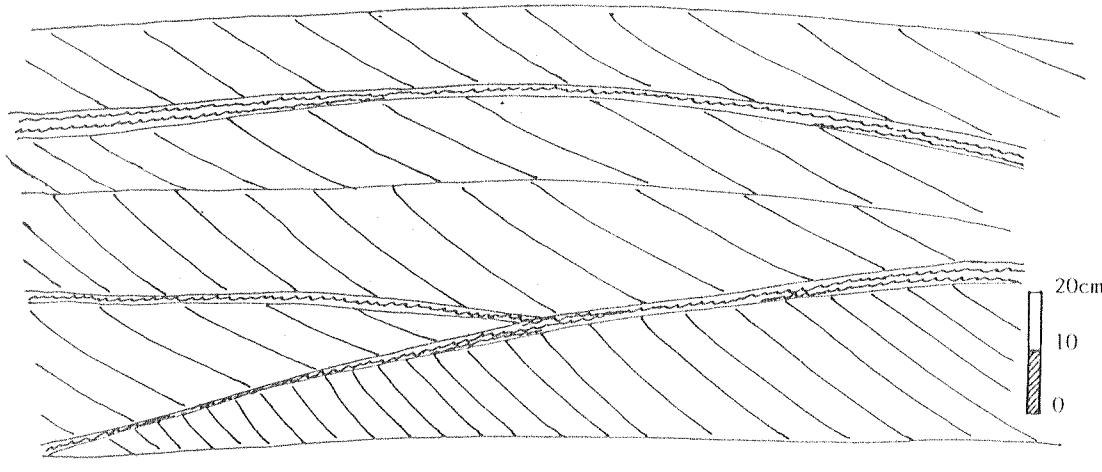


Fig.4.6. Subfacies heterolíticas con predominio de arena intercaladas entre estratos de la subfacies de psamitas con estratificación entrecruzada.

de óndulas combinadas de flujo, a las que se sobreimponen corrientes y flujos oscilatorios. Se produciría en la zona de intermarea media, donde las corrientes están atenuadas y el oleaje deja sentir su influencia.

Las películas arcillosas sedimentarían desde suspensiones, en períodos de quietud, particularmente durante la marea baja. Mientras tanto, las láminas de arenas se depositarían por flujos oscilatorios con velocidades orbitales máximas que variarían entre 14 y 30 cm/seg (Cf. Harms et al., 1982) para la granulometría media de esta subfacies (3,14ϕ, ver Capítulo 6.3.) asumiendo un período entre 2 y 4 seg que sería el que posibilita la formación de óndulas con longitudes entre 10 y 17 cm (que es el rango observado).

Las velocidades medias de flujo para la formación de óndulas de corrientes oscilaría entre 22 cm/seg y 55 cm/seg para profundidades de flujo de 20 cm, aumentando dichas velocidades con el incremento de este último parámetro (Fig. 4.7). Sin embargo, al combinarse actividad de olas y de corrientes, podría alcanzarse el movimiento de los clastos en fase óndula a menores velocidades que las mencionadas (Cf. Hammond y Collins, 1979).

Con respecto a los clastos de minerales pesados presentes, estos habrían llegado al área de depositación durante períodos de tormenta y no podrían ser removidos con el poder del flujo durante tiempo normal por lo cual quedarían concentrados en determinadas superficies de depositación.

Esta subfacies, en muchos aspectos (estratificación mixta, escala, ritmicidad) podría ser asimilada a la denominada "estratificación tidal" de Reineck y Wunderlich (1967), la cual fue atribuida por dichos autores a depositación alternante de períodos de actividad de corrientes traccionales (arenas) y períodos de quietud durante la alta y bajamar, con sedimentación de arcillas desde suspensiones. Por su parte, Wunderlich (1967) observó que esta estratificación se forma por la migración de óndulas de corrientes de crestas rectas, depositándose arenas en la cara de sotavento mientras que en los senos se acumulan limos que son sucesivamente cubiertos por la capa frontal subsiguiente.

La otra forma de yacencia de esta subfacies, litosomas de arenitas ondulíticas de poco espesor que están intercalados entre secuencias de psamitas

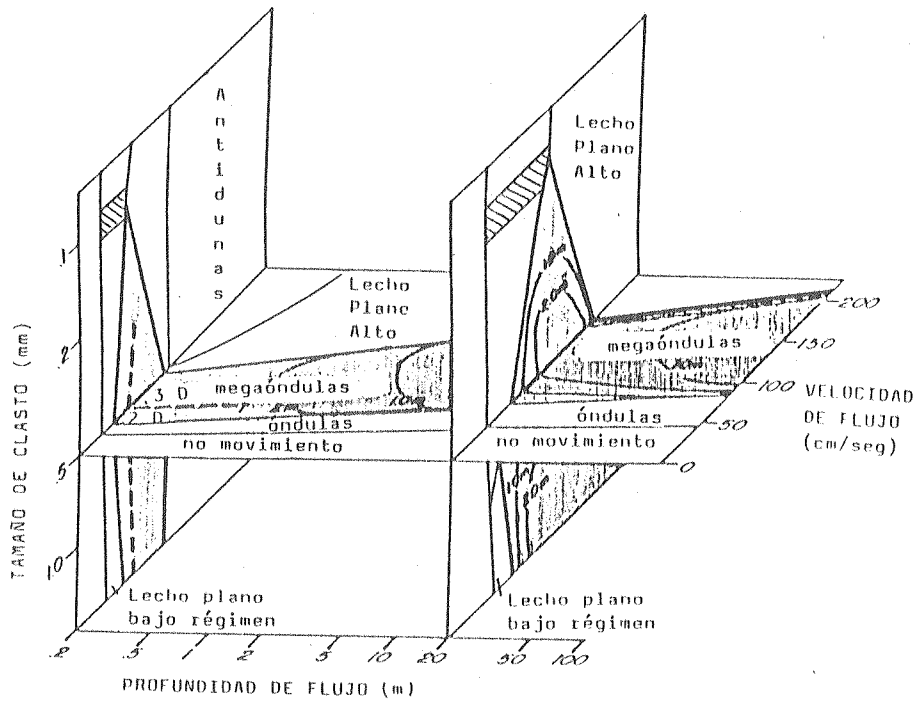


Fig. 4.7. Rango de velocidades que habrían imperado durante la depositación de la subfacies heterolítica con predominio de arenas según el diagrama granulometría-velocidad-profundidad y áreas de estabilidad de formas de lecho (Harms et al.,1982).

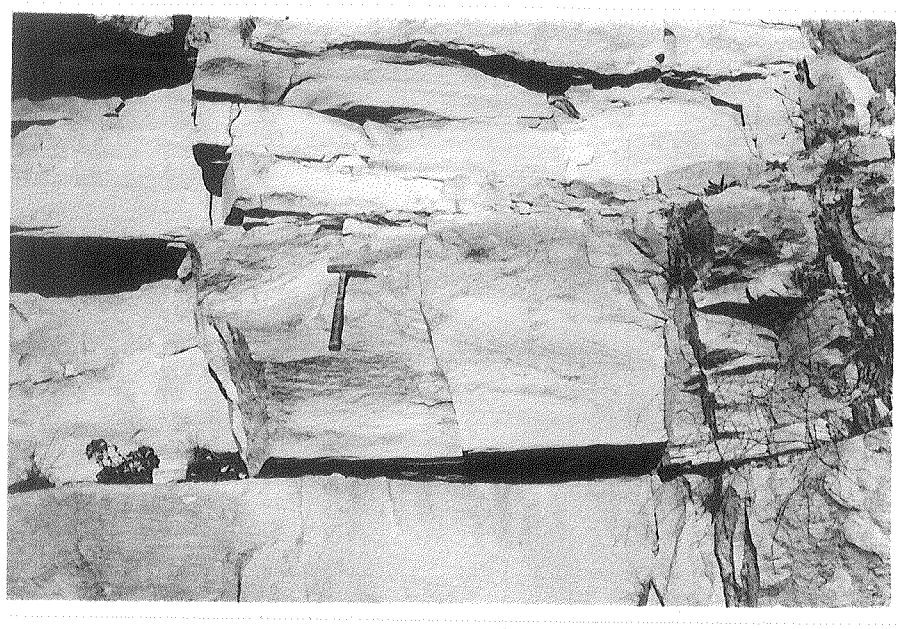


Foto 4.12. Cuerpo de psamita con estratificación entrecruzada en hueso de arenque cubierto por una capa de arenita ondulítica (subfacies heterolítica con predominio de arena).Cantera del Puerto (DE.10).

con estratificación entrecruzada planar, estaría representando áreas de depositación interbarras o en senos entre ondas de arena migratorias de la planicie de intermarea. En estos sectores, y particularmente durante la marea baja, se habría producido la emergencia de crestas de las barras y el aislamiento del agua que ocupa el seno, con la consiguiente desconexión del diseño de circulación principal; de esta forma se generarían flujos particulares dependientes en forma primordial del sistema de vientos imperantes y también de la pendiente del piso del seno con la formación de corrientes de desagüe.

El bajo flujo resultante, en régimen de óndula, habrían originado principalmente óndulas simétricas en el centro del seno y óndulas asimétricas, del tipo combinado de flujo en los bordes, con orientaciones de los ejes de las crestas que pueden tener cualquier rumbo, incluso a 90° de las estructuras originadas por el flujo principal del área.

Esta forma de yacencia de la subfacies ha sido descripta e interpretada por Klein (1970), Driese et al. (1981) y Boersma y Terwindt (1981) entre otros. Las arenitas ondulíticas suprayaciendo a las psamitas con estratificación entrecruzada (Foto 4.12), constituyen la típica secuencia "B-C" de Klein (1970) y son diagnósticas para barras intertidales.

Es común observar que las arenitas ondulíticas pasan lateralmente a la subfacies de psamitas con estratificación entrecruzada y esto se debe a que como anteriormente fue explicado, su formación tiene lugar en los senos de las megaóndulas. De este modo, en un corte transversal de una onda de arena preservada, y tanto hacia sus extremos de barlovento como de sotavento, suele apreciarse pérdida de su espesor y de su característica estratificación planar pasando transicionalmente a una roca con estructura microentrecruzada y ondulítica. Estos, fueron descriptos como estructuras de reactivación y de decrecimiento (reactivation structures y slackening structures) por Boersma y Terwindt (1981).

Ht-3. Subfacies mixta de pelitas-arenitas ondulíticas y arenitas con estratificación entrecruzada.

Esta subfacies se caracteriza por constituír una sucesión de capas de arenitas finas a muy finas generalmente con estructura ondulítica y espesores desde pocos centímetros hasta un máximo de 20 cm, que alternan con estratos de arenitas con estratificación entrecruzada de 5-10 cm de espesor hasta 50 ó 60 cm (Fig 4.8). Es frecuente encontrar intercalados niveles arcillosos de escasa potencia (Foto 4.13). Esta subfacies se puede seguir lateralmente por decenas hasta centenas de metros.

Las capas de arenas ondulíticas pueden tener una estructura ondulada homogénea con láminas de 1 mm de espesor separadas entre sí por planos con mayor contenido arcilloso; por otra parte pueden diferenciarse en ellas pequeños paquetes que se acuñan corriente arriba y abajo, dando el aspecto de lentes que se reemplazan lateralmente.

En relación a los estratos de psamitas con estratificación entrecruzada, son frecuentes el tipo planar y tangencial y en menor proporción en hueso de arenque; en otros casos se pueden observar estratificación paralela y gradada normal. Asimismo, muchas capas frontales de la estratificación entrecruzada suelen ser gradadas normales.

Interpretación:

Sucesiones similares a esta subfacies son muy comunes en áreas intertidales de sedimentación mixta; se la considera asimilable a la estratificación gruesamente interlaminada (coarsely interlayered bedding) de Reineck y Singh (1975). En ella se evidencian tres niveles de energía cinética que se suceden en el tiempo. A nuestro criterio dos serían las causas más razonables para su formación, por un lado la periodicidad en el refuerzo de las corrientes de marea y por otro los cambios climáticos estacionales en las condiciones hidrodinámicas del medio.

Esta subfacies se formaría por la acción de un flujo de bajo régimen. Los niveles ondulíticos en fase de óndula y los estratos con estructura entrecruzada en fase de megaóndula. Mientras tanto, los niveles pelíticos serían de-

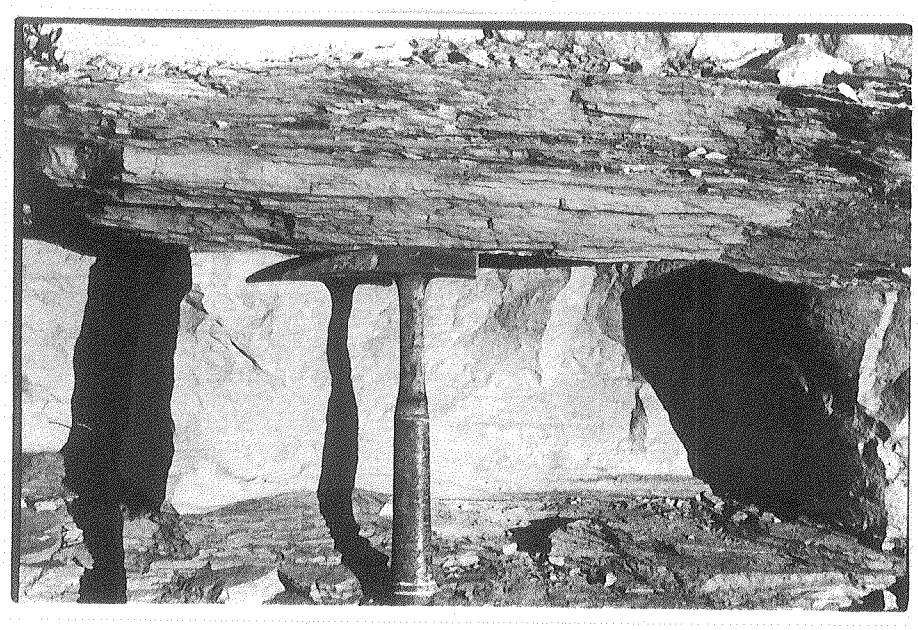


Foto 4.13. Subfacies mixta de pelitas-arenitas ondulíticas y psamitas con estratificación entrecruzada.Cantera del Puerto (DE.18,DE.19,DE.20).

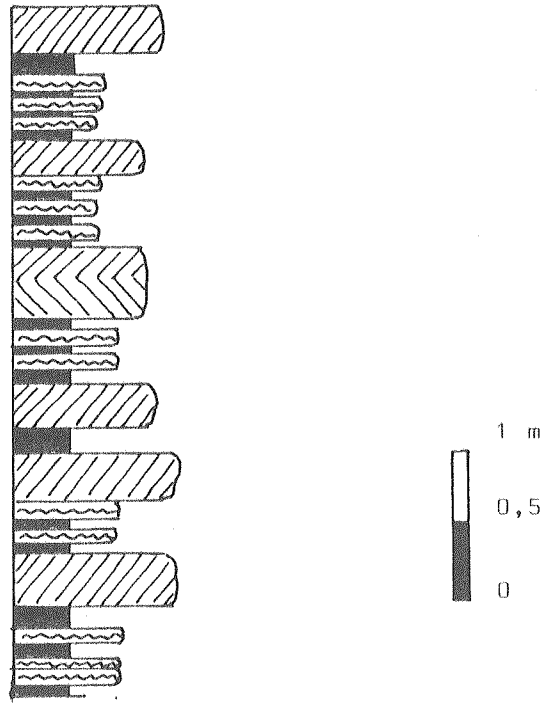


FIG. 4.8. Subfacie mixta de pelitas-arenitas ondulíticas y arenitas con estratificación entrecruzada .

positados desde suspensiones ácueas durante períodos de estancamiento, tanto de pleamar como de bajamar, principalmente durante los semiciclos de mareas muertas.

En flujos someros, y para una granulometría arena fina a mediana, las corrientes que originarían los estratos con estratificación entrecruzada oscilarían entre los 45 y 60 cm/seg (Cf. Harms et al., 1982).

Por su parte, para que se formen los niveles ondulíticos se tendrían dos posibilidades: a) una menor velocidad de las corrientes o b) disponibilidad de material más fino (arena muy fina) que no presenta un campo de estabilidad adecuado para las megaóndulas a pesar de alcanzarse velocidades elevadas. Nos inclinamos a pensar en una menor velocidad de las corrientes, la que tendría una menor competencia y depositaría al material más fino con otra estructura mecánica distinta a la entrecruzada de mayor escala.

Estas subfacies pueden explicarse, como ya se mencionara, por la alternancia de flujos tidales, por ejemplo, los niveles ondulíticos podrían depositarse durante las mareas vivas, las pelitas durante las mareas muertas y los estratos entrecruzados se podrían producir durante las mareas de máxima amplitud, (perigeo) (Ver Capítulo 7.4 y 7.5).

Sin embargo, no se descarta que esta ritmicidad observada pueda estar relacionada con cambios climáticos estacionales. Particularmente podrían ser influyentes los vientos procedentes desde distintos cuadrantes y con variada intensidad durante diferentes épocas del año. Así por ejemplo, cuando el viento coincide en dirección y sentido con la corriente depositante se produciría un incremento en la competencia y velocidad, originándose las capas con estratificación entrecruzada; mientras que cuando vientos y corrientes son opuestos, merma la acción de estas últimas y se formarían los niveles de arenitas muy finas ondulíticas.

4.2.3. FACIES CONGLOMERADICAS.

Son conglomerados grano sostén con matriz psamítica mediana a gruesa, cuya proporción es variable, llegando en algunos casos hasta un 25%.

El tamaño medio de los clastos es de 1,5 cm, aunque se han observado clastos de un tamaño máximo de 10 cm. Composicionalmente se observa predominio de clastos de cuarzo (80%) y proporciones menores de clastos de anfibolitas (7%), de ortocuarcitas de tamaño mediano (8%) y de arcilitas verdosas (5%).

Esta facies representa entre un 5 y un 10% del total de la secuencia. Sin embargo pese a ser una facies subordinada, muestra diversas formas de yacencia y características distintivas de importancia interpretativa.

Se han diferenciado dos subfacies conglomerádicas de acuerdo a la manera de presentarse en el campo y a su relación con otras facies: Cg-1) subfacies de conglomerados mantiformes y Cg-2) subfacies de conglomerados de la base de cuerpos psamíticos.

Cg-1. Subfacies de conglomerados mantiformes.

Se trata de conglomerados grano sostén que cubren en forma de manto formas de lecho preexistentes (Foto 4.14). Se los encuentra principalmente en el techo de facies psamíticas con estratificación entrecruzada de 1 a 3 m de espesor y también se los ha observado como delgadas capas solitarias intercaladas entre estratos de facies heterolíticas (Foto 4.15).

La granulometría media es de 1,5 cm y la máxima de 7,5 cm. Presenta matriz psamítica mediana a gruesa cuya proporción llega hasta el 25%. El espesor de estas psefitas es de pocos centímetros (1,5 a 2 cm) hasta 20 cm como máximo. Los clastos son bien redondeados (entre 0,6 y 0,7) y mayoritariamente oblados. No se observa orientación preferencial ni gradación vertical de tamaño (Foto 4.16).

La base de los estratos es neta y en algunos casos llega a ser levemen-



Foto 4.14. Subfacies de conglomerado mantiforme cubriendo una megaóndula . Cantera Gutierrez (Batán).



Foto 4.15. Subfacies de conglomerado mantiforme intercalada entre estratos de facies heterolíticas. Cantera Yaraví Petrea (Batán).

te erosiva, con óndulas de 15 a 20 cm de longitud (Foto 4.17). Estos conglomerados finos a medianos tienen estructura ondulítica; las óndulas presentan un espaciamiento de 10 a 15 cm, índices promedio de 7,5 y perfil simétrico.

Interpretación:

Es de destacar que la estructura de óndula en granulometrías mayores a 2 mm, bajo flujo unidireccional y para arenas maś gruesas de 0,6 mm, es atípica. Las pequeñas óndulas no representan una configuración hidrodinámica estable a ninguna velocidad, de tal manera con el incremento de la velocidad se pasa directamente de lecho plano de bajo régimen a megaóndulas. Sin embargo bajo flujo oscilatorio se formarían óndulas ("vortex ripples") en un amplio rango granulométrico, al menos desde arena fina a grava fina (Harms et al., 1982).

La presencia de las óndulas descriptas con anterioridad, es una evidencia de que los conglomerados no son simplemente un depósito residual sino que sus materiales han sufrido transporte.

Los tamaños involucrados inducen a pensar en una alta velocidad de flujo, por lo menos igual o superior a las velocidades críticas para mover dichos tamaños; las que serían del orden de 12 cm/seg para clastos de 1,5 cm de diámetro y de 26 cm/seg para clastos de 7,5 cm, si el flujo fuera unidireccional (según el diagrama de Shield) (Fig. 4.9).

Sin embargo lo expuesto precedentemente con respecto a la factibilidad de la formación de óndulas en granulometría superior al tamaño arena, nos inclina a pensar no sólo en flujos oscilatorios sino también en una alta velocidad orbital necesaria para mover guijas y guijarros. Para estas granulometrías, el umbral de movimiento de partículas bajo flujo oscilatorio no se apartaría mucho del obtenido bajo flujo unidireccional (Komar y Miller, 1975), en particular para olas de gran período. Otra evidencia adicional sobre altas velocidades de flujo está dada por las superficies erosivas de la base de los conglomerados mantiformes. De acuerdo a lo antedicho, los depósitos psefíticos se producirían por un efecto de retrabajo de olas que provoca una concentración de

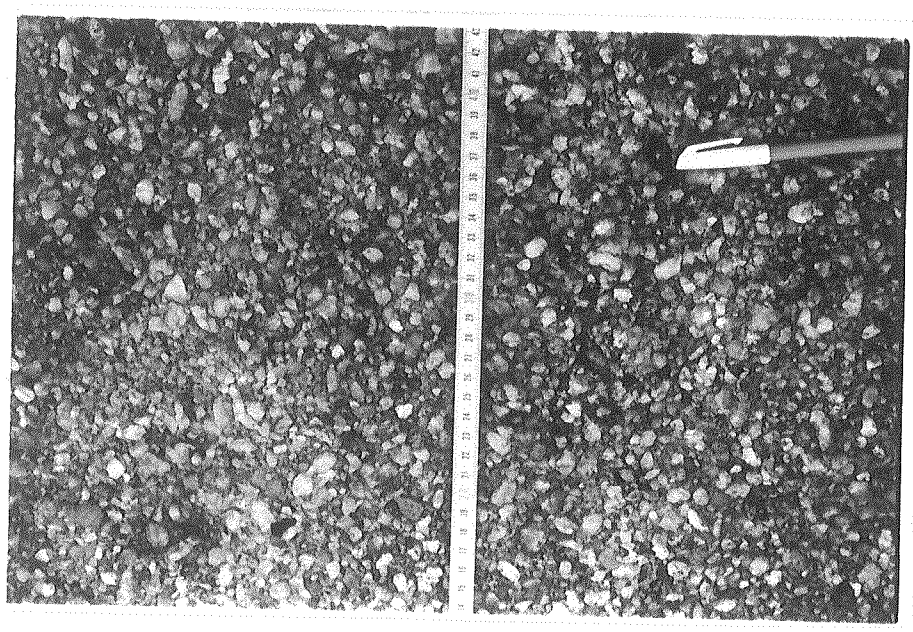


Foto 4.16. Subfacies de conglomerado mantiforme vista en planta . Caracteres texturales . Cantera Gutierrez.

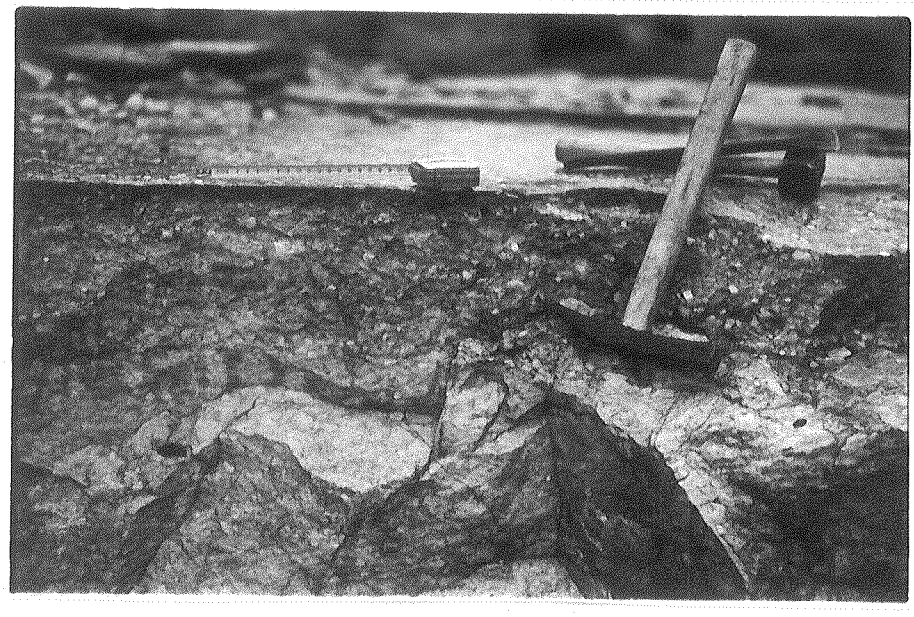


Foto 4. 17. Corte vertical de un conglomerado mantiforme, con base levemente erosiva y espesor variable 15 a 20 cm.

las granulometrías gránulo y guija que se encontraban originalmente dispersas en las arenas cuarzosas que pasaron a constituír la facies principal de la Formación Balcarce. Durante el evento depositacional de las psefitas, la población arenosa sería puesta en suspensión y transportada a otro lugar.

Sin embargo, la presencia en algunos sectores de clastos de 7,5 cm de diámetro, de basamento y ortocuarcitas de un ciclo sedimentario anterior inducen a pensar en la existencia de una componente unidireccional de flujo sobreimpuesta que traería materiales clásticos desde áreas alejadas y que se sumaría a la acción del flujo oscilatorio.

De este modo, velocidades críticas tan elevadas podrían no ser necesarias al combinarse flujos y velocidades oscilatorios y unidireccionales (Hammond y Collins, 1979). Además, debería considerarse el efecto de la turbulencia y los movimientos ascendentes producidos por la rompiente de las olas de tormenta sobre la puesta en movimiento del material.

De cualquier forma, las granulometrías involucradas en los depósitos revelan que las olas generadoras tendrían una energía mayor que la normal, por lo que se supone formadas durante períodos de mal tiempo.

La presencia de estos conglomerados tapizando cuerpos es periódica y frecuente en la columna sedimentaria de la Formación Balcarce. Esto indicaría que las tormentas, responsables del incremento de energía en olas y corrientes, se producirían con relativa asiduidad quedando grabadas en el registro geológico. Tales caracteres permiten coincidir con Kumar y Sanders (1976) y Walker (1979) sobre la importancia de las tormentas como agentes depositantes.

Los eventos de mal tiempo, representados por los conglomerados mantiformes, constituyen factores significativos en la sedimentación de mares someros fuertemente afectados por corrientes tidales, ya que están indicando la estabilización definitiva o "fosilización" de formas de lecho y de cuerpos migratorios de arena.

Así, las superficies originales de ondas de arena formadas por corrientes de marea al producirse una tormenta serían degradadas y su material retrabajado generándose la lixiviación de las granulometrías arenosas y una concen-

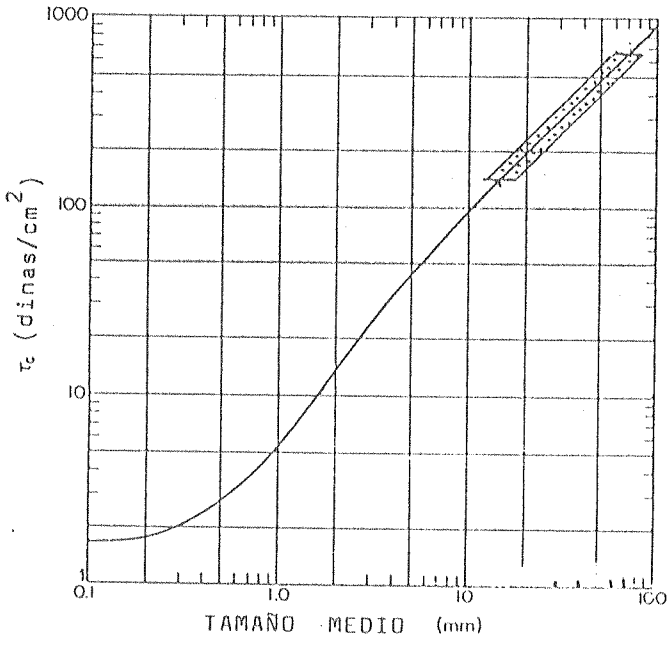


Fig.4.9. Fuerza tractiva crítica de fondo necesaria para movilizar el tamaño de clastos de la facies conglomerádica según el diagrama de Shield modificado (Blatt et al. 1972).

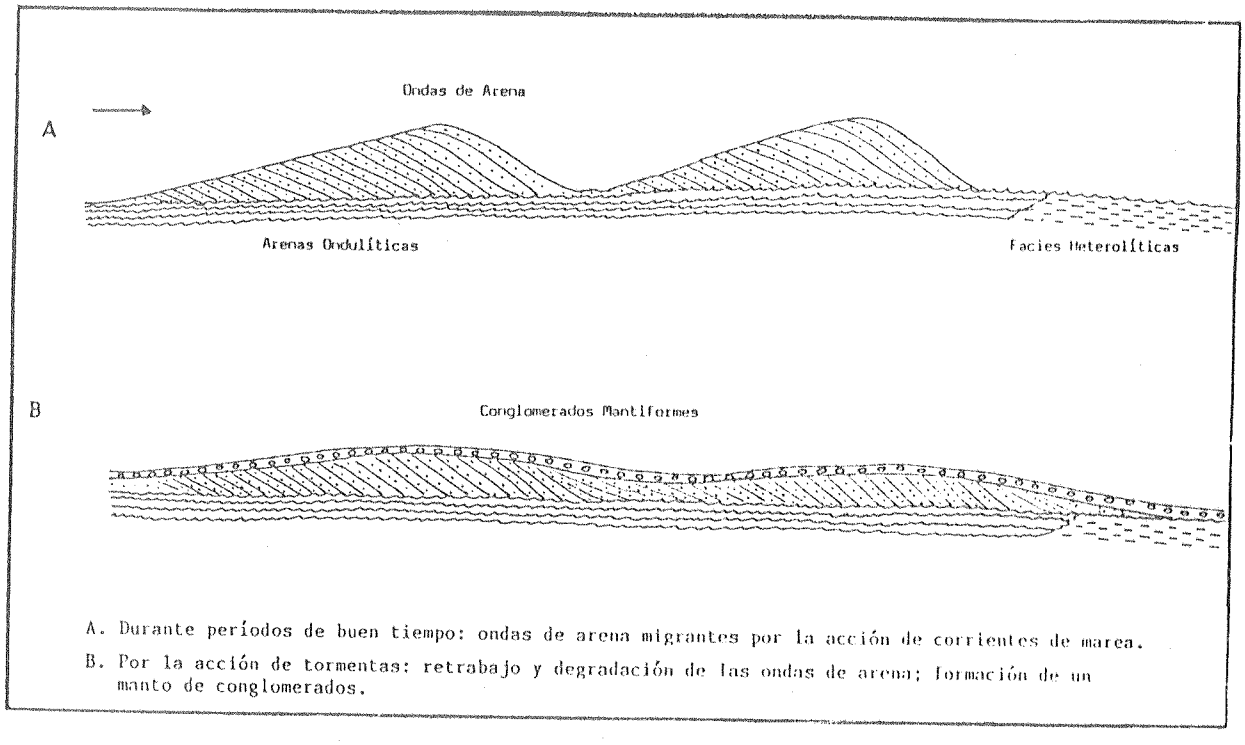


Fig. 4.10. Origen inferido de la subfacies de conglomerados mantiformes.

tración de los tamaños sábulo y guija. Este material gravoso sería movilizado y transportado hasta cubrir las ondas de arena degradadas (Fig. 4.10).

Cuando se reestablece el buen tiempo, no se regeneran los ángulos de inclinación de las caras de barlovento y sotavento ya que las corrientes de marea normales no tienen competencia suficiente para mover la grava allí depositada y se produce entonces agradación con el aporte de arena y la formación de nuevas formas de lecho que avanzan sobre el sustrato psefítico.

En algunos casos, los materiales gravosos llegarían incluso a depositarse en áreas de menor energía cinética mareal, generando capas muy delgadas de conglomerados (escasos centímetros) intercalados entre estratos de sedimentación heterolítica (Foto 4.15).

Duke (1985) considera que en la actualidad serían dos los eventos de mal tiempo capaces de afectar profundamente los ambientes marinos someros de depositación: los huracanes y las tormentas de invierno. Dicho autor analiza la paleolatitud de numerosos depósitos de tormenta ("hummocky") de los cuales 47 casos corresponden al Proterozoico y Paleozoico e infiere que las sedimentitas de áreas de depositación ubicadas a bajas latitudes (media de 17°) serían debidas a la acción de huracanes, mientras que las de latitudes altas corresponderían a tormentas de invierno.

La Formación Balcarce -según la reconstrucción paleogeográfica para el Cámbrico tardío de Scotese et al. (1979)- se habría depositado a una latitud de 25° norte. De tal manera que los conglomerados mantiformes podrían ser, de acuerdo a su paleolatitud, el resultado de la acción de huracanes.

Cg-2. Subfacies de conglomerados de la base de cuerpos psamíticos

Es común observar en los perfiles relevados en la Formación Balcarce, que un conjunto de estratos psamíticos, en grupos de 2 hasta 5 ó 6 capas comienzan con conglomerados en la base del estrato inferior (Fig. 4.11.B). Esto es particularmente frecuente en los sectores en los que están presentes los conglomerados mantiformes coronando las sucesiones, de modo que estos conjuntos

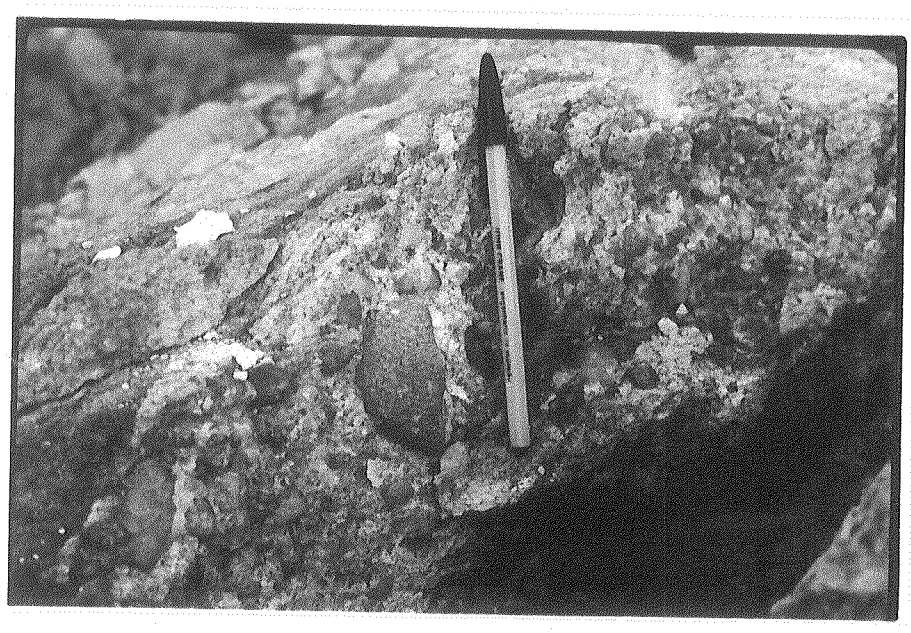


Foto 4. 18. Conglomerado de la base de cuerpos psamíticos. Clasto de 10 cm a la izquierda de la lapicera de arenita cuarzosa. Cantera Dazeo (Batán).



Foto 4. 19. Conglomerado basal de un canal de la Cantera Yaraví Petrea (Batán).

comienzan y terminan con conglomerados. Asimismo, cuando hay desarrollo de la subfacies heterolítica con predominio de pelitas, y el contacto entre éstas y la facies psamítica sobrepuesta es neto, la secuencia arenosa frecuentemente comienza con un conglomerado de la base de cuerpos psamíticos (Foto 4.6).

Se trata de capas de 5 a 25-30 cm de espesor. En general no se observa gradación vertical ni orientación de los clastos. Presentan 10% hasta 25% de matriz psamítica y clastos de 1,5-2 cm de tamaño promedio hasta un máximo de 10 cm. Con respecto a la composición mineralógica, no varía de la descripta en la sección general; hay predominio de cuarzo y en forma subordinada clastos de ortocuarcitas de un ciclo anterior, de basamento y de arcilitas intracuencales color verdoso. Los clastos son subredondeados a redondeados. (Foto 4.18).

Interpretación:

Estos conglomerados representan un evento de gran energía. Las velocidades alcanzadas durante su depositación serían superiores a los 12 a 30 cm/seg para clastos entre 1,5 y 10 cm de diámetro respectivamente, según el diagrama de Shield.

Estos conglomerados de la base de cuerpos psamíticos de la Formación Balcarce, marcarían el inicio de la formación de una barra arenosa e indicarían que dicha generación se puede producir en un ambiente de gran energía relacionado con tormentas.

Con posterioridad a un evento de mal tiempo, la tendencia del medio sería volver a los niveles de energía cinética imperantes previamente. No obstante, la existencia de secuencias que se inician con conglomerados de la base de areniscas justo por encima de subfacies de conglomerados mantiformes, induce a considerar que la energía de las corrientes se mantendría en un nivel muy elevado aún después de terminado el período de tormenta.

En este sentido, Dott y Bourgeois (1982), también han encontrado exceso de energía luego de la formación de niveles con estructura hummocky atribuídos a tormentas. En efecto, estos autores describen un perfil en el que antes de restablecerse la sedimentación pelítica a partir de suspensiones que im-

peraba originalmente, debe pasarse por una etapa con régimen de óndulas.

De modo similar, en el caso de las secciones que nos ocupan, el período de sedimentación normal estaría representado por arenas entrecruzadas debidas a la migración de megaóndulas; no obstante, previamente a su generación, ha tenido lugar el depósito de psefitas de base, que marcaría el pasaje desde condiciones de tormenta (conglomerado mantiforme) a condiciones normales de sedimentación.

Vale agregar que, aunque una alta proporción de conglomerados basales tendrían el origen anteriormente descripto, algunos de ellos podrían haberse formado como depósito de la base de canales migratorios. Es conocido que los canales que seccionan las planicies de marea, presentan en sus bases depósitos psefíticos (Kumar y Sanders, 1974; Reineck y Singh, 1975); este origen estaría probado por el hallazgo de conglomerados en la base de un canal en la Cantera Yaraví Pétrea (Foto 4.19).

En general, depósitos de los canales de marea muestran gran similitud con los sedimentos de los canales fluviales de alta sinuosidad. De tal manera que al migrar lateralmente los cauces, queda sobre la superficie erosiva un pavimento o depósito basal de naturaleza psefítica que tiene geometría mantiforme (Smith, 1968).

4.3. ASOCIACIONES DE FACIES.

En los perfiles relevados se han observado tres asociaciones de facies características, la asociación A, representada por el pasaje de la facies psamítica con estratificación entrecruzada a la facies heterolítica; la asociación B, constituída por conglomerados de la base de cuerpos de psamitas, (cg2), psamitas con estratificación entrecruzada (Ps1) y conglomcrado mantiforme (cg1) y la asociación C, que se inicia con la subfacies heterolítica con predominio de pelita (Ht1) o de arenitas (Ht2) que pasa a la subfacies mixta de pelitas-arenitas

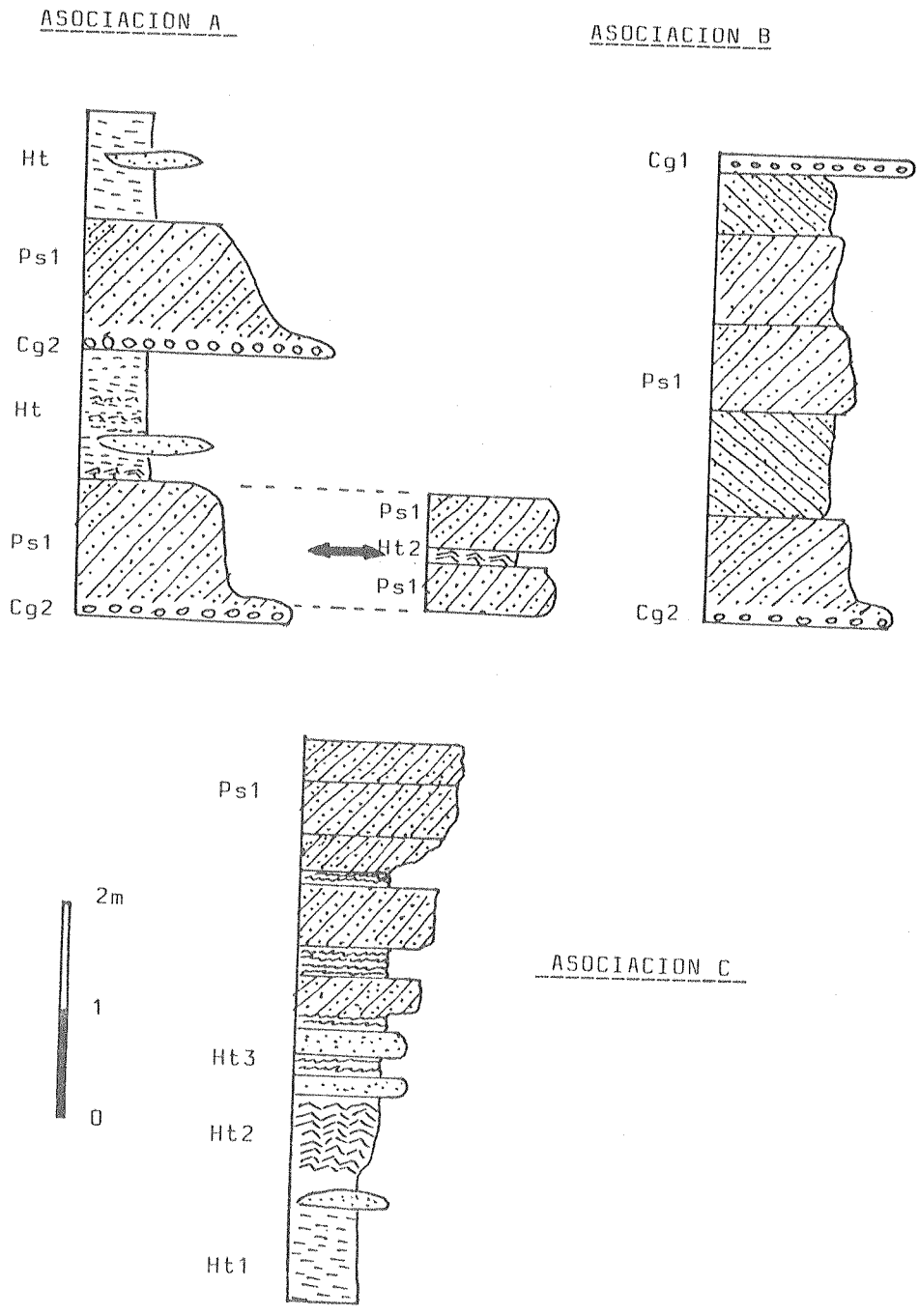


FIG. 4.11. ASOCIACIONES DE FACIES DE LA FORMACION BALCARCE

ondulíticas y arenitas con estratificación entrecruzada (Ht3) y concluye con la subfacies psamitas con estratificación entrecruzada (Ps1) (Fig. 4.11).

La asociación A muestra una clara tendencia granodecreciente, característica observada en muchos de los ambientes dominados por mareas, tanto actuales: Mar del Norte (Evans, 1965; Van Straaten y Kuenen, 1958; Reineck, 1967) como en ambientes antiguos: Zabriskie Quarzite, Cámbrico (Klein, 1975b); Formación Wood Canyon, Precámbrico tardío (Klein, 1975a); Formación Uan Caza Devónico (Rizzini, 1975); Lower Fine Grained Quartzite, Precámbrico (Klein, 1970b).

En la base de esta secuencia puede estar presente la subfacies de conglomerado que pasa transicionalmente a la facies de psamitas con estratificación entrecruzada, con muy buen desarrollo y, finalmente mediante contacto neto, a la facies heterolítica en cualquiera de sus subfacies.

En la facies psamítica es común observar que la subfacies Ps1 puede estar reemplazada por una asociación de orden menor que estaría constituída por la subfacies psamitas con estratificación entrecruzada que pasa a la subfacies heterolítica con predominio de arenitas representada por arenitas ondulíticas de muy pequeño espesor (menor de 5 cm) y/o capitas de arcilita también de reducida potencia.

Esta asociación A se asemeja a la secuencia granodecreciente de Klein (1970a) determinada para la Lower Fine-grained Quartzite, del Precámbrico. De tal manera, la facies Ps1 de la Formación Balcarce podría asimilarse a la Facies 1 (Quarzose sandstone Facies) y con posible formación en la planicie arenosa de submarea o de intermarea baja por la migración de ondas de arena. Vale agregar que si sólo estuviera presente Ps1, podría pensarse en depósitos de submarea; sin embargo al estar representada la asociación Ps1 - Ht2 (semejante a la secuencia B-C de Klein , op. cit.) puede inferirse sedimentación en ambiente intertidal pues la arenita ondulítica (Ht2) se formaría por flujos (en fase de ónduda) propios de los últimos estadios de emergencia de la barra arenosa durante la marea baja.

La facies heterolítica de la asociación A de la Formación Balcarce po-

dría ser comparada con la Facies 2 (Siltstone-mudstone Facies) de Klein (op. cit.). Se la atribuye a ambientes de intermarea alta, específicamente una planicie arcillosa y/o mixta, en la que se produce alternancia de eventos tractivos y suspensivos, originándose las estructuras mixtas, lenticulares, ondulosas hasta flaser.

No obstante, una de las diferencias entre las dos secuencias comparadas es en relación a la subfacies de conglomerados de la base de cuerpos psamíticos que no tendría su equivalente en los ejemplos estudiados por Klein (op. cit.).

Esta asociación evidencia pequeñas fluctuaciones del nivel del mar, a las que se considera responsables de la acreción vertical. Específicamente cada secuencia granodecreciente representa una retracción de dicho nivel. Por su parte, el contacto entre dos asociaciones A superpuestas indicaría una fluctuación positiva del nivel del mar, por lo que estaríamos en presencia de una "mini-transgresión" (Cf. Klein, 1970a, 1971; Klein y Ryer, 1978).

La asociación B (subfacies de conglomerados de la base de cuerpos psamíticos --- subfacies psamíticas con estratificación entrecruzada --- subfacies de conglomerados mantiformes) es interpretada como el registro de la existencia de una barra arenosa (de submarea a intermarea baja). La subfacies de conglomerado de la base de cuerpos psamíticos representa la generación de dicha barra por la acción de corrientes con energía superior a la normal que se relaciona con episodios de mal tiempo. El pasaje a la facies psamítica es transicional y significa un retorno a las condiciones de buen tiempo. La superposición de estratos pertenecientes a la facies psamítica con estratificación entrecruzada representa el desarrollo de la barra a través del tiempo. Finalmente el pasaje por contacto abrupto, en algunos casos levemente erosivo, a la subfacies de conglomerados mantiformes representa la "fosilización" de la barra, episodio que se relaciona con una elevada energía en el medio atribuída a tormentas (del Valle, 1986).

La asociación C (Fig. 4.11.C) no es tan conspicua como las dos mencionadas con anterioridad, se trata de una secuencia granocreciente que se ini-

cia con la subfacies heterolítica con predominio de pelitas (Ht.1) o bien heterolítica con predominio de arenitas (Ht.2) que pasa a la subfacies mixta de pelitas-arenitas ondulíticas y arenitas con estratificación entrecruzada (Ht.3), y finalmente de ésta a la subfacies psamítica con estratificación entrecruzada (Ps.1).

Esta asociación evidencia un gradual y paulatino incremento de la energía del medio. La secuencia sería el resultado de la migración de una planicie de marea en un contexto transgresivo. También podría interpretarse que esta asociación negativa representa el pasaje de un ambiente de interbarra (Ht) con depositación mixta de arenitas y pelitas, a otro de barras arenosas, con predominio neto del material psamítico.

CAPITULO 5

GEOMETRIA DE LAS FACIES DE LA FORMACION BALCARCE.

5.1. INTRODUCCION.

5.2. CONCEPTO DE CUERPO SEDIMENTARIO.

5.3. CONCEPTO DE SUPERFICIES DE DELIMITACION.

5.4. TIPOS DE CUERPOS.

5.4.1. Cuerpos cóncavos-planos.

5.4.1.1. Morfología externa.

5.4.1.2. Diseño interno.

5.4.2. Cuerpos Abultados.

A. Sigmoides de gran escala.

B. Sigmoides de escala mediana.

C. Sigmoides superpuestos ondulados.

D. Cosets de estratificación entrecruzada.

D.1. Sets agrupados con estratificación entrecruzada planar.

D.2. Sets agrupados con estratificación entrecruzada en artesas.

D.3. Sets superpuestos con estratificación entrecruzada en hueso de arenque.

E. Morfologías complejas en cuerpos abultados.

GEOMETRIA DE LAS FACIES DE LA FORMACION BALCARCE.

5.1 INTRODUCCION.

Se ha observado que cada una de las facies presenta una geometría distintiva. Así por ejemplo las facies conglomerádicas son mantiformes, con una gran extensión areal y reducido espesor (inferior a los 30 cm). Por su parte las facies heterolíticas son tabulares, con litosomas que mantienen su techo y piso más o menos paralelos y muy buena continidad a lo largo de un frente de cantera; sus espesores varían entre 0,30-0,50 hasta 3,20 m y su longitud es del orden de los 100 a 200 m.

Con respecto a la facies psamítica, si bien los bancos de ortocuarcitas han sido descriptos como tabulares (Teruggi, 1964; Teruggi y Kilmurray, 1975, 1980; Zalba, 1978), observados en detalle, en el área de estudio, se advierte que son cuerpos lenticulares (abultados) pero ensamblados unos con otros de tal manera que mantienen en conjunto un espesor constante, o sea que, a medida que un cuerpo disminuye su espesor, el inmediato por encima y por debajo, incrementa su desarrollo en este sitio. Asimismo en esta facies se han observado cuerpos cóncavos-planos de variados tipos.

El diseño interno de los cuerpos de las facies psamíticas es tan diverso que su estudio en detalle ha permitido inferir condiciones hidrodinámicas y procesos de formación, lo cual ha motivado su tratamiento en forma particular.

5.2. CONCEPTO DE CUERPO SEDIMENTARIO.

Spalletti (1987) define cuerpo sedimentario como la reunión de un grupo de estratos en una morfología externa peculiar y que se diferencia de otros circundantes. Dicho autor acota además que la mayoría de los cuerpos sedimentarios representan formas, entendiéndose por éstas, a los rasgos de meso a macro escala que se pueden apreciar en ambientes actuales de depositación y que

es factible deducir en sucesiones sedimentarias antiguas.

Son numerosas las referencias a cuerpos de arena en ambientes actuales. A partir de los trabajos de Houbolt (1968), y Caston (1972) que estudiaron la mecánica de formación de bancos perpendiculares a la costa, se han hecho cada vez más frecuentes las contribuciones sobre este tema, con la utilización de técnicas modernas como sonar, ecosonda, "side-scan" y circuitos cerrados de televisión, (Klein, 1970; Klein y Whaley, 1972; Dalrymple et al., 1978; Parker et al., 1978; Boersma y Terwindt, 1981; Boothroyd, 1982; Briggs y Southard, 1982; entre otros). Sobre la base de estos trabajos y aplicando el concepto del actualismo se han interpretado los cuerpos sedimentarios encontrados en la secuencia sedimentaria objeto de este estudio.

5.3. CONCEPTO DE SUPERFICIES DE DELIMITACION.

Para la descripción de cuerpos de arena ha resultado de gran eficacia la utilización del concepto de superficies de delimitación enunciado por Spalletti (1987). Estas superficies de delimitación y sus distintos órdenes constituyen un elemento esclarecedor ante la anarquía existente con respecto a la nomenclatura e interpretación de estas superficies llamadas anteriormente superficies de reactivación por distintos autores (Klein, 1970a; Reading, 1978; Harms et al.,1975), superficies pausa por Boersma y Terwindt (1981) etc. Se interpreta que estas superficies representan interrupciones o modificaciones notorias en las condiciones de flujo imperantes, que provocan una alteración en la forma de lecho existente. Klein (1970a) considera que son el resultado de la acción de la corriente tidal reversa subordinada; sin embargo, otros autores las han observado en condiciones de flujo unidireccional, en ríos y en tubos de experimentación (Johnson, 1975).

Se cree conveniente, definir las superficies de delimitación de distintos órdenes, tal como Spalletti (op. cit.) las enunció, generalizando para sedimentitas con estratificación entrecruzada el criterio que Brookfield (1977) usara en

depósitos eólicos antiguos. De esta manera, las superficies de primer orden son aquéllas que limitan a los cuerpos sedimentarios y pueden adoptar cualquier tipo de configuración. Las superficies de segundo orden son planos que delimitan a cada uno de los sets de un coset de capas entrecruzadas y que en general inclinan con ángulos moderados a bajos en la dirección de la corriente. En cuanto a las de tercer orden, comprenden planos desarrollados dentro de un set con estratificación entrecruzada y delimitan paquetes de capas frontales; buzan en el mismo sentido en que lo hace la estratificación entrecruzada.

En muchos casos las superficies de delimitación implican una remodelación de la superficie de sedimentación original, muchas veces como producto de la acción del oleaje sobre las barras de arena, tal como queda evidenciado cuando se hallan óndulas de distintas magnitudes (Foto 5.1).

Se ha observado que las superficies de delimitación sobre todo las de primer orden están recubiertas por diferentes materiales que se adaptan a la morfología de los cuerpos que ellas delimitan y constituyen capas de escaso espesor. Con notoria frecuencia, se hallan tapizadas por niveles pelíticos con espesores no superiores a los 5 cm. Indudablemente esto denota un lapso en el cual la energía del ambiente es mínima, con ausencia de corrientes y depositación del material que se encontraba en suspensión.

En otros casos, las superficies de delimitación están cubiertas por una arenita ondulosa con espesores que oscilan entre unos pocos centímetros y 10 cm. Se habrían formado por acción de un régimen de flujo bajo, en fase ónduda, durante la emergencia de las barras; específicamente se trataría del efecto de corrientes generadas en los cuerpos de agua aislada que queda en los senos. Además, algunos de estos niveles ondulosos podrían haberse formado durante los períodos de bajamar por retrabajo de las olas sobre la cresta y flancos de las barras.

Otra posibilidad observada es que las superficies de primer orden estén recubiertas por la facies de conglomerados mantiformes de escasos centímetros hasta un máximo de 20 cm de espesor, que como se vio en el Capítulo 4 se formarían durante períodos de tormenta.



Foto 5.1. Detalle de una superficie de delimitación de 1º orden remodelada por la acción del oleaje. Cantera Yaraví Petrea (Batán).

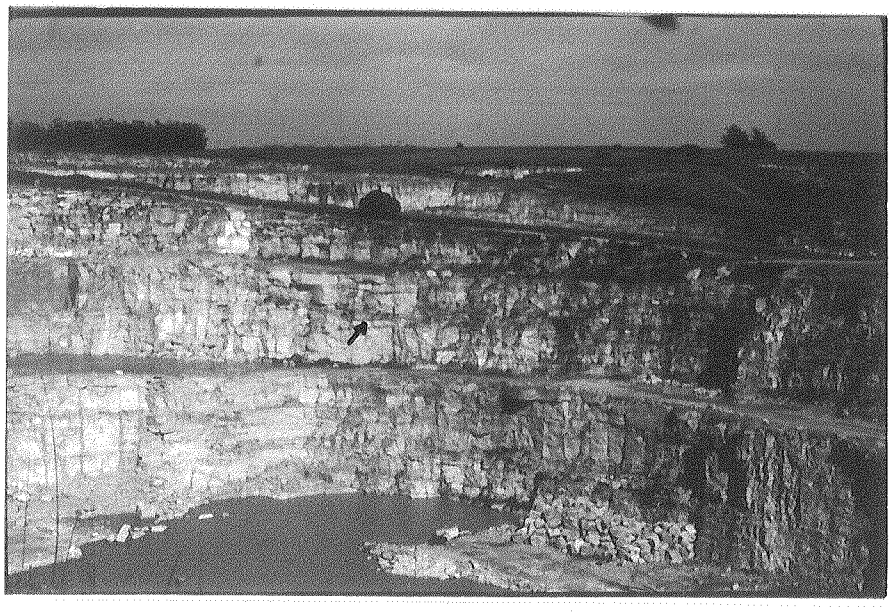


Foto 5.2. Cuerpo cóncavo-plano (canal) simple . Cantera Dazeo (Batán).

5.4. TIPOS DE CUERPOS.

5.4.1. Cuerpos cóncavos-planos.

Este tipo de cuerpos ha sido interpretado como formado por corrientes encauzadas cuya importancia en planicies tidales y especialmente en las de intermarea ha sido remarcada por numerosos autores. Como dato ilustrativo Reineck (1958a fide Reineck y Sing, 1975) considera que el 58% de las planicies de marea -del Mar del Norte- han sido retrabajadas por canales en 68 años y puntualiza que ello es debido principalmente a la migración lateral de los canales. Dicha migración es mayor en planicies arenosas que en las arcillosas y pueden llegar a desplazamientos del orden de los 25 a 30 m por año. Asimismo Hayes (1975) especifica que para costas con rangos mesotidales -a los cuales pertenecería la Formación Balcarce según determinaciones realizadas (ver Capítulo 7)- los canales de marea constituirían entre el 20 y el 100% de las formas costeras.

La relativa abundancia de estos cuerpos cóncavos-planos -que en algunos sectores de la unidad litoestratigráfica en estudio llegaría al 15% del total sedimentario- y la variedad de formas externas y de diseños internos observados, nos ha llevado a realizar descripciones detalladas e intentar interpretaciones dentro del contexto de la sedimentación mareal.

5.4.1.1. Morfología externa de los cuerpos cóncavos-planos.

Se han diferenciado tres tipos de morfologías externas en estos cuerpos cóncavos-planos: 1) canal simple, 2) canal compuesto y 3) cuerpos cóncavos-planos abiertos.

1) Canal Simple: se distingue perfectamente la forma cóncava-plana en sección transversal, con sus dos extremos bien definidos (Foto 5.2). La magnitud de estos cuerpos sería del orden de 80 a 100 m de ancho y 7 a 10 m de altura. En algunos casos se ha observado que estos cuerpos son recurrentes, de tal manera que se encuentra un canal y a la vez sus depósitos son cortados por otro cuerpo cóncavo-plano de dimensiones menores; esto ha sido observado en la Cantera Yaraví Pétrea (Foto 5.3), donde se distingue un cuerpo de 40 m

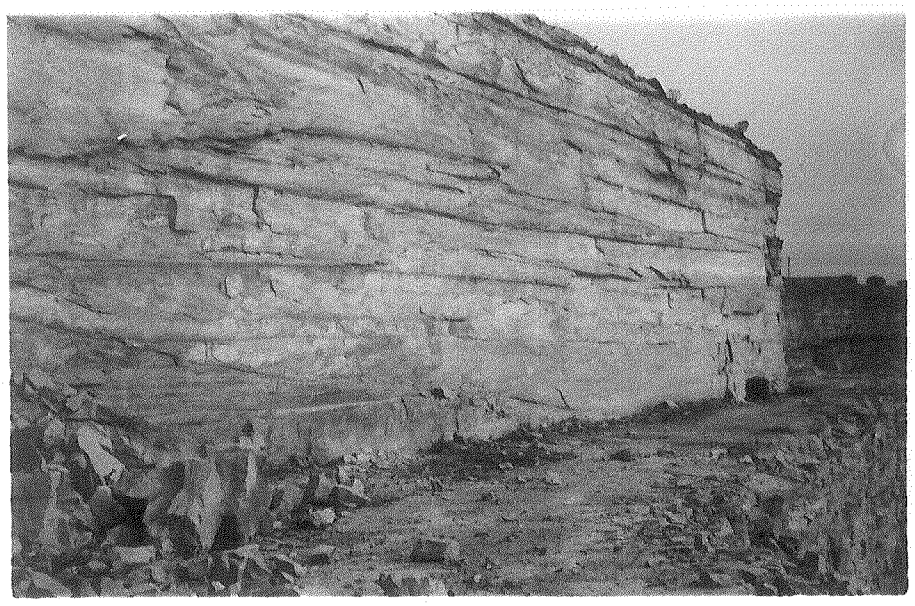


Foto 5.3. Canal Simple cortado por otro cuerpo cóncavo-plano de menores dimensiones .Cantera Yaraví Petrea (Batán).

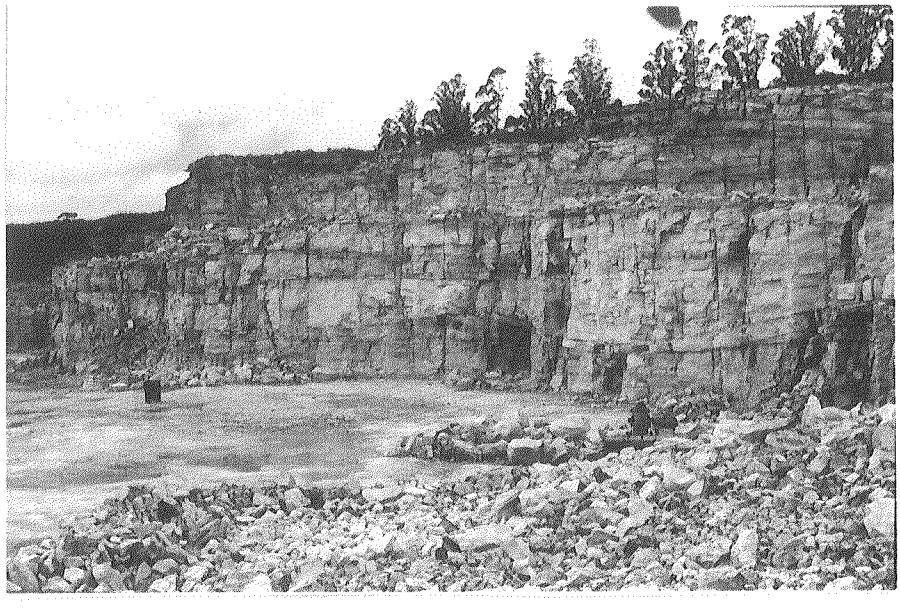


Fig. 5.4. Cuerpo cóncavo-plano compuesto. Cantera Yaraví (Batán).

de ancho y 15 m de altura.

2) Canal Compuesto: comprende a dos cuerpos cóncavos-planos unidos en uno de sus extremos; en el sitio de unión y hacia el borde de los cuerpos se observa un litosoma plano-convexo de dimensiones reducidas respecto a las de los canales (Foto 5.4).

3) Cuerpo Cóncavo-plano abierto: tiene uno de los flancos cerrado o acuñado, luego la porción cóncava se profundiza y posteriormente base y techo del cuerpo se hacen subparalelos, sin que se observe el fin del cuerpo dentro de los límites del afloramiento (Foto 5.5).

En relación con la morfología externa, pero independientemente de su diseño y de su tipo de relleno, se ha observado que estos cuerpos presentan una razón ancho/profundidad elevada, esto podría ser una consecuencia de la pendiente muy baja que presentaba la plataforma en la cual estaban labrados.

Además debemos acotar que, en nuestra opinión, tanto los cuerpos simples como los compuestos son esencialmente el resultado de avulsión o abandono; mientras que la tercera de las formas enunciadas se produciría por migración lateral de canales.

5.4.1.2. Diseño interno de los cuerpos cóncavos-planos.

Con respecto a la disposición interna de las capas o estratos que rellenan los cuerpos cóncavos-planos se han observado cuatro tipos distintos, tres de ellos resultan muy útiles en la interpretación genética de los paleocanales:

a) los estratos se adaptan a la morfología del fondo del canal; presentan espesor mayor en el centro, mientras que hacia los flancos éste se reduce considerablemente; a medida que se ha colmatado el canal, las capas adquieren disposición menos inclinada y por lo tanto subparalela al techo del cuerpo. Vale agregar que este relleno es de naturaleza psamítica hasta conglomerádica fina, es decir con neto predominio de sedimentos tractivos (Fig. 5.1.A).

b) los cuerpos están conformados por estratos planos, paralelos al techo del cuerpo. Aquí debemos distinguir dos tipos de rellenos ya que se han observado algunos compuestos en su totalidad por sedimentos pelíticos, mientras que hay otros esencialmente tractivos, conglomerádicos y psamíticos, con algu-

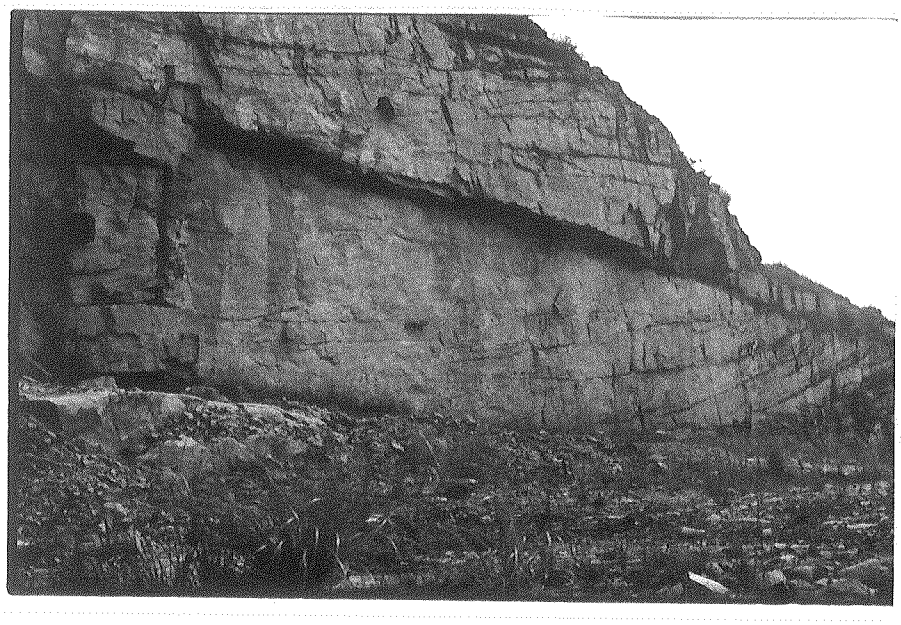


Foto 5.5. Cuerpo cóncavo-plano abierto.Cantera Yaraví Petrea (Batán).

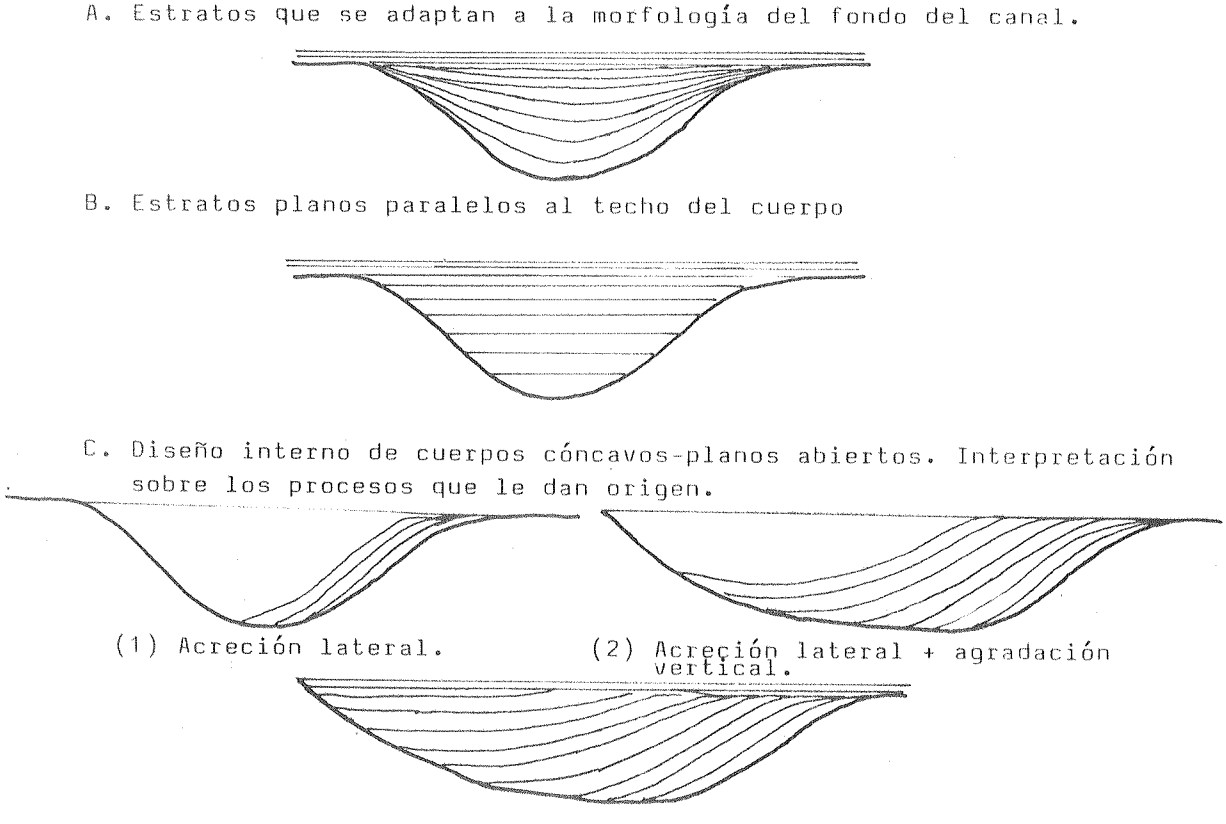


Fig. 5.1 . Tipos de diseño interno de los cuerpos cóncavos-planos.

nos niveles pelíticos muy subordinados (Fig. 5.1.B).

c) un tercer tipo de relleno que se da en cuerpos cóncavos-planos abiertos, es aquél en el que hacia el flanco del canal las capas internas se adaptan a la morfología del fondo y presentan un ángulo de buzamiento relativamente alto; no obstante, este ángulo decrece notablemente cuando la capa cubre el fondo del canal, sitio en el que los estratos se hacen tangenciales al piso. A medida que nos alejamos del flanco cerrado del cuerpo, las capas adquieren mayor espesor y ángulo de inclinación muy bajo, hasta ser subparalelas al piso; presentan además mayor continuidad lateral (Foto 5.5). Con respecto al tipo litológico que lo constituye sería también eminentemente arenoso (Fig. 5.1.C).

d) un cuarto tipo de relleno sería el macizo, en el cual al menos aparentemente no se diferencian estratos internos.

Interpretación: La primera de las morfologías internas se produce en cursos estables, donde hay un neto predominio de la agradación vertical. El canal se someriza cada vez más a medida que transcurre el tiempo, pero se mantiene la hegemonía del transporte tractivo. Mc Kee (1957) interpreta este diseño como propio de canales sumergidos y Spalletti (1987) describe este tipo de relleno como cuerpo característico de ambiente fluvial, pero para grandes ríos en los cuales el caudal no presenta variaciones estacionales de importancia; de esta manera inferimos que se puede haber formado en ambiente se submarea, en donde el canal permanece siempre sumergido.

Con respecto al segundo tipo de relleno -que presenta estratos horizontales- el subtipo constituído por sedimentos tractivos, es el único diseño en el que se ha observado ciclicidad con secuencias granodecrecientes que van desde material conglomerádico y psamítico hasta sedimentos pelíticos de naturaleza suspensiva, lo cual denota una variación recurrente en la competencia de la corriente encauzada. Internamente las capas horizontales de naturaleza psamítica muestran estratificación entrecruzada planar. Coincidimos con Mc Kee (op. cit.) en la apreciación de que el nivel del agua, estaría dentro del canal; las capas pelíticas, de reducido espesor, indicarían períodos de escasa profundidad

de agua. De lo anteriormente expresado surge que este relleno constituiría un diseño de canal de planicie de intermarea.

El subtipo de estratos horizontales con litología pelítica constituye un diseño de curso abandonado que muestra características peculiares, ya que implica un notorio cambio en las condiciones de energía cinética. El cauce fue labrado por una corriente capaz de erosionar material arenoso previamente depositado, que según el diagrama de Hjulstron modificado por Sundborg (en Blatt et al., 1972) implicaría velocidades críticas superiores a 20-50 cm/seg para arenas finas a medianas. Con posterioridad se habría producido un decrecimiento notorio de la energía cinética, posibilitándose la decantación de material pelítico a partir de aguas estancadas hasta rellenar totalmente el paleocauce.

En relación al tercer tipo de relleno se produciría por un fenómeno de sedimentación compleja en la planicie arenosa de mareas dando lugar a una estratificación similar a la "epsilon" de Allen (1963) o estratificación entrecruzada longitudinal de Reineck (1958, fide Reineck y Sing, 1975).

En nuestra opinión la sedimentación se inicia sobre el flanco convexo del canal curvado, por acreción lateral, y origina capas inclinadas cuyo buzamiento es perpendicular a la dirección del flujo. Cada capa inclinada individualmente constituye una unidad que se diferencia de las capas frontales en que éstas son paralelas y tienden a ser morfológicamente iguales, mientras que aquí las capas son lentiformes o cuneiformes. Las que tienen alto ángulo de inclinación, o sea en las que predominó en su formación la acreción lateral, muestran tendencia a ser cuneiformes y presentan internamente laminación paralela a su techo y base, mientras que las que tienen ángulos de inclinación bajos, en las que predominó durante su formación el proceso de agradación vertical, presentan en algunos casos estructuras internas paralelas, pero en otros tienen estratificación entrecruzada planar.

Mc Kee (op. cit.) interpreta que este relleno de canal se produce por el pasaje de corrientes en forma diagonal en planicies intertidales, cuando se encuentran sumergidas. Sin embargo, la peculiar configuración de las capas de este diseño, nos induce a pensar en la existencia conjunta con la acreción la-

teral, de una importante componente de agradación vertical, evidenciada por la notable disminución en el ángulo de inclinación de las capas y aumento del espesor hacia el centro del cuerpo (Fig. 5.1.C) y por la disposición verticalmente ordenada de los litosomas de distinta edad (los más antiguos abajo).

Reineck y Sing (op. cit.) han considerado a la estratificación entrecruzada longitudinal como típica de las planicies arenosas de intermarea. En un ambiente de este tipo, sumamente extendido y de pendiente muy suave, los canales de marea son susceptibles de migrar lateralmente, por lo que depositan (por acreción lateral) capas inclinadas de un ángulo considerable, al adaptarse al borde erosivo. Sin embargo, tanto un aumento en el material de carga como una disminución en la velocidad de la corriente o cambios en el nivel del mar (aumento?) o quizás un efecto combinado de todas estas variables, pueden dar por resultado una importante agradación vertical que se manifestaría esencialmente hacia el fondo del canal. La corriente va perdiendo su poder erosivo y el canal disminuye gradualmente su profundidad, haciéndose cada vez más pando hasta rellenarse totalmente.

En síntesis, en nuestra opinión, estos tan prominentes canales son el producto de efectos combinados de sedimentación tractiva por acreción lateral y frontal. Sólo se los reconoce como paleocanales, cuando se distingue el flanco en el que tuvo comienzo la acreción lateral, ya que el otro extremo de este cuerpo cóncavo-plano de gran extensión lateral tiene una inclinación muy baja, casi concordante con los cuerpos lentiformes circundantes, por lo cual en muchas ocasiones resulta difícil su diferenciación.

5.4.2. Cuerpos abultados.

Abarcamos con esta denominación tanto a los cuerpos cóncavos-convexos como a los planos-convexos y se los interpreta como barras arenosas formadas por corrientes de mareas tanto en ambiente intertidal como subtidal.

Los cuerpos cóncavos-convexos son la morfología externa más profusa

y característica de la Formación Balcarce; se la distingue tanto en afloramientos naturales (flancos de sierras) como en frentes de explotación minera.

Las dimensiones son variables y cubren un amplio rango; sin embargo, una magnitud promedio para afloramientos naturales estaría dentro de los 15 m de ancho y 2,5 a 3 m de altura.

Estos cuerpos se disponen de una manera muy peculiar, se adaptan unos a otros de tal manera que la parte más abultada de uno se corresponde con el sector más delgado del cuerpo supra e infrayacente, conformando un diseño como los de la figura 5.2 y la foto 5.6. Entre un cuerpo y otro se encuentran con frecuencia niveles heterolíticos de reducido espesor y con estructura ondulosa.

Los cuerpos plano-convexos son numéricamente minoritarios, sin embargo se diferencian nítidamente de los restantes cuerpos abultados; poseen una relación altura/longitud mayor de 0,5 , mientras que en los cuerpos cóncavos-convexos la altura es varias veces menor que la longitud.

Internamente los cuerpos abultados presentan diferentes diseños, entre los más característicos se pueden mencionar:

A. Sigmoides de gran escala.

B. Sigmoides de escala mediana.

C. Sigmoides superpuestos ondulados.

D. Cosets de estratificación entrecruzada.

D.1. Sets agrupados con estratificación entrecruzada planar.

D.2. Sets agrupados con estratificación entrecruzada en artesas.

D.3. Sets superpuestos con estratificación entrecruzada en hueso de arenque.

E. Morfologías complejas en cuerpos abultados.

A. Sigmoides de gran escala.

En este tipo de cuerpos se observan superficies de delimitación de 3º orden que definen paquetes sigmoidales de longitudes que varían entre 10 m y

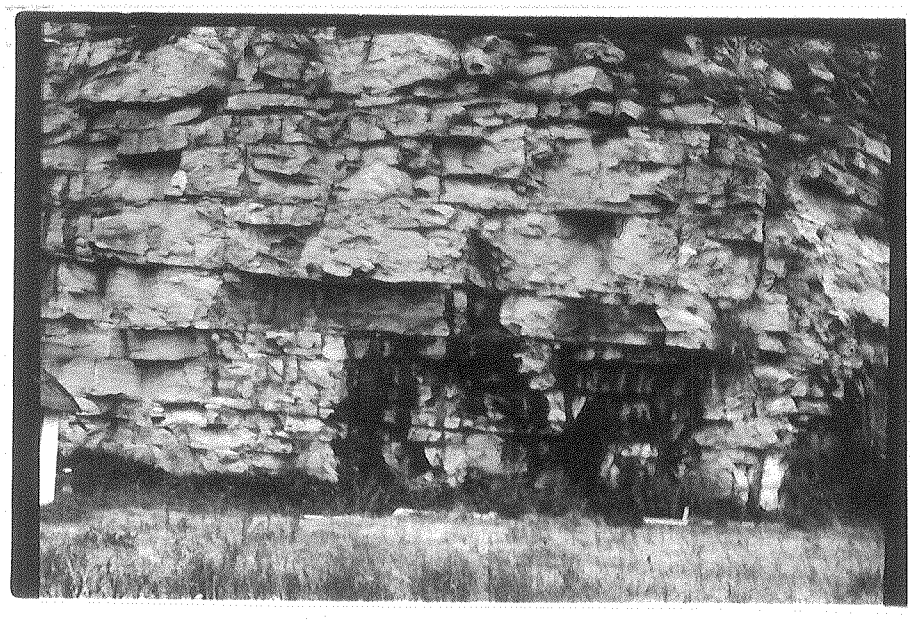


Foto 5.6. Forma de disponerse de los cuerpos abultados. Cantera del Puerto. Un cuerpo presenta su máximo desarrollo vertical ,mientras que los litosomas que lo supra e infrayacen tienen su mínimo espesor.

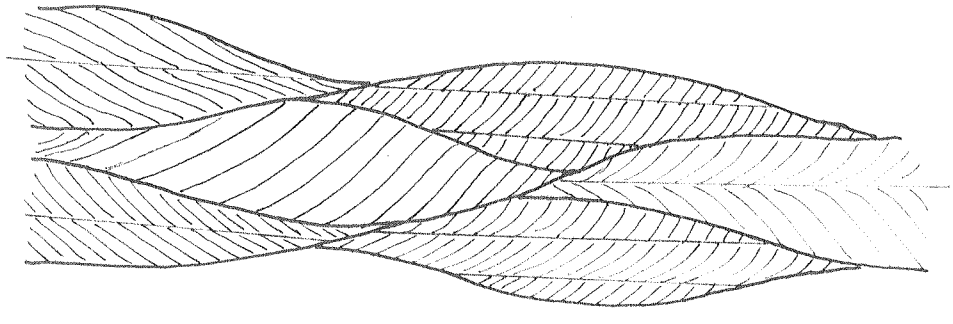


Fig. 5.2. Disposición de los cuerpos abultados.

15 m y espesores entre 0,50 y 2,50 m (Foto 5.7. Fig. 5.3).

Las superficies de delimitación de 3º orden en algunos casos presentan un tramo subhorizontal hacia el techo del estrato para concluír con una inclinación importante similar a la de las capas frontales conformando superficies convexas (Fig. 5.3). En cambio en otros cuerpos son paralelas a las capas frontales de las cuales se diferencian por presentar un tapiz pelítico más desarrollado (Foto 4.1).

Estos paquetes sigmoidales presentan internamente estratificación entrecruzada tangencial o planar, con capas frontales bien definidas que tienen espesores individuales que varían entre 5 y 45 cm.

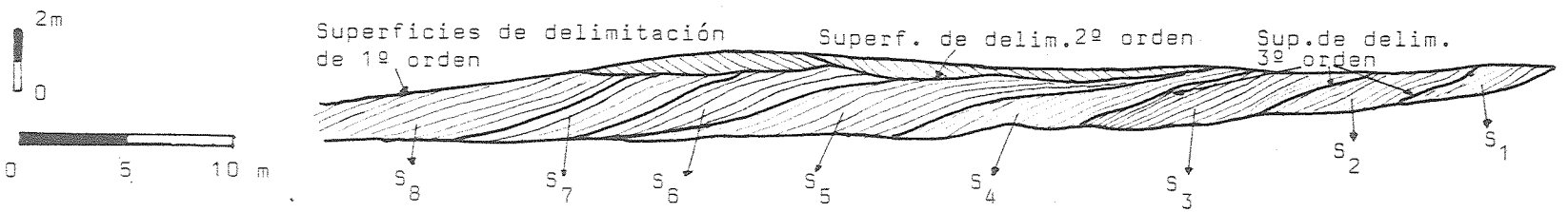
En algunos cuerpos de este tipo, entre las capas frontales se puede observar desarrollo de niveles de arena fina a muy fina con estructura ondulítica y espesores entre 3 y 10 cm (Foto 5.8). El plano de separación entre la capa frontal y la intercalación ondulítica podría ser considerado como una superficie de delimitación de orden menor (4º orden).

Al analizar con detenimiento las capas frontales, se nota que internamente presentan laminaciones con espesores que oscilan entre 1 y 4 cm. Estas láminas muestran gradación desde arena mediana a fina. Asimismo, se observan planos de truncamiento que cortan a un determinado número de láminas y sobre y paralelo a ellas se deposita otro grupo, que a su vez será seccionado por otra superficie erosiva. Estas constituyen verdaderas superficies de delimitación (de 5º orden) similares, pero de menor escala, a las superficies de reactivación de Klein (1970).

Interpretación:

Se interpreta que este tipo de cuerpo ha sido formado por la migración de una onda de arena de grandes dimensiones (alrededor de 2,50 m de altura) bajo el efecto de corrientes tidales. De acuerdo a los criterios sustentados por Clifton (1983) como diagnósticos de ambientes subtidales, esta forma de lecho por su altura (superior a 2 m) se habría originado en una planicie por debajo del nivel mínimo del mar, y específicamente a profundidades del orden de los 10 m; no se descarta inclusive que pudiera haberse desarrollado hasta con





S_1 a S_8 : paquetes sigmoidales delimitados por superficies de 3º orden.

Foto 5.7 y fig. 5.3. Cuerpo concavo-convexo con diseño interno del tipo sigmoides de gran escala.Cantera Dazeo (DA.16)(Batán).

alturas medias de agua del orden de los 20 m (Cf. Allen, 1984: 456, según gráfico altura de la onda de arena vs. profundidad media del agua).

Las mareas que originaron estos cuerpos pueden ser consideradas como una combinación de corrientes oscilatorias-rotatorias y de translación (según Allen, 1984: 421). De acuerdo a este concepto, presentarían una componente translatoria, que produciría el principal transporte de partículas, con una velocidad constante (U_1 en la Fig. 5.4) y una dirección fija; mientras que la componente oscilatoria-rotatoria (U_2) variaría en magnitud y dirección con el tiempo.

De acuerdo a la simetría o asimetría de la velocidad de las corrientes de flujo y reflujo de las mareas en el tiempo la onda de arena adoptará una determinada morfología externa y diseño interno. (Allen, 1980).

Los cuerpos de la Formación Balcarce tipo "sigmoides de gran escala" podrían asimilarse a la clase c y d de Allen (1984) (Fig. 5.5).

Al migrar la onda de arena por efecto de corrientes de marea con velocidades fuertemente asimétricas en el tiempo, se produciría separación del flujo en la cara de sotavento de tal manera que el material arenoso que llega a la cresta cae en forma de avalancha dando origen a las capas frontales de gran escala.

Esto se produciría durante la marea predominante en el período de tiempo en que se superan las velocidades críticas para iniciar el movimiento de clastos arenosos y se alcanzan velocidades superiores a las correspondientes a la transición óndula-megaóndula.

Durante la marea subordinada no se produciría migración de la onda de arena, sino sólo retrabajo del material depositado y degradación de la cresta. En algunos casos, en los que se supera el umbral crítico de movimiento, por efecto de flujos de régimen bajo en fase óndula, se originarían los niveles ondulíticos intercalados entre las capas frontales (Fig.5.6, Foto 5.8). En otros casos (Foto 4.1) no se supera la velocidad crítica, produciéndose sólo depositación por decantación de material pelítico.

En la figura 5.6 se muestra esquemáticamente la evolución y desplaza-

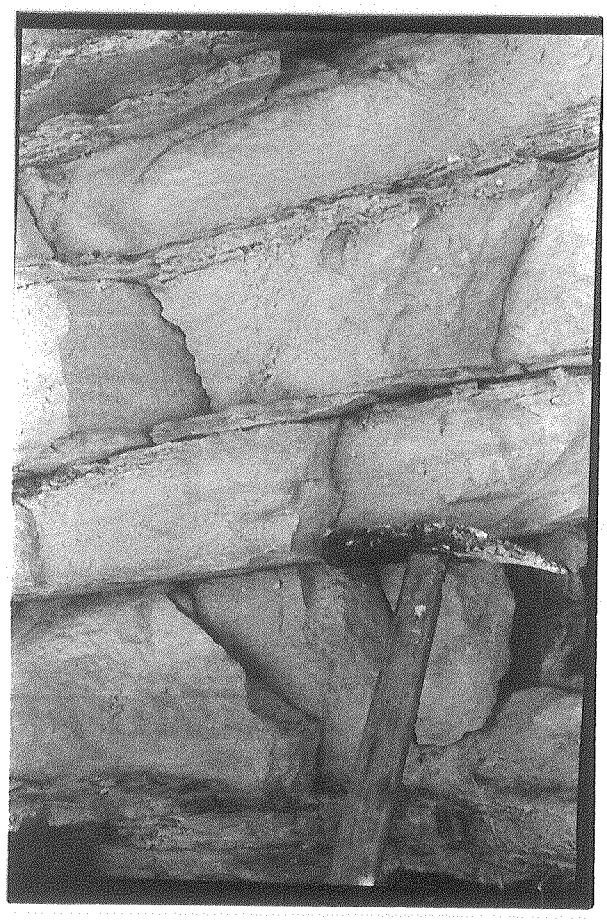
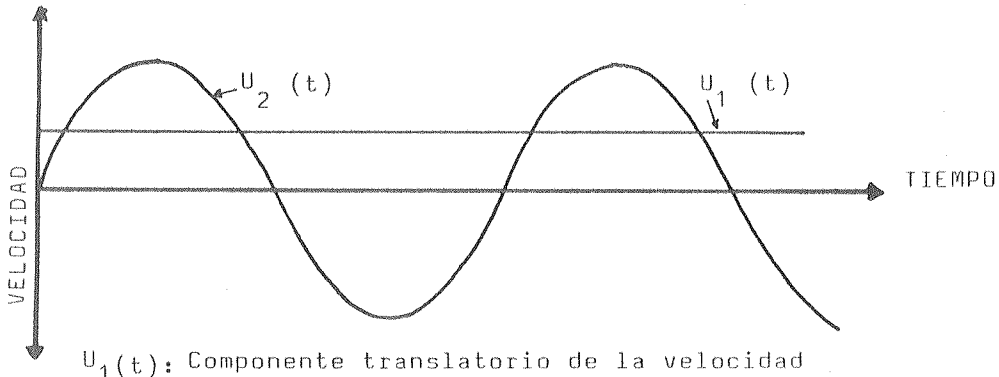


Foto 5.8. Detalle del cuerpo concavo-convexo con diseño interno tipo sigmoide de gran escala (foto 5.7). Conjunto de capas frontales separadas por niveles de arenitas ondulíticas. Cantera Dazeo (DA.16).



$U_1(t)$: Componente translatorio de la velocidad (valor constante y dirección fija).

$U_2(t)$: Componente oscilatorio-rotacional de la velocidad (velocidad varia en magnitud y dirección con el tiempo).

Fig.5.4. Transporte oscilatorio-rotacional-translatorio.

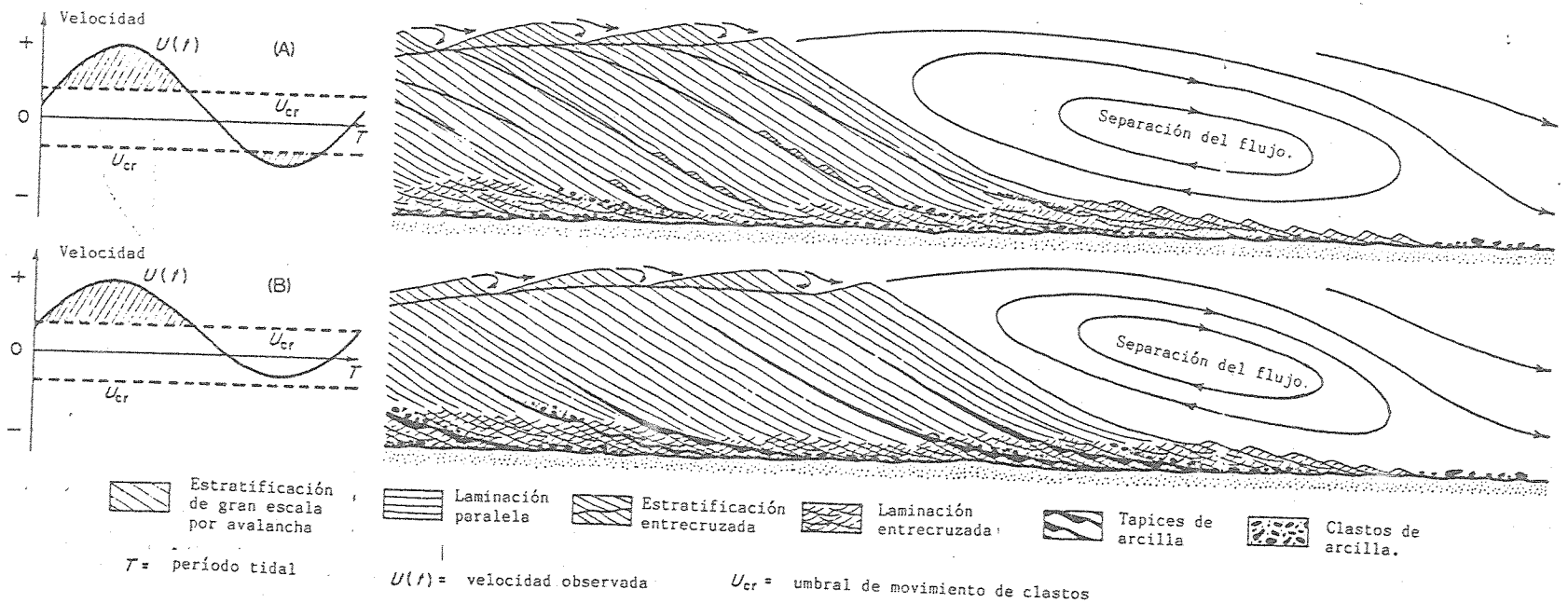


Fig.5.5. Estructura interna de una onda de arena (sand wave) que migra por la acción de corrientes de marea con velocidades fuertemente asimétricas en el tiempo A. corresponde al tipo "C" y B al "D" de Allen (1984). Explicación en el texto.

miento de una onda de arena mareal en el tiempo y los principales procesos de sedimentación.

En el caso del cuerpo de la Cantera de Dazeo (Foto 5.7), la corriente que formó las capas frontales sería la de reflujo o merma de marea (RBZ: N200/17°), mientras que los niveles ondulíticos se habrían formado por la corriente de entrada de marea. Las distribuciones granulométricas acumulativas de los distintos paquetes sigmoidales se pueden apreciar en la Fig. 5.7 y 5.8. En el cuadro 5.1 se puede observar el umbral de movimiento para el diámetro correspondiente a la mediana, así como las velocidades medias (a una profundidad de flujo de 20 m) en que se produce la transición entre óndulas y megaóndulas, y entre megaóndulas y lecho plano.

CUADRO 5.1

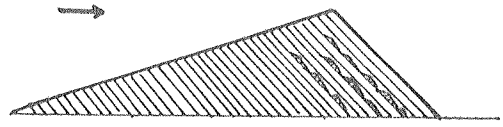
Velocidades medias a a profundidades de 20m	Entrada de marea D_{50}: 0,125 mm	Salida de marea	
		D_{50}: 0,175 mm	D_{50}: 0,250 mm
Velocidad crítica para el movimiento de clastos.	45 cm/seg	45 cm/seg	45 cm/seg
Velocidad transición óndula - megaóndula.	100 cm/seg	100 cm/seg	85 cm/seg
Velocidad transición megaóndula-lecho plano.	125 cm/seg	145 cm/seg	155 cm/seg

Desde el punto de vista hidrodinámico las corrientes de reflujo o merma de marea, en este cuerpo habrían alcanzado velocidades medias superiores a los 85-100 cm/seg e inferiores a los 145-155 cm/seg durante el tiempo t_4-t_5 en el cual la onda de arena migró hacia el suroeste (Fig. 5.7).

Bajo la acción de las corrientes de entrada de marea (t_1-t_2) las velocidades medias alcanzadas, si bien superaron el umbral crítico de movimiento (45 cm/seg) no llegaron a velocidades necesarias como para pasar a la fase de megaóndula, generando los niveles ondulíticos, en fase óndula de un flujo de régimen bajo (Fig. 5.7).

Corriente dominante

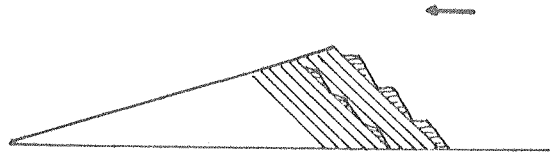
T_2-T_3



Formación de capas frontales de gran escala al separarse el flujo en la cara de sotavento de la onda de arena.

Corrienta subordinada

T_5-T_6

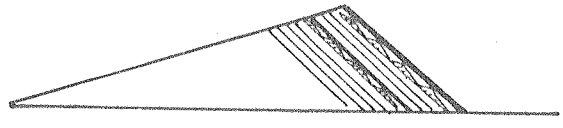


Migración de óndulas, formación de niveles de arenitas ondulíticas intercalados entre capas frontales.

Aguas quietas

T_4-T_5

T_6-T_1



No se supera el umbral de movimiento de los clastos ; sólo se depositan pelitas por decantación desde suspensiones (tapiz de arcilita sobre capas frontales).

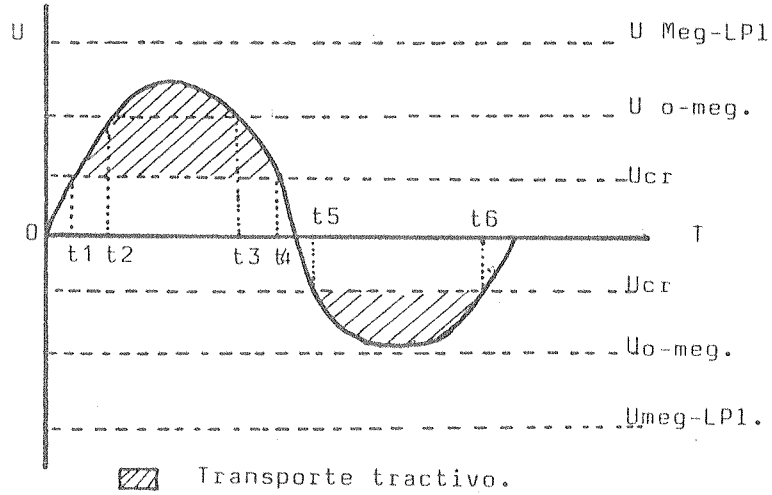


Fig. 5.6. Origen de las capas frontales , niveles ondulíticos intercalados y tapices de arcilita. Su vinculación con la variación de las velocidades de las mareas en el tiempo.

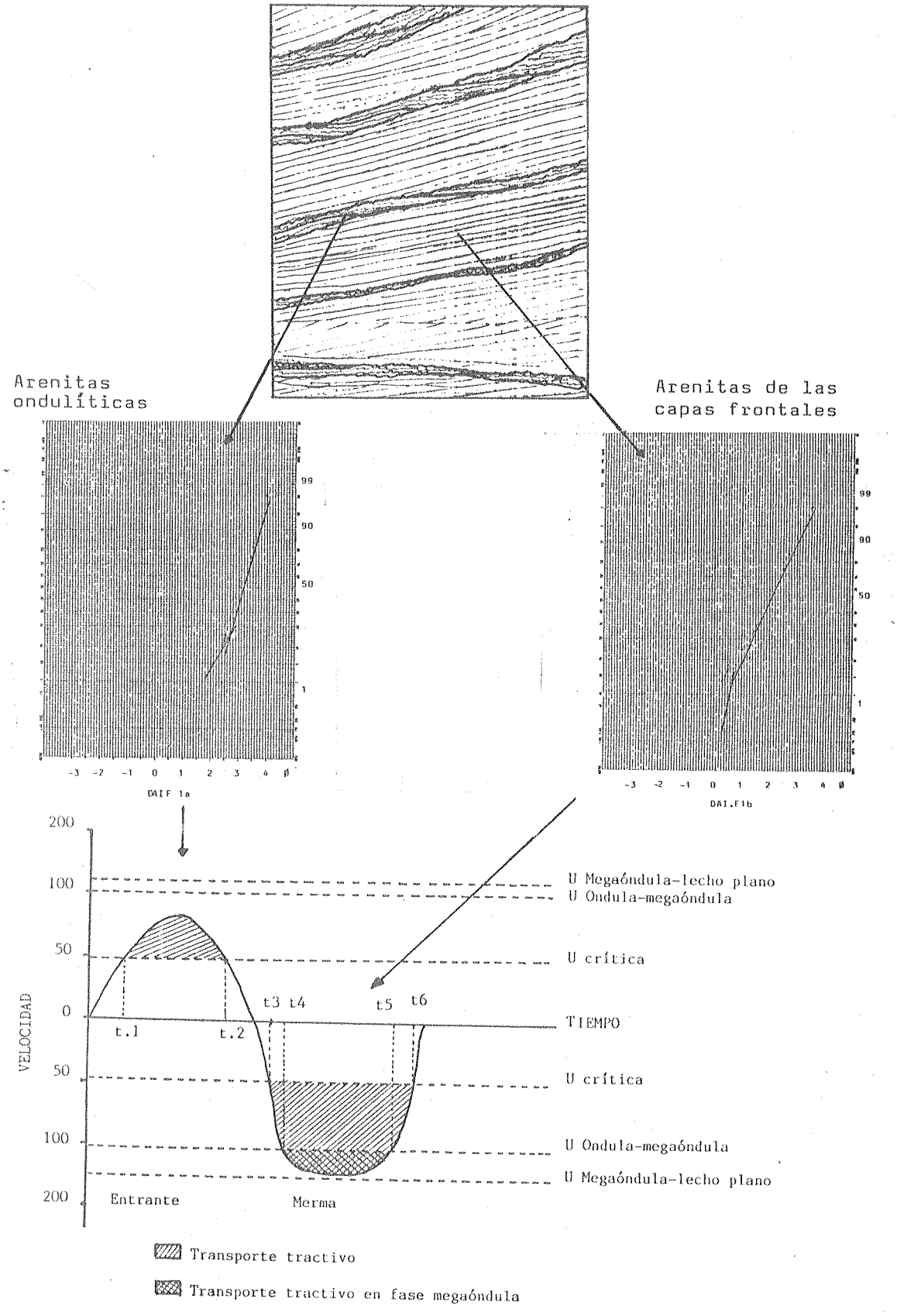


Fig.5.7. Determinación del grado de asimetría y de las velocidades de las corrientes de marea de acuerdo a las características granulométricas de las psamitas.

Durante los períodos t_0-t_1 y t_2-t_3 y t_6-t_0 no se superaría el umbral crítico de movimiento del tamaño arena, produciéndose decantación de pelitas que forman los característicos tapices de arcilla sobre las capas frontales y otras superficies de delimitación.

En otros casos la corriente subordinada no alcanza a superar el umbral de movimiento de partículas; por lo tanto se produce una pausa en la sedimentación arenosa y sólo decanta el material pelítico. El período migratorio y constructivo de la onda de arena se produce durante la marea predominante (Fig. 5.5.B).

Con respecto a las superficies de delimitación de 3º orden (superficies de reactivación) su origen se relaciona con degradación de las formas de lecho preexistentes ante el accionar de corrientes contrapuestas, probablemente incrementadas por condiciones meteorológicas adversas o por refuerzos de las corrientes tidales debidas a períodos equinocciales o de perigeo (ver Capítulo 7.4).

La forma de las superficies de delimitación de 3º orden también puede ser interpretada y dar una noción del grado de asimetría de las corrientes imperantes. Las que son paralelas a las capas frontales implican una extrema asimetría de las corrientes tidales con un período de migración de la onda de arena durante la marea predominante e inactividad con la marea subordinada, que no alcanza a superar el umbral de movimiento de las arenas. Estas superficies son verdaderos "planos pausa" según el concepto de no depositación utilizado por Boersma y Terwindt (1981).

En los casos en que las superficies de delimitación de 3º orden son ligeramente convexas y con inclinaciones al menos en parte inferiores al buzamiento de las capas frontales implican que si bien hay asimetría en las velocidades, la corriente subordinada tiene una competencia tal que modifica la forma de la onda de arena, remodela la zona crestal y cambia las inclinaciones de sus lados (Fig. 5.9) (Cf. Mowbray y Visser, 1982).

B. Sigmoides de escala mediana.

Son cuerpos de escala mediana con reducido espesor (15 a 30 cm) comparado con el largo. Internamente presentan estratificación entrecruzada sigmoi-

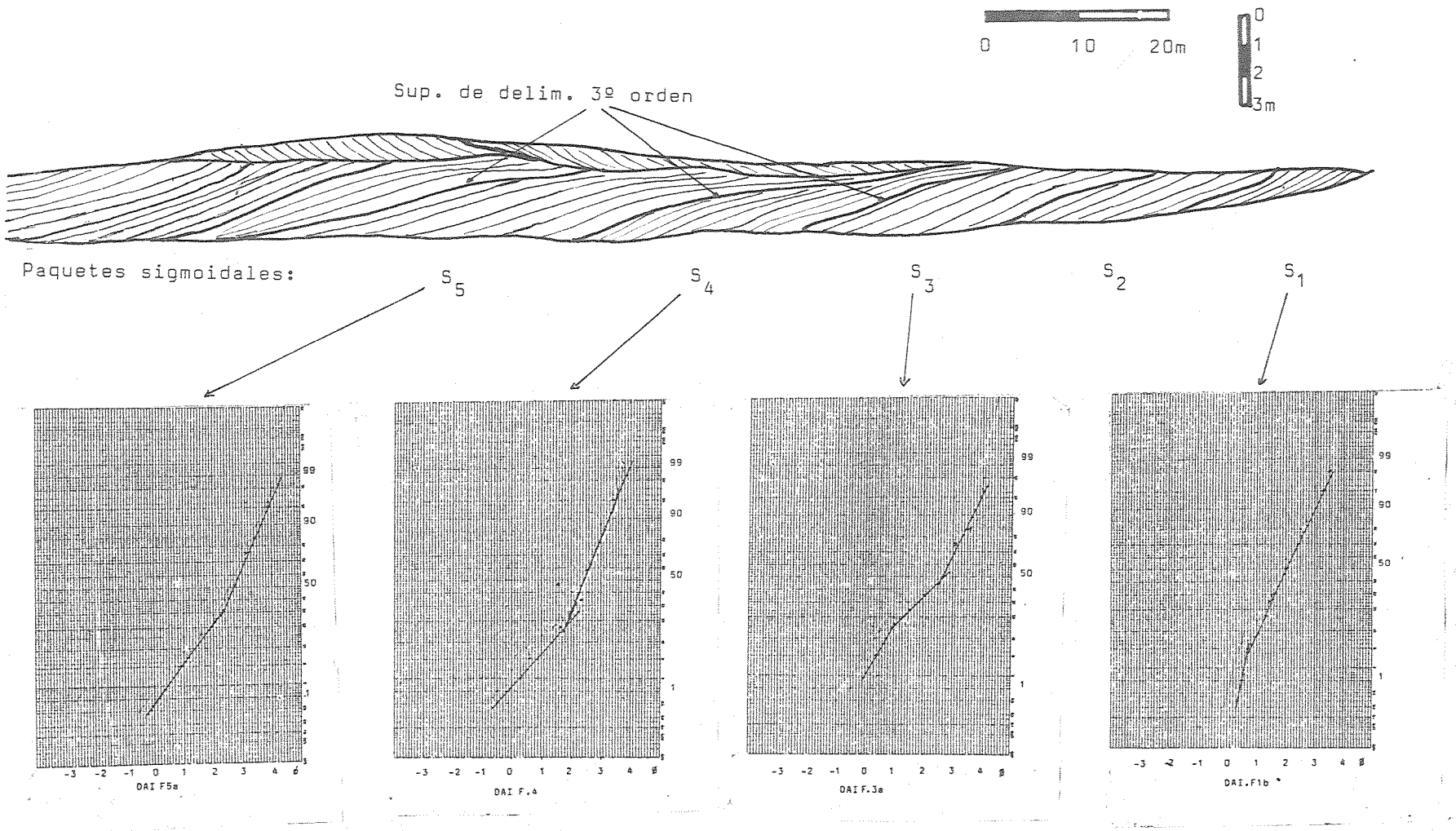


Fig. 5.8. Cuerpo cóncavo-convexo tipo sigmoide de gran escala. Diagrama de freuencia acumulativos de las psamitas con estratificación entrecruzada planar de los distintos paquetes sigmoidales.

dal, dando el aspecto de sigmoides que se reemplazan lateralmente (Foto 5.9). Son similares al tipo A pero de escala mucho menor. Los sigmoides son de variadas dimensiones, pero suelen tener un ancho de 1,20 m y una altura de 20 a 30 cm. Los límites entre estos sigmoides son superficies de delimitación de 3º orden e internamente presentan láminas frontales subparalelas al piso y techo de cada "paquete". Es decir que en su interior no se observa la sucesión de pares, uno formado por capas frontales de estratificación entrecruzada planar y otro de arenitas ondulíticas que presenta el cuerpo tipo A, sino que sólo se aprecian los niveles con estructuras entrecruzadas planares.

Con respecto a la litología, se trata de arenitas cuarzosas finas a medianas con clastos dispersos de mayor tamaño. Es frecuente observar que las capas frontales son gradadas normales.

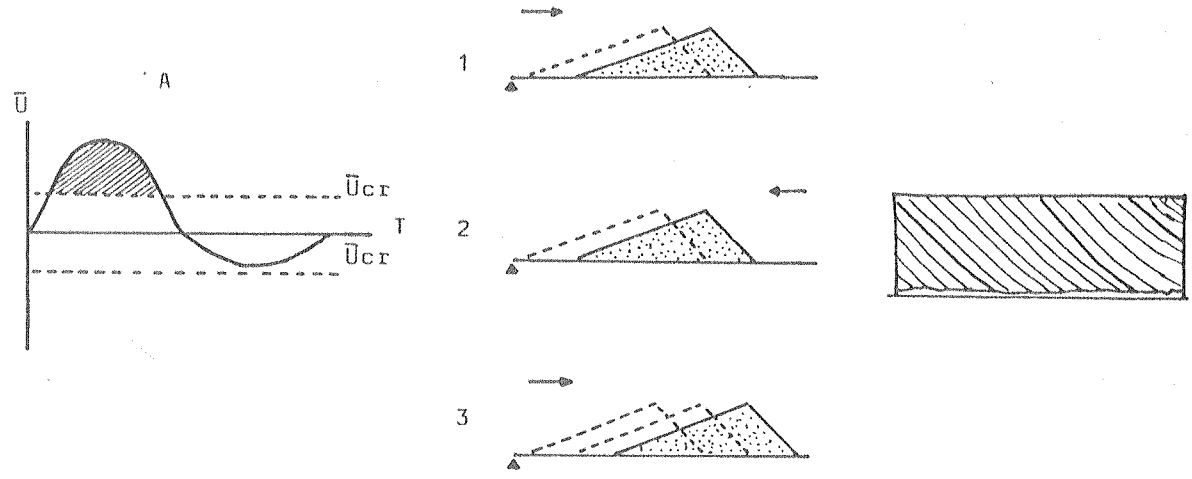
En el techo y base del cuerpo, es decir tapizando las superficies de delimitación de 1º orden, se observan pequeños niveles de arenita ondulosa de pocos centímetros de espesor (en general no más de 10 cm).

Interpretación:

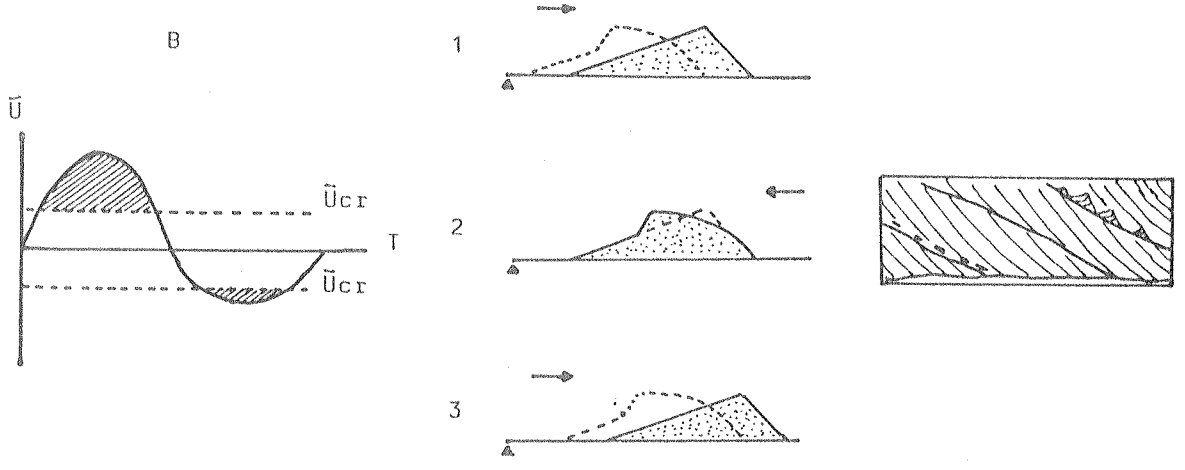
Se ha interpretado este cuerpo como formado por la migración de ondas de arena en ambiente intertidal. La menor altura que presentan estos cuerpos comparado con el tipo A, estaría en relación con la menor profundidad del agua, que sería del orden de los 4 m (según el diagrama altura de la onda de arena-profundidad media del agua, Allen, 1984: 456). Este valor y el rango paleotidal determinado para la Formación Balcarce, 4,20 m (Capítulo 7) ubicarían a este tipo de cuerpo en el sector próximo al nivel de bajamar, es decir en la zona más profunda de intermarea.

Con respecto a las condiciones hidrodinámicas este tipo de cuerpo se habría formado bajo la acción de corrientes de marea con pronunciada asimetría de las velocidades en el tiempo, similares a las que dieron origen al diseño B de la figura 5.5. Esto explica la presencia sólo de "paquetes" con estratificación entrecruzada planar, sin intercalaciones de arenitas ondulíticas.

La migración de la onda de arena se produciría por el influjo de la



A. Corrientes tidales con velocidades fuertemente asimétricas en el tiempo originan superficies de delimitación de 3º orden con ángulos de inclinación similares a los de las capas frontales .1º.Onda de arena migra en la dirección de la corriente predominante. 2º.Corriente subordinada no modifica la morfología del lecho y origina una superficie de delimitación que implica una pausa en la sedimentación. 3º Onda de arena vuelve a migrar con la corriente predominante.



B. Corrientes tidales con velocidades asimétricas en el tiempo originan superficies de delimitación de 3º orden con ángulos de inclinación de menor valor que el de las capas frontales. 1º.Onda de arena migra con la corriente predominante.2º.Corriente subordinada modifica la morfología crestal y origina una superficie de delimitación que es un plano de carácter erosivo. 3º.La onda de arena migra con la corriente predominante.

Ū: velocidad media.
Ūcr: umbral de movimiento de clastos.
▨ transporte tractivo.
T: tiempo.

Fig. 5.9. MORFOLOGIA DE LAS SUPERFICIES DE DELIMITACION DE 3º ORDEN Y SU RELACION CON LA ASIMETRIA DE LAS VELOCIDADES.

marea predominante, con la consecuente separación de flujo en la cara de sotavento y formación de capas frontales. De tal manera, la etapa constructiva de la forma de lecho se originaría en un régimen bajo, en fase megaóndula, con velocidades medias de flujo entre 55 y 70 cm/seg para la profundidad anteriormente mencionada (Cf. Harms et al., 1982).

Con la marea subordinada no se alcanza el umbral de movimiento de los clastos de arena, de tal modo que sólo se produce decantación de material pelítico.

Con relación a las superficies de delimitación de 3º orden que separan los paquetes sigmoidales, se habrían formado como en el cuerpo tipo A por un efecto erosivo de la corriente de marea subordinada, acrecentada por tormentas, períodos equinocciales o de perigeo.

Por otra parte los niveles de arenitas ondulosas, con los que están profusamente asociados estos cuerpos (Foto 5.9), denotan el retrabajo por acción de las olas que sufre la barra arenosa sobre todo durante los períodos de bajamar y constituye un criterio de valor para atribuír este tipo de cuerpo al ambiente de intermarea.

C. Sigmoides superpuestos ondulados.

Se trata de cuerpos de escala delgada a mediana, con treinta centímetros de espesor máximo. Están compuestos por una sucesión de lentes sigmoidales pequeños de 5 cm de espesor y hasta 25 cm de longitud que se reemplazan lateralmente. Presentan en su interior una difusa laminación planar o tangencial, la cual indica la orientación de la corriente predominante; en algunos casos se observan sigmoides formados por flujos contrapuestos. Es de destacar que todas las superficies de depositación son notablemente onduladas (Foto 5.10).

Con relación a su litología, están formados por arenitas cuarzosas finas a medianas.

Se ha observado que en algunos casos este tipo de litosoma forma la parte cuspidal de cuerpos mayores con otras estructuras internas, como por ejemplo sigmoides de escala mediana o cosets de estratificación entrecruzada.

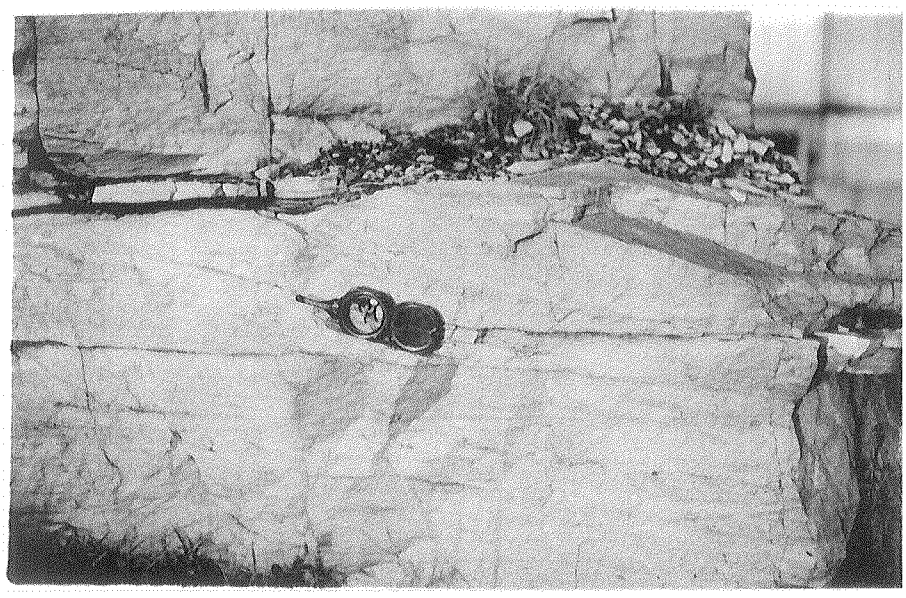


Foto 5.9.Sigmoides de escala mediana. Se pueden observar superficies de delimitación de 3º orden que separan dichos "paquetes". Arriba del cuerpo están presentes niveles de arenitas ondulíticas.(Cantera del Puerto).



Foto 5.10. Sigmoides superpuestos ondulados.

Interpretación:

Se interpreta que estos cuerpos se han formado en la planicie media de intermarea. Al disminuír la velocidad de flujo de las corrientes de marea, comienzan a quedar en el registro sedimentario estructuras que denotan el permanente accionar de las olas, de ahí que todos los planos de estratificación sean ondulados.

En este tipo de cuerpo se observan óndulas que asimilamos a las ondulas combinadas de flujo (Harms et al., 1975) y que se atribuyen a la combinación de corrientes y olas. Los pequeños sigmoides que se observan se formarían en períodos en los que se recibe influjo de las corrientes de marea; el flujo no es continuo, hay intermitencias en la migración de las formas de lecho y de allí la formación de superficies similares a las de delimitación de 3º orden que demarcan los "paquetes sigmoidales". Todo esto se construye en fase óndula, por efecto de un flujo unidireccional superpuesto a otro oscilatorio. Hay migración y agradación de estas formas de lecho con predominio de la primera, razón por la cual se adquiere ese característico aspecto de pequeñas lentes superpuestas.

La presencia de este tipo de cuerpos en el techo de otros mayores, se interpreta como consecuencia de la somerización del nivel de aguas -ya sea porque el cuerpo sufrió acreción vertical o por una bajante del nivel del mar debida a acción mareal-. En esas condiciones las corrientes de marea pierden competencia y se detiene la migración de la forma de lecho mayor con la consecuente implantación de un nivel de energía menor con retrabajo de olas y migración de óndulas.

D. Cosets de estratificación entrecruzada.

D.1. Sets agrupados con estratificación entrecruzada planar.

Es el diseño interno más común, se lo puede encontrar tanto en cuerpos cóncavos-convexos como en planos-convexos. Se lo identifica por un conjunto de sets superpuestos con estratificación interna entrecruzada planar (Fig. 5.10.A). Estos sets pueden ser de variadas dimensiones desde 0,10 a 1 m de es-

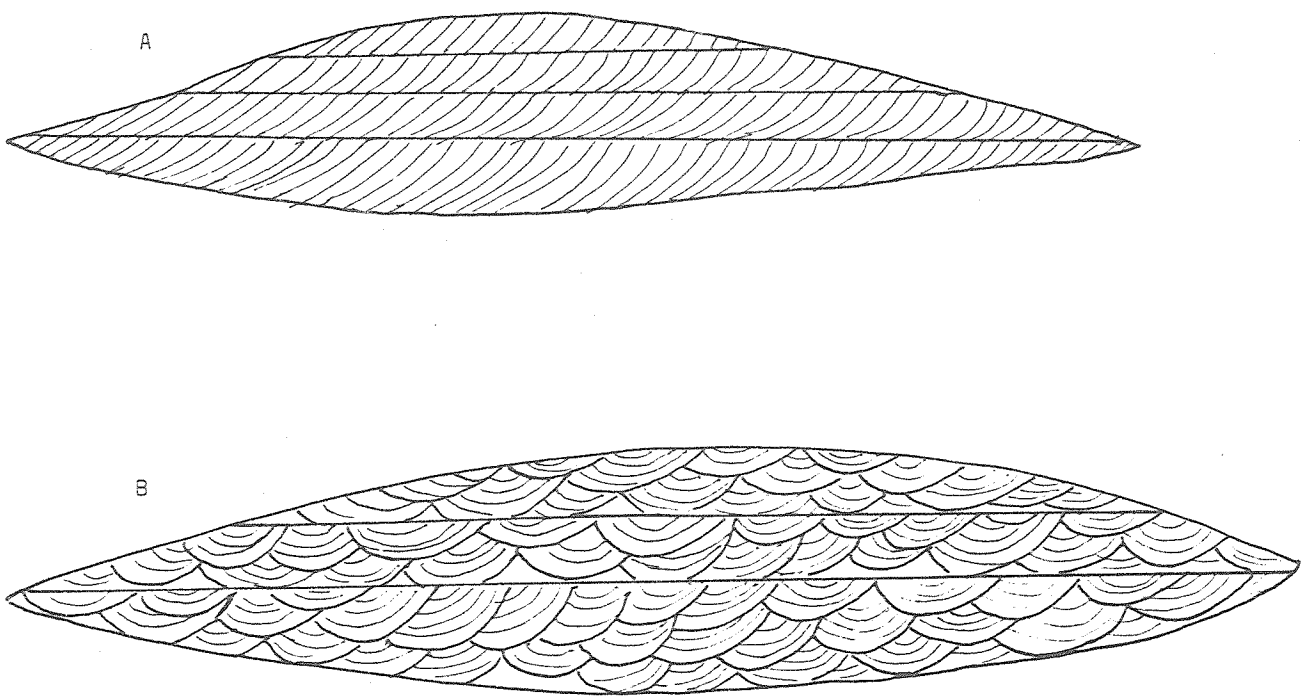


Fig.5.10. Cuerpos cóncavos-convexos con diseño interno en cosets superpuestos.

A. Sets superpuestos con estratificación entrecruzada planar.

B. Sets superpuestos con estratificación entrecruzada en artesas.

pesor. Los límites entre sets son horizontales y constituirían superficies de delimitación de 2º orden. La granulometría de las arenitas cuarzosas que constituyen estos cuerpos varía desde fina a gruesa y presenta en muchos casos clastos de cuarzo dispersos de una granulometría mayor que el resto, llegando en algunos casos hasta tamaño gránulo.

Las capas frontales de la estratificación entrecruzada planar suelen presentar estratificación gradada normal de arena gruesa a fina con un incremento en la proporción de matriz. Sobre la cara frontal es frecuente observar que la tapiza una delgada película de arcilla, la cual se destaca por su típico color verdoso.

Interpretación:

Se considera que cada set se formó por la migración de una onda de arena (Jopling, 1965a,b; Reineck y Sing, 1975; Harms et al., 1975). Esto ha quedado evidenciado en la Formación Balcarce, por la presencia de ondas de arena en el techo de un cuerpo con cosets de estratificación entrecruzada planar, como se puede observar en la foto 5.11. Dichas megaóndulas presentan crestas rectas con longitud de onda de 3,6 m y altura de 15 cm; el rumbo de las crestas es N330 y el buzamiento de la cara de sotavento es de 19°, mientras que la cara de barlovento es muy extendida con un ángulo de buzamiento muy bajo (aproximadamente 3°).

Con respecto al espesor de los sets y su relación con la altura de la forma de lecho que le dio origen, se supone que debe haberse preservado sólo una parte de la megaóndula original. De esto se deduce que la profundidad a la cual se formó, podría haber sido, desde ligeramente superior al espesor del set hasta varias veces dicha altura (Cf. Harms et al, 1982). Por lo tanto, este tipo de cuerpo podría corresponder tanto a planicies arenosas de intermarea como de submarea.

Las superficies de delimitación de 2º orden, que son planos que separan dos sets consecutivos, se formarían por la acreción vertical de una megaóndula sobre otra, cuando hay gran cantidad de material disponible.

Desde el punto de vista hidrodinámico la migración de las ondas de a-

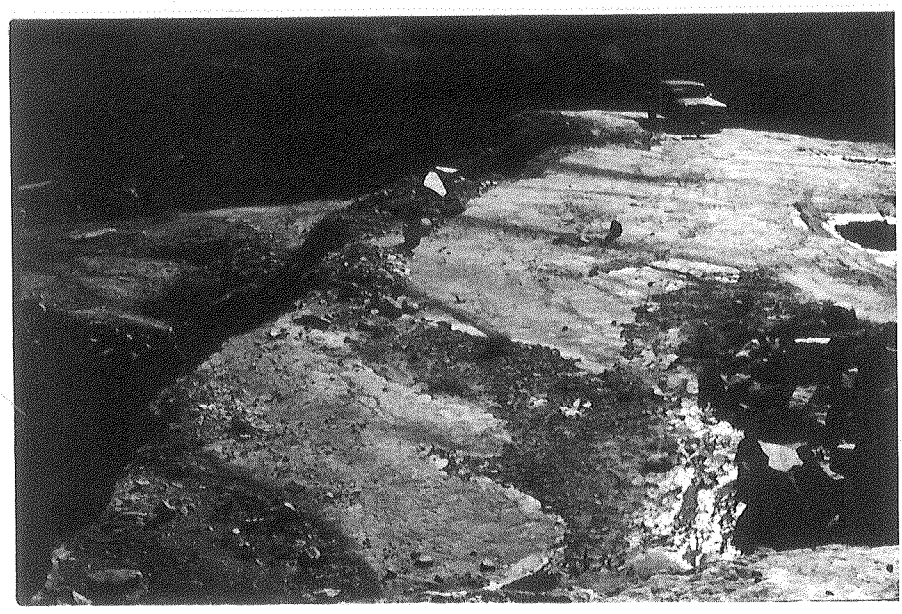


Foto 5.11. Ondas de arena en el techo de un cuerpo concavo-convexo (vista en planta) . Longitud de onda 3,6m ; altura: 15 cm . Cantera Dazeo (Batán).

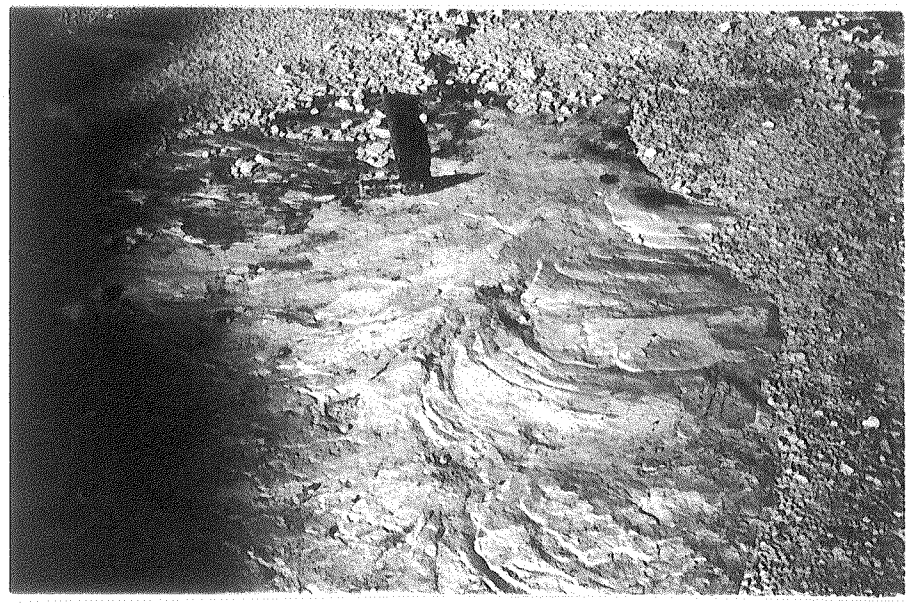


Foto5.12. Megaóndulas tipo 3D o dunas sobre el techo de un cuerpo concavo-convexo con diseño interno de sets superpuestos en artesas. (vista en planta) Cantera Dazeo (Batán).

rena se habrían producido por un régimen de flujo bajo, en fase megaóndula, con velocidades de flujo moderadas del orden de los 45-60 cm/seg (Cf. Harms et al., 1975).

D.2. "Sets" agrupados con estratificación entrecruzada en artesas.

Se los encuentra tanto en cuerpos cóncavos-convexos como en planos-convexos y resultan poco frecuentes en el sector estudiado de la Formación Balcarce. Este cuerpo se caracteriza por presentar un conjunto de sets agrupados que internamente tienen estratificación entrecruzada en artesas. Los sets en general son de 25 a 30 cm de espesor. Las artesas son de dimensiones reducidas, las mayores que se han observado tienen un ancho de 50-70 cm y 10-20 cm de potencia, Fig. 5.10.B. En cuanto a la litología de estos cuerpos, no presentan aspectos distintivos; se trata de arenitas cuarzosas con escasa matriz, de granulometría mediana.

Interpretación:

Se interpreta que estos cuerpos habrían sido formados por dunas (3D) migrantes (Harms et al. op. cit.; Collinson y Thompson, 1982; Spalletti, 1987). Esto queda evidenciado por la presencia de dunas en el techo de un cuerpo de este tipo, como se puede observar en la foto 5.12.

Con respecto a la hidrodinámica bajo la cual se formaron estos cuerpos las velocidades de las corrientes que los generaron serían mayores que las que dieron origen a los cuerpos con sets superpuestos de estratificación entrecruzada planar como se desprende del diagrama en el que se confrontan profundidades de flujo con velocidades de corrientes para arenas medianas a gruesas (Costello y Southard, 1981). En este gráfico a cualquier profundidad analizada, al incrementar la velocidad se pasa de megaóndulas 2D (ondas de arena) a 3D (dunas).

Por otra parte es de destacar que el rango de velocidades a las que son estables las dunas es muy amplio y varía con la profundidad del flujo, desde 40 cm/seg (a 10 cm de nivel de agua) hasta 120 cm/seg (a profundidades del orden de los 10 m).

La estratificación en artesas es marcadamente minoritaria con respec-

to a la entrecruzada planar, en el área de estudio de la Formación Balcarce, por lo cual podemos considerar que sólo en sectores restringidos y/o durante cortos períodos, se producían velocidades de corrientes de dicha magnitud. Por otro lado esto puede deberse a la inestabilidad de las dunas ante los cambios de flujo; en este sentido Harms et al. (op. cit.) reportan que han visto formarse y desaparecer dunas durante un ciclo tidal unitario; como consecuencia, la estratificación por ellas dejada puede resultar de poco potencial de preservación.

En relación con la profundidad a la cual se formaron estos cuerpos es de difícil predicción, ya que es aún incierta la relación que mantienen la altura y el espaciado de las dunas con respecto al incremento de la profundidad en ambientes naturales (Harms et al. op. cit.). Así, en ambientes actuales Klein y Whaley (1972) observaron que las dunas migran a mayores profundidades que las ondas de arena, mientras que Dalrymple et al. (1978) no encontraron mayores diferencias. Sin embargo, en el diagrama de Costello y Southard (op. cit.) mencionado anteriormente, en el cual se tomaron en cuenta datos de diferentes autores que trabajaron tanto en ambientes naturales como en tanques de experimentación, no se advierten profundidades preferenciales de formación de dunas u ondas de arena.

Las superficies de delimitación de 2º orden que deslindan un set de otro se producirían por bajantes pronunciadas del nivel del mar, por tormentas o simplemente por la migración de sucesivas dunas por la cara de barlovento de dunas preexistentes. Vale acotar que la acreción de una duna sobre otra es mencionada en ambientes actuales (Klein, 1970) como una posibilidad para explicar la formación de ondas de arena complejas.

D.3. Sets superpuestos con estratificación entrecruzada en hueso de arenque.

Son cuerpos formados por sets de 10 a 20 cm de espesor limitados por superficies de delimitación de 2º orden. Cada set internamente presenta estratificación entrecruzada planar o tangencial simple; si consideramos un set con respecto a otro -sobre o infrayacente- notamos que las direcciones de corrientes que ellas indican son contrapuestas. Asimismo, se distinguen superficies de

delimitación de 3º orden que muestran, en general, ángulos de inclinación bajos. (Foto 4.2) .

Interpretación:

Este tipo de cuerpo, que se encuentra saltuariamente en la sucesión estratigráfica de la Formación Balcarce, constituye una evidencia importante sobre el origen tidal de estos depósitos por poseer dos criterios diagnósticos: estratificación en hueso de arenque y superficies de delimitación de 3º orden (o superficies de reactivación). Estas superficies si bien no son exclusivas de ambientes dominados por mareas -ya que han sido descriptas por Collinson (1970) para ambientes fluviales- son indicadoras indiscutibles de cambios en las condiciones de flujo (Harms et al. op. cit.). Al estar en estos cuerpos en combinación con estructuras en hueso de arenque, se puede inferir que dichos cambios en el flujo son debidos a variaciones durante el ciclo tidal o cambios diarios de dirección y velocidad de dichas corrientes.

Aparentemente habría una relación entre el rango tidal y la presencia de este tipo de cuerpos. En este sentido, se habría observado que la formación de estructuras en hueso de arenque se vería favorecida bajo rangos mesotidales, aunque siempre prevalecerían las estructuras unidireccionales (Cf. Boersma y Terwindt, 1981).

Para que se produzca la estructura en hueso de arenque deben darse ciertas condiciones, como por ejemplo, que las dos corrientes contrapuestas sean depositacionales y que no se encaucen por sectores diferentes.

Este tipo de cuerpos denota simetría o leve asimetría en las velocidades de las corrientes de marea en el tiempo. Podría asimilarse al tipo a y b de Allen (1984). Tanto durante el flujo como el reflujo se superan las velocidades críticas para el movimiento de clastos y se alcanzan velocidades superiores a la de transición óndula-megaóndula. (Fig.5.11).

La onda de arena migra en los dos sentidos de las corrientes tidales (entrada y merma) y se produce una reversión total de la morfología crestal, en forma tal que se llegan a invertir los ángulos de inclinación de los costados de la megaóndula (Fig. 5.12). Esta modificación queda reflejada en las superfi-

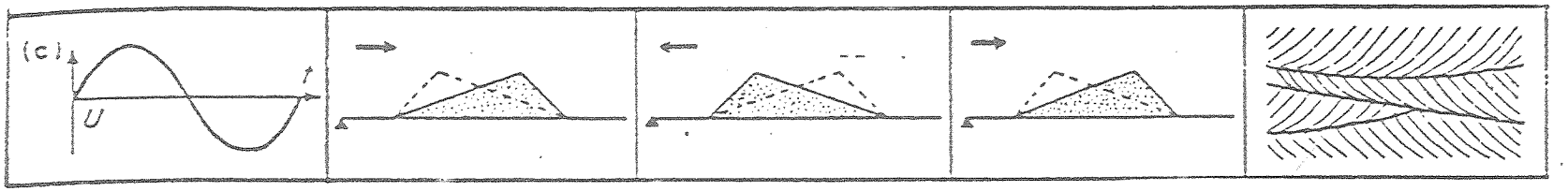


Fig. 5.12. Morfología y origen de las superficies de delimitación de 3º orden en formas de lecho bajo corrientes tidales con velocidades simétricas en el tiempo.

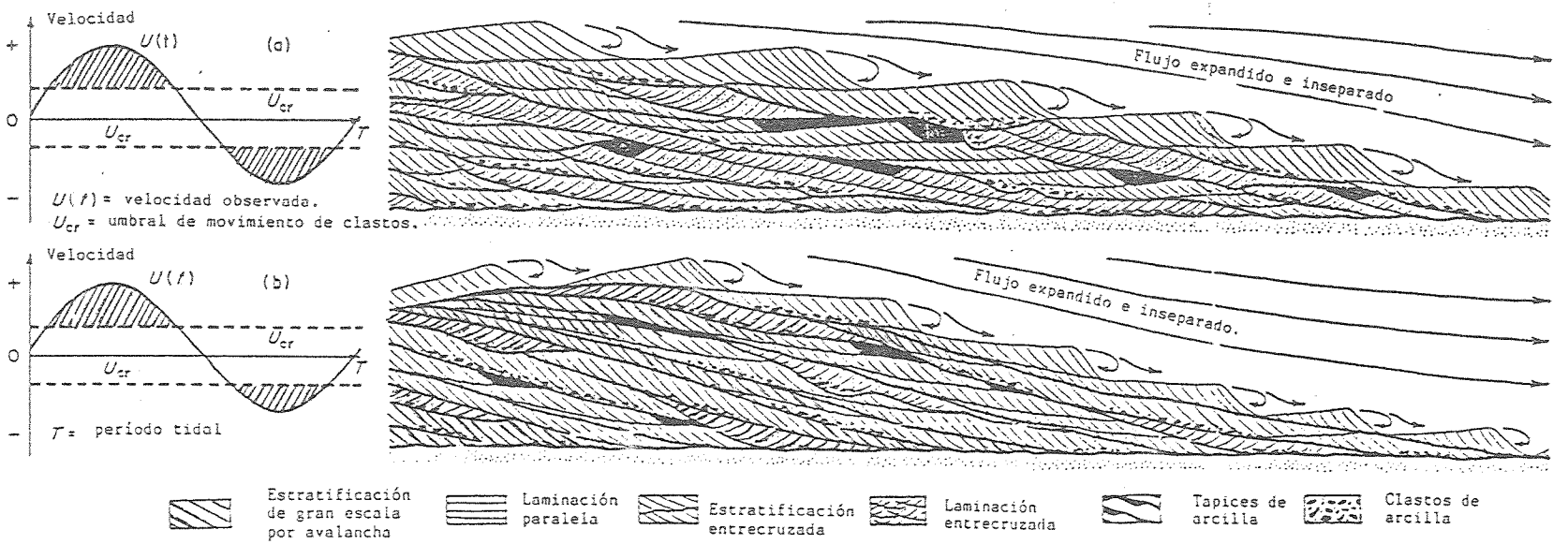


Fig. 5.11. Estructura interna de una onda de arena que migra por la acción de corrientes de marea con velocidades simétricas (A) a levemente asimétricas (B) en el tiempo. Se puede observar la formación de sets entrecruzados con estratificación orientada en direcciones opuestas. (Tomado de Allen, 1984).

cies de delimitación que tienen en general ángulos de inclinación bajos e implican fuerte erosión.

E. Morfologías complejas en cuerpos abultados.

Respecto a los tipos de cuerpos anteriormente mencionados, es necesario destacar que además de los litosomas descriptos en forma particular, se observan cuerpos abultados constituídos por una combinación de diseños. Un ejemplo es el de la Foto 7.1 en la que se aprecia una sección inferior que presenta sigmoides de escala mediana con superficies de delimitación de 3º orden y otra superior separada por una superficie de 2º orden, que muestra sets superpuestos con estratificación entrecruzada planar. La superficie de delimitación de 1º orden que delimita el cuerpo muestra ondulaciones de 15 a 20 cm de amplitud de onda (Foto 5.1), debidas a retrabajo de este cuerpo por efecto de las olas.

Por otra parte es importante resaltar la falta de concordancia, en la mayoría de los cuerpos observados, entre la morfología externa y el diseño interno. Excepto en el caso de cuerpos formados por sigmoides de escala mediana y grande, en el resto de los litosomas la disposición interna obedece a la migración de ondas de arena o dunas, mientras que la forma externa corresponde a una hidrodinámica diferente, que bien podría tener su explicación en flujos helicoidales (Cf. Houbolt, 1968).

La disarmonía observada resulta de gran importancia ya que Klein (1970b) la considera como un criterio de valor diagnóstico para determinar un origen tidal.

En ambientes actuales se ha observado que las morfologías complejas obedecen a la presencia de dunas migrantes sobre los flancos de las ondas de arena (Klein, 1970b; Dalrymple, 1982). En forma específica, Dalrymple (op. cit). reconoció que la migración de dunas sobre el flanco de ondas de arena produce variaciones cíclicas en la morfología de la cara de sotavento de esta última forma de lecho y en el régimen de migración. Dicho autor agrega que el arribo de crestas y senos de las dunas a la cresta de la onda de arena produce períodos de depositación en la cara de sotavento y rápida migración que alter-

nan con períodos de erosión y migración lenta o reversa respectivamente.

Por analogía con los ambientes actuales, se considera que muchas de las superficies de delimitación presentes en los cuerpos complejos de la Formación Balcarce se podrían haber formado por la sobreimposición de dunas a las ondas de arena.

CAPITULO 6

CARACTERISTICAS GRANULOMETRICAS DE LAS PSAMITAS

6.1. INTRODUCCION.

6.2. METODOLOGIA EMPLEADA.

6.3. RESULTADOS E INTERPRETACION.

A. COEFICIENTES ESTADISTICOS. SU INTERPRETACION.

A.1. Media

A.2. Desviación Standard

A.3. Asimetría

A.4. Curtosis

A.5. Coeficientes estadísticos y las facies sedimentarias.

B. GRAFICOS DE DISPERSION.

B.1. Gráfico media-desviación standard.

B.2. Gráfico media-asimetría.

B.3. Gráfico selección-asimetría.

B.4. Gráficos CM.

C. DIAGRAMAS DE FRECUENCIA ACUMULATIVOS.

C.1. Interpretación.

6.4. DEDUCCIONES HIDRODINAMICAS A PARTIR DE LAS CARACTERISTICAS GRANULOMETRICAS.

CARACTERISTICAS GRANULOMETRICAS DE LA FORMACION BALCARCE

6.1. INTRODUCCION

Se han estudiado las características granulométricas de las arenitas cuarzosas de las facies psamíticas y heterolíticas de la Formación Balcarce.

Este estudio se realizó con el propósito de definir parámetros texturales y analizar su relación con los procesos deposicionales operantes durante su formación. A este respecto se asume que en cada ambiente sedimentario se depositan sedimentos con una distribución granulométrica característica como consecuencia de las condiciones físicas y dinámicas del agente de transporte imperante, de la disponibilidad de diferentes tamaños de partículas y de la concentración de material en suspensión.

Numerosos han sido los trabajos que han utilizado y comprobado estos conceptos; particularmente revisten importancia los de Friedman (1961, 1967, 1979), Glaister y Nelson (1974), Visher (1969), Passega (1957, 1964, 1977), Bridge (1981), y en nuestro país Mazzoni (1973, 1977), Spalietti y Gutiérrez (1976), Spalletti y Mazzoni (1979), y Spalletti (1987).

6.2. METODOLOGIA EMPLEADA

La distribución del tamaño de las partículas fue obtenida a partir de mediciones de clastos en secciones delgadas, ya que la presencia de cemento silíceo no posibilitó su disgregación para el uso de tamices.

Es de destacar, que al realizar el análisis granulométrico por vía microscópica con oculares micrométricos, se introdujeron ciertos errores que no

pudieron ser salvados a pesar de tener conciencia de ellos; por un lado hay un déficit marcado en la medición de los tamaños finos, menores de 4,5 ϕ y que corresponderían a las partículas transportadas en suspensión. Otra fuente de error la constituyen los cambios de tamaño producidos por los procesos diagenéticos, particularmente los crecimientos secundarios de cuarzo que son muy frecuentes y que en muchas ocasiones no permiten reconocer la forma y tamaño original del clasto. Además, al observar sólo dos dimensiones del clasto -en el microscopio- se tiene la duda si el tamaño medio medido coincide con el tamaño medio real que es el que determina el pasaje de los clastos por los tamices.

Los datos obtenidos de la medición de 200 clastos para cada corte delgado fueron separados en clases de 0,5 ϕ de amplitud, recalculados al 100% y posteriormente fue hallado su valor acumulado. Con estos últimos datos se construyeron los diagramas de frecuencias granulométricas acumuladas en papel probabilístico.

Sin embargo, estos diagramas son de frecuencia numérica y para ser comparadas con distribuciones de frecuencias obtenidas por medio de tamices (ponderales) deben ser corregidas, ya que las diferencias entre ambas son notables; para este fin se utilizó el método gráfico de Friedman (1958). Con estos valores corregidos se construyó una nueva curva acumulada que en definitiva sería la que se utilizó para todos los cálculos estadísticos y análisis texturales.

A partir de los diagramas de frecuencia ponderada acumulada se calcularon los parámetros estadísticos de acuerdo a los coeficientes de Folk y Ward (1957) que se detallan en Cuadro 6.1.

Los valores estadísticos así obtenidos (Cuadro 6.2) fueron utilizados para la elaboración de gráficos de dispersión en los que se contraponen: media vs. desviación standard, media vs. asimetría, asimetría vs. desviación standard que fueron usados originalmente por Friedman (1961) y percentil 1 vs. mediana (gráfico CM de Passega, 1957).

Con relación a los diagramas acumulativos, se observaron sus diseños y se agruparon las muestras de acuerdo a formas tipo. También se determinó

CUADRO 6.1: Coeficientes de Folk y Ward (1957)

$$\text{Media: Md } \phi = \frac{\phi 16 + \phi 50 + \phi 84}{3}$$

$$\text{Desviación Standard: StD } \phi = \frac{\phi 84 - \phi 16}{4} + \frac{\phi 95 - \phi 5}{6{,}6}$$

$$\text{Asimetría: SK } \phi = \frac{\phi 16 + \phi 84 - 2.\phi 50}{2.(\phi 84 - \phi 16)} + \frac{\phi 5 + \phi 95 - 2.\phi 50}{2.(\phi 95 - \phi 5)}$$

$$\text{Curtosis: K } \phi = \frac{\phi 95 - \phi 5}{2{,}44.(\phi 75 - \phi 25)}$$

la granulometría que conforma cada segmento y la pendiente de la curva, que en definitiva dá idea de la selección de la sedimentita; en los casos en que la configuración evidenciaba más de un segmento, estas mediciones se realizaron para cada uno de ellos y también se definió la granulometría de los truncamientos existentes.

6.3. RESULTADOS E INTERPRETACION.

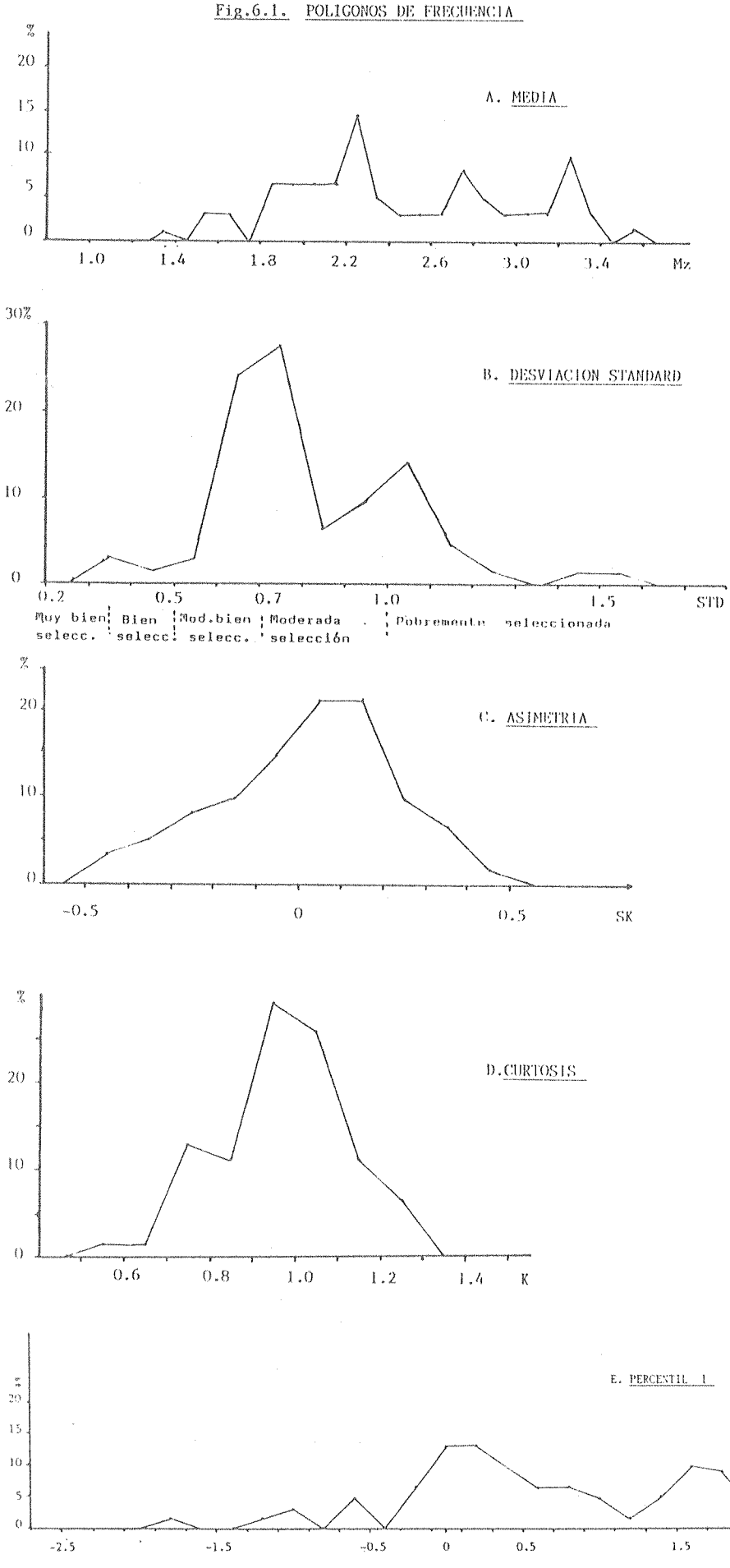
A. COEFICIENTES ESTADISTICOS.

A.1. Media.

Este coeficiente es una medida de la tendencia central de la granulometría de la sedimentita analizada, además indicaría según Sahu (1964) la energía cinética media del agente depositante, es decir su velocidad promedió; esto sin dejar de considerar la importancia de la disponibilidad de material en las zonas de aporte.

La Formación Balcarce en el área entre Balcarce a Mar el Plata está caracterizada por una media granulométrica general de 2,44ϕ que corresponde

Fig.6.1. POLIGONOS DE FRECUENCIA



a arena fina; si bien es evidente una variación ya que los valores están comprendidos entre 1,3 y 3,6 ϕ.

Al observar el polígono de frecuencias (Fig. 6.1.A.) de las medias de las 62 muestras analizadas se diferencian 3 picos, el principal está ubicado entre 1,8 y 2,3 ϕ con su punto culminante entre 2,2 y 2,3 ϕ; el segundo entre 2,7 y 2,9 ϕ y el tercero entre 3,1 y 3,3 ϕ.

Este último pico correspondiente a la granulometría arena muy fina está dado prácticamente con exclusividad por las muestras pertenecientes a la facies heterolítica. La moda comprendida entre 1,8 y 2,3 ϕ está formada solamente por muestras de la subfacies psamitas con estratificación entrecruzada; mientras que la moda intermedia está constituida en su mayoría por sedimentitas de esta subfacies más una pequeña proporción de la subfacies heterolítica con predominio de arenitas.

Si analizamos las medias granulométricas de las muestras pertenecientes a la subfacies psamitas con estratificación entrecruzada (ver Cuadro 6.3) por perfil, vemos que hay un leve y paulatino aumento de la granulometría hacia el este con valores extremos de 2,58 ϕ (arena fina) en la Sierra Barrosa (oeste) y de 1,92 ϕ (arena mediana) en la Cantera del Puerto (este) (Fig. 6.2).

Interpretación: De acuerdo con la interpretación dada para este parámetro por Sahu (1964) se puede observar que habría existido una variabilidad considerable en la energía de las corrientes durante la depositación de la Formación Balcarce.

En forma particular se observa un nivel energético relativamente bajo y una menor variación durante la depositación de la facies heterolíticas. Mientras tanto las medias de la facies psamitas con estratificación entrecruzada permiten inferir un nivel de energía cinética más alto y con una mayor variabilidad (valores entre 1,3 y 3,0 ϕ).

Estas deducciones son coincidentes con los regímenes y fases de flujo evidenciadas por las estructuras sedimentarias presentes en estas facies. Las variaciones podrían tener su justificación en los diferentes niveles de energía que

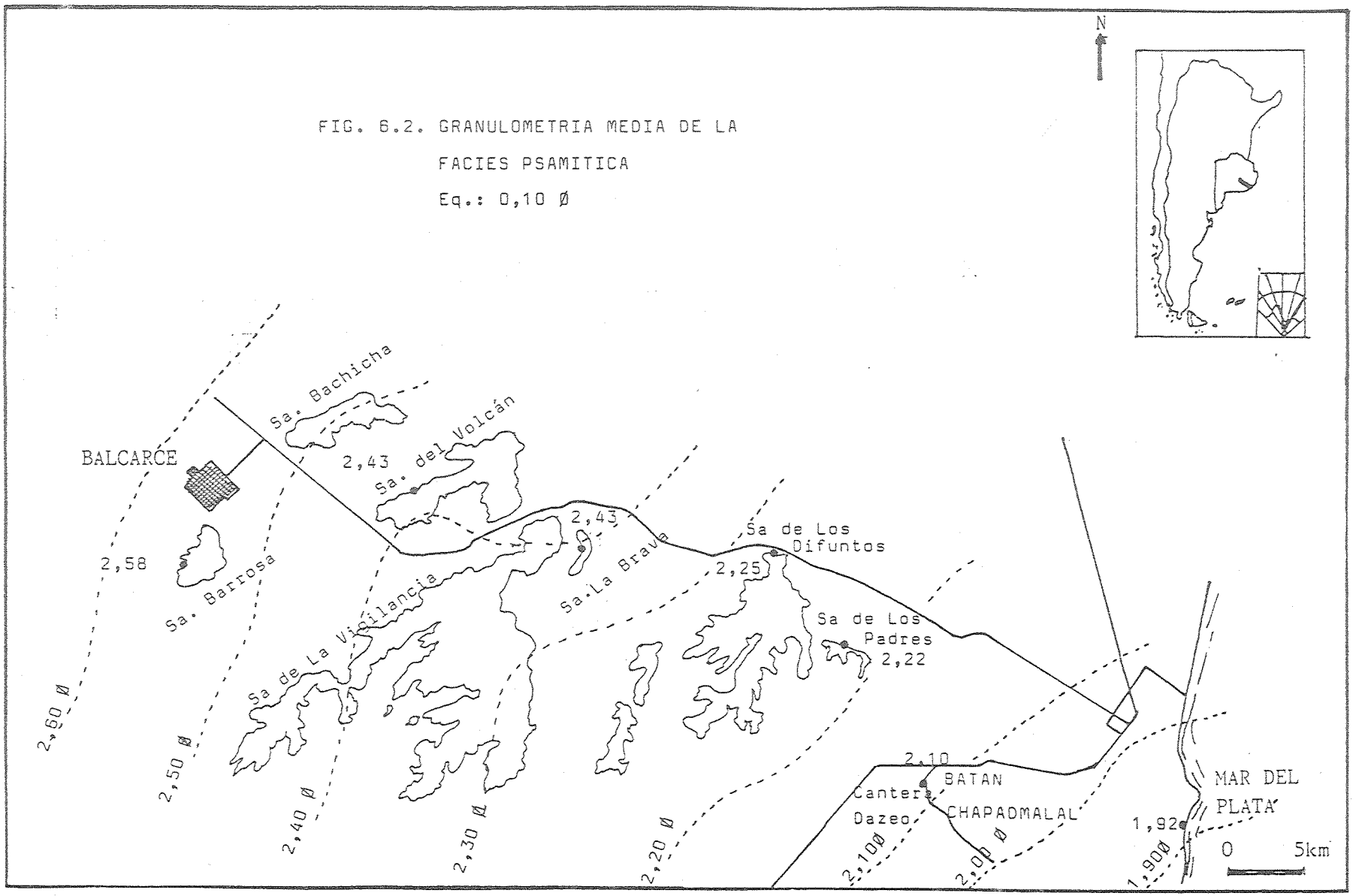


FIG. 6.2. GRANULOMETRIA MEDIA DE LA FACIES PSAMITICA

Eq.: 0,10 Ø

tienen las corrientes de marea durante el mes lunar, a la que se sumarían otras alteraciones en el poder de las corrientes producidas principalmente por eventos climáticos de mal tiempo. (Ver apartado C.2. en el cual se relaciona la media granulométrica de las muestras analizadas con la velocidad media de flujo calculada a partir de los diagramas de frecuencia acumulativos).

A.2. Desviación Standard.

Este parámetro evalúa la selección de un sedimento y se lo utiliza para definir fluidez del medio de transporte y sedimentación (Spalletti y Mazzoni, 1979); asimismo es un indicador de fluctuaciones en la energía cinética o velocidad del agente depositante respecto a su velocidad media (Sahu, 1964).

Llama particularmente la atención la moderada selección que caracteriza a las muestras de la Formación Balcarce, con valores de desviación standard que varían entre 0,3 y 1,6.

En el polígono de frecuencias de desviaciones standard (Fig. 6.1.B) se observan dos máximos bien definidos, uno en 0,6 a 0,8 y otro en 0,9 a 1,1.

Con relación a los grados de selección, sobre la base de la escala de Folk y Ward (1957), la mayor proporción de las muestras (un 43,5%) son moderadamente seleccionadas, una menor proporción (4,8%) tiene muy buena selección; mientras que las clases moderadamente bien seleccionada y pobremente seleccionada presentan 27,4 y 24% respectivamente. Sin embargo es necesario aclarar que el 80% de las muestras de la clase pobremente seleccionadas está comprendida entre valores de 1 y 1,2 de desviación standard y el 20% restante entre 1,2 y 1,6.

Al analizar las subfacies y el grado de selección, se aprecia que en la subfacies heterolítica con predominio de pelitas el 75% de las muestras resultaron pertenecer a la clase moderadamente bien seleccionada y el 25% restante a la bien seleccionada. En la subfacies heterolítica con predominio de arenitas el 57% es moderadamente bien seleccionada, el 28,6% moderadamente seleccionada y el 14,3% bien seleccionada. Con relación a la subfacies psamitas con estratificación entrecruzada la mayor proporción de muestras analizadas (49%) corres-

pondieron a la clase moderadamente seleccionada; el 29,4% a la pobremente seleccionada, el 19,6% a la moderadamente bien seleccionada y sólo un 1,96% resultó bien seleccionada.

En síntesis, las arenitas mejor seleccionadas son las de las subfacies heterolítica con predominio de pelitas, que además presenta la menor dispersión de valores; le siguen las de la facies heterolíticas con predominio de arenitas con moda en la clase moderadamente seleccionada pero con valores entre 0,48 y 0,73. Con relación a las muestras de la subfacies psamitas con estratificación entrecruzada presentan su moda de desviación standard en la clase moderadamente seleccionada y los valores varían entre 0,40 y 1,58.

Interpretación: Al analizar los valores de desviación standard publicados por distintos autores que estudiaron arenas marinas someras, observamos que la variabilidad de los datos y su valor depende de la ubicación de las muestras en los distintos subambientes.

Así por ejemplo la selección de las arenas de playa frontal es muy buena como lo demuestran los análisis de Mazzoni (1973) con desviaciones standard que oscilan entre 0,2 y 0,5 con una máxima frecuencia en 0,3; asimismo Friedman (1961) obtuvo valores entre 0,27 y 0,77 con máximo en 0,47. Sin embargo, las muestras analizadas por Sevon (1966) presentan una mayor variación, con valores entre 0,2 y 1,5 siendo las desviaciones más frecuentes 0,27 y 0,42.

Por su parte, Spalletti y Mazzoni (1979) para playa frontal obtienen desviaciones standard entre 0,28 y 0,94 mientras que para playa distal los valores varían entre 0,22 y 0,87.

Sin embargo Hails y Hoyt (1969) analizaron arenas de una planicie costera con complejos de isla barrera y albúferas y obtuvieron valores de selección entre 0,4 y 1,39 y además señalaron que las primeras poseen una mejor selección (0,4 - 0,85).

Asimismo Flemming (1977) encontró en muestras de planicies tidales valores de desviación standard entre 0,25 y 1,2. Por su parte Swift et. al. (1972) al estudiar un complejo de bancos paralelos a la costa ("ridge") observaron que

la desviación standard varía de acuerdo al sector de la barra que se está estudiando, así el flanco orientado hacia el mar muestra valores entre 0,3 y 1,1, el flanco que mira hacia tierra entre 0,3 y 0,7, los senos interbancos entre 0,6 y 0,9 y las crestas muestran la mejor selección 0,2 - 0,4.

De lo anteriormente mencionado se desprende que los valores de desviación standard y el rango de variación de las muestras de la Formación Balcarce son concordantes con las de otras muestras marinas poco profundas; sin embargo se descartaría que estas sedimentitas se hubieran depositado en un ambiente de playa frontal.

El origen de la selección moderada que caracteriza a la Formación Balcarce podría estar relacionado con el retrabajo de los sedimentos por canales de marea y por la modificación de las corrientes normales durante tormentas (Hails y Hoyt, 1969).

Al observar algunos cortes delgados se han podido diferenciar por lo menos dos de las causas por las cuales los valores de desviación standard son elevados. Una de ellas es la presencia de microlaminación entrecruzada, en la cual cada capita suele tener una granulometría diferente de las que la limitan, inclusive es posible observar en muchos casos superficies de delimitación de al menos dos órdenes distintos; esto puede ser originado por las variaciones diurnas y mensuales de las corrientes de marea.

Otra de las causas de la baja selección podría ser la presencia de clastos de cuarzo dispersos, marcadamente más grandes que el tamaño promedio de la muestra. Esta característica textural ha sido observada por Folk (1968) en numerosas arenitas cuarzosas supermaduras del Precámbrico alto, Cámbrico y Ordovícico de todo E.E.U.U. y de Australia. Dicho autor consideró que esta bimodalidad estaría ocasionada por el retrabajo del mar o de otros agentes de un material original que ya poseía esa particular distribución de tamaños de grano como resultado de la deflacción eólica.

No se descarta que durante el Precámbrico se hubieran formado grandes "desiertos" como resultado de una magnificación de los fenómenos eólicos en una corteza desprovista de vegetación y suelos. Esto podría explicar, los e-

normes volúmenes de clastos de cuarzo que constituyen las ortocuarcitas, tan abundantes en el Paleozoico inferior.

Sin embargo parece más factible que la presencia de la población de clastos de mayor tamaño pueda ser explicada por eventos de mal tiempo que aumentarían el poder de las corrientes normales. Esto provocaría que granulometrías más grandes lleguen a áreas de sedimentación de menor energía y que luego no pudieran ser removidos porque la competencia habitual no alcanzaba para ponerlos en movimiento.

Tampoco se descarta la existencia de algún mecanismo ácueo seleccionador, similar a la deflación (eólica) que provoque la lixiviación (winnowing) de las granulometrías intermedias hacia las crestas de las barras arenosas, mientras que en los senos interbarras quedarían las granulometrías más finas y las poblaciones de clastos de tamaño mayor. La presencia de concentraciones de clastos tamaño arena muy gruesa hasta grava, en las áreas interbarras ha sido descripta en algunas publicaciones (Swift et al., 1972; Parker et al., 1978).

La existencia de esta textura caracterizada por la presencia de clastos de cuarzo de mayor tamaño dispersos, no obstante que su origen permanece en el campo de las hipótesis, constituye un elemento petrográfico de importancia en la diferenciación de las sedimentitas de la Formación Balcarce de las arenitas cuarzosas de la Formación Sierras Bayas, en las cuales no parece estar presente (Iñíguez, Poiré, Leone, com. pers.). De tal forma esta característica podría sumarse a otros parámetros como estructuras sedimentarias, forma de los litosomas, cantidad y variedad de trazas fósiles, etc. para discriminar, entre ambas unidades litoestratigráficas en sectores en los cuales es difícil definir la presencia de alguna de estas formaciones.

C.3 Asimetría

Es un indicador de la simetría de la distribución de frecuencia y nos da idea de la posición que ocupa la media con respecto a la mediana. La asimetría es negativa (asimetría gruesa) cuando la media está desplazada hacia los diámetros más gruesos con respecto a la mediana y es positiva cuando está des-

plazada hacia los finos; cuando coinciden media y mediana la distribución es simétrica.

Según Sahu (1964) las asimetrías negativas (gruesas) implican que las corrientes depositantes han operado con velocidades mayores que la normal durante un lapso de tiempo más prolongado que las fluctuaciones comunes.

En las muestras de la Formación Balcarce como se puede observar en el polígono de frecuencias correspondiente (Fig. 6.1.C) los valores varían entre 0,5 y -0,5, siendo la distribución levemente asimétrica hacia los valores positivos con máxima frecuencia entre 0 y 0,2. Resultaron simétricas un 35,5% de las muestras analizadas, mientras que el 30,6% fueron asimétricas positivas, el 17,7% son negativas y sólo el 8% muy negativas e igual porcentaje muy positivas de acuerdo con los límites de Folk y Ward (1957).

Según estos datos no habría concordancia con los resultados obtenidos por algunos investigadores que observaron un real predominio de valores negativos para muestras de playa (Friedman, 1961; Hails y Hoyt, 1969; Spalletti y Mazzoni, 1979; Sevon, 1966). Sin embargo, otros autores han encontrado playas con distribución simétrica o levemente positiva (Mazzoni, 1973; Glaister y Nelson, 1974).

Del análisis de nuestros datos y de la bibliografía en general, se considera que si bien hay tendencias diferentes en el coeficiente de asimetría de muestras de distintos ambientes (playa, eólico, fluvial), esas diferencias no son suficientemente consistentes como para discriminar medios de sedimentación (Spalletti y Mazzoni, 1979; Mazzoni, 1973; Glaister y Nelson, 1974; Sevon, 1966).

Con relación a la diferenciación de subfacies, no se ha observado una caracterización según valores de asimetría.

C.4. Curtosis.

Es una medida de la forma de la curva de frecuencia (grado de acuminación). Barker (1968, en Mazzoni, 1973), considera que mide la relación entre la selección del 90% de la distribución y la selección del 50% de la parte

central de la misma. Por lo tanto, valores próximos a 1 indicarían que las fluctuaciones de velocidad estuvieron restringidasdentro del 50% de la velocidad promedio por períodos de tiempo mayores que los normales.

Los valores de las muestras analizadas varían entre 0,5 y 1,3 con un pico entre 0,9 y 1,1 como se puede observar en el polígono de frecuencias de la Fig. 6.1.D.

En este caso tampoco se ha observado una diferenciación de las facies según este coeficiente estadístico, y coincidimos con la mayoría de los investigadores que consideran que este coeficiente gráfico no parece sensible a las variaciones del ambiente de depositación (Sevon, 1966; Friedman, 1961; Hails y Hoyt, 1969; Spalletti, 1972; Mazzoni, 1973; Spalletti y Mazzoni, 1979).

A.5. Coeficientes estadísticos y las facies sedimentarias.

Las facies sedimentarias diferenciadas por caracteres litológicos y estructuras sedimentarias observadas en los perfiles relevados, muestran también valores definidos en sus coeficientes estadísticos y percentil 1 y 50 como se observa en el cuadro 6.4; particularmente, caracterizan las facies la media, la desviación standard y los percentiles C (ϕ 1) y M (mediana ϕ 50), ya que con respecto a la asimetría y la curtosis las facies son casi simétricas y mesocurticas respectivamente.

Las psamitas de la subfacies heterolítica con predominio de pelitas se caracterizan por tener una media en arena muy fina, cuyo valor promedio es de 3,27 ϕ y con una desviación standard que varía entre 0,35 y 0,65 siendo su valor medio 0,54 perteneciente a la clase moderadamente bien seleccionada; el promedio para el percentil 1 corresponde a arena mediana (1,78ϕ) y el del percentil 50 a arena muy fina (3,24 ϕ).

Con relación a las psamitas de la subfacies heterolítica con predominio de arenitas presentan un valor promedio de media de 3,14 ϕ (oscila entre 2,85 y 3,4 ϕ) y una desviación standard promedio de 0,64 correspondiente a la clase moderadamente bien seleccionada, con valores entre 0,45 y 0,8; el percentil 1

promedio pertenece a arena mediana (1,48 ϕ) y el percentil 50 (M) a arena muy fina (3,15 ϕ); nótese que en ambos casos los valores promedio son levemente más gruesos que en la subfacies anteriormente mencionada.

La subfacies psamita con estratificación entrecruzada se caracteriza por poseer una media promedio de 2,30 ϕ correspondiente a arena fina (con valores extremos en 1,3 y 3,2 ϕ) y con una desviación standard promedio de 0,87 perteneciente a la clase moderadamente seleccionada (con una variación entre 0,6 y 1,2); en relación a los percentiles, el C (ϕ 1) promedio se encuentra en 0,31 ϕ (arena gruesa) y el ϕ 50 promedio en 2,29 ϕ (arena fina).

B. GRAFICOS DE DISPERSION.

A partir de Friedman (1961) numerosos han sido los autores que han utilizado gráficos de dispersión donde se representan dos coeficientes estadísticos. En ellos se han podido diferenciar determinados campos en los cuales se ubicarían muestras de un ambiente deposicional definido.

Sin embargo hemos notado que no hay coincidencia en los límites y cada autor de acuerdo al conjunto de muestras con que trabaja, ha delimitado sus propios campos (Cf. Mazzoni, 1973; Friedman,1967; Hails y Hoyt, 1969; Moiola y Weiser, 1968).

Las 62 muestras estudiadas de la Formación Balcarce se representaron en los gráficos media vs. desviación standard, media vs. asimetría, y asimetría vs. desviación standard; por otra parte con los valores del percentil 1 y mediana se realizó un gráfico CM (Passega, 1957).

B.1. Gráfico Media - Desviación Standard.

Con este gráfico se han podido diferenciar tres campos, en cada uno de los cuales hay un neto predominio de una de las subfacies. Si bien los límites de estas zonas son transicionales y los campos se encuentran parcialmente superpuestos, la subfacies heterolítica con predominio de pelitas está ubicada

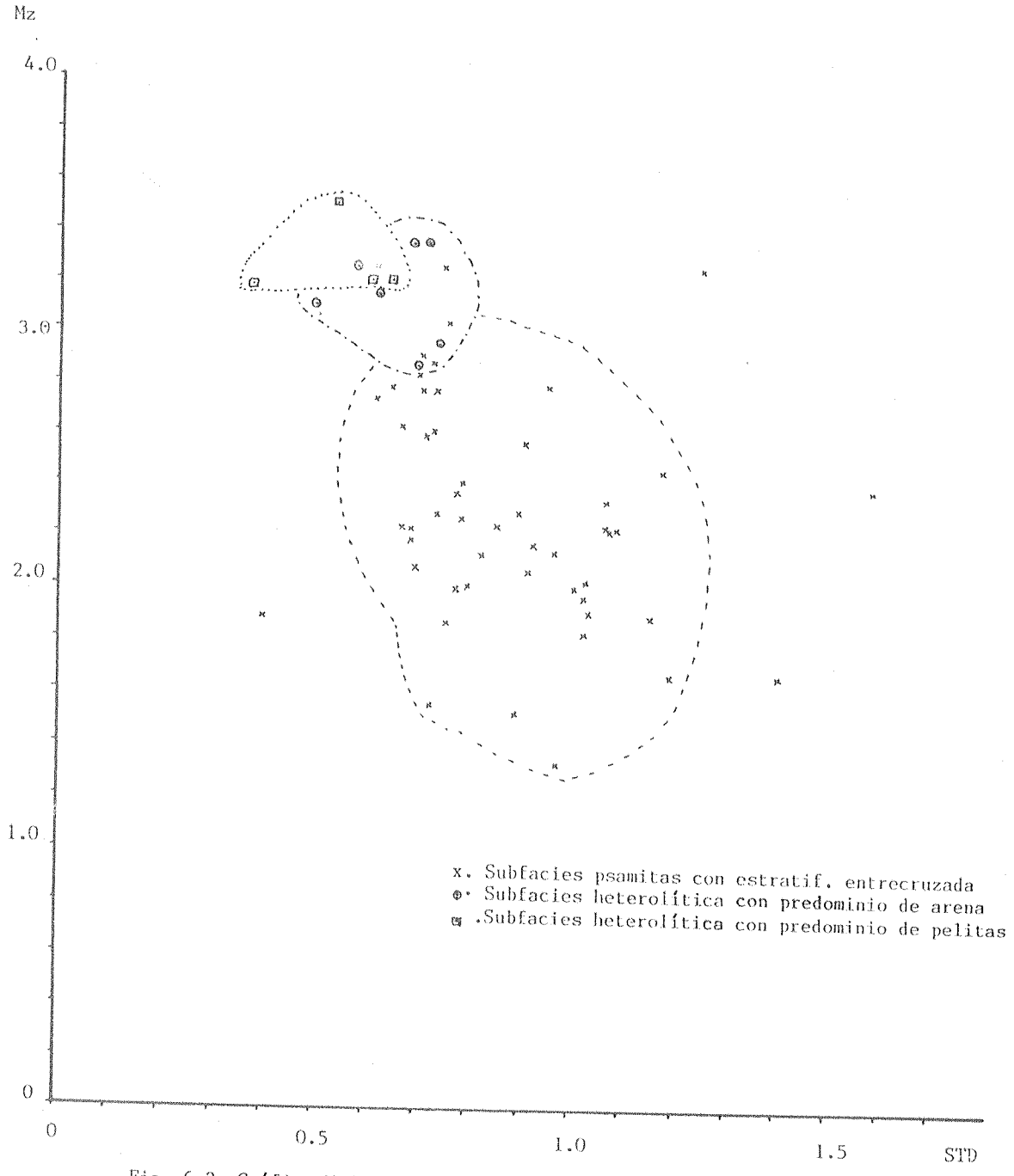


Fig. 6.3. Gráfico Media-desviación standard .

entre los valores de media 3,15 y 3,55 ϕ y de desviación standard 0,35 y 0,65; la subfacies heterolíticas con predominio de arenitas se encuentra entre 2,85 y 3,4 ϕ de media y 0,45 a 0,75 de desviación standard; por último las psamitas con estratificación entrecruzada, se localizan en la zona comprendida por los valores 1,3 a 3,25 ϕ de media y 0,5 a 1,2 de desviación standard. (Fig. 6.3).

Este gráfico ha resultado de utilidad, ya que muestra una caracterización de la subfacies, sin embargo presenta una gran dispersión de puntos. Esto es consecuencia del bajo grado de selección y la variabilidad de los valores de media que presentan las muestras de la Formación Balcarce y que fueron comentados con anterioridad.

Es así que nuestras muestras abarcan además de los campos específicos para playa delimitados por Mazzoni (1973), las zonas 3 y 4 que son atribuidas a médanos y ambiente fluvial, respectivamente. El límite entre playa y fluvial de Friedman (1967) bisecta a nuestra distribución de puntos, mientras que el límite de Moiola y Weiser (1968), que separa los dos ambientes anteriormente mencionados, deja a la Formación Balcarce dentro del campo atribuido a los sedimentos fluviales.

Sin embargo Hails y Hoyt (1969) también obtienen una distribución de puntos muy extendida, ya que sus valores de media varían entre 0,9 y 3 ϕ y la desviación standard ente 0,4 y 1,4 diferenciando un campo mejor seleccionado (0,4-0,85) para muestras de islas barrera, en tanto que el otro corresponde a depósitos de lagunas costeras y canales de marea.

Asimismo Flemming (1977) con muestras de planicies costeras y Swift et al., (1972) analizando un sistema de barras paralelas a la costa (ridge system) obtienen para medias entre 1,5 y 3,5 ϕ valores de desviación standard entre 0,2 y 1,1 configurando un gráfico con gran dispersión de valores similar al de la Formación Balcarce.

B.2 Gráfico Media - Asimetría.

La mayor concentración de puntos se observa entre los valores de asimetría -0,4 y 0,4 y entre las medias 1,6 y 3,5 ϕ. (Fig. 6.4).

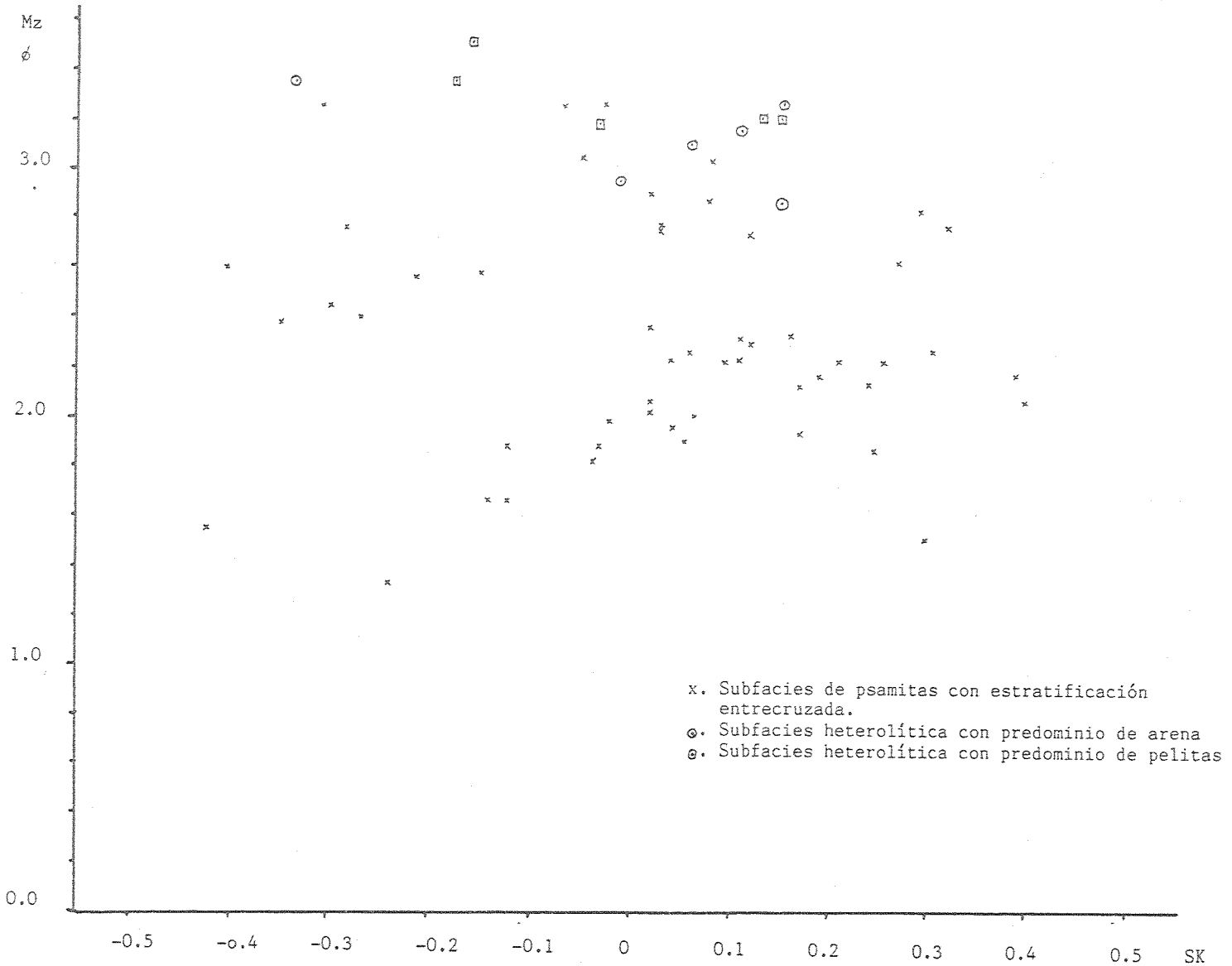


Fig. 6.4. Gráfico Media-Asimetría .

Si bien se observa que las facies heterolíticas se encuentran ubicadas en la parte superior del gráfico, esta distribución se debe exclusivamente a los valores de media (tienen menor granulometría) ya que como se mencionó al tratar la asimetría, este coeficiente no resulta útil para diferenciar entre las distintas facies.

Si se consideran los límites de Friedman (1961) y Moiola y Weiser (1968) la mayor parte de las muestras estudiadas se ubican dentro del campo atribuido a dunas eólicas; una situación similar observó Mazzoni (1973) con sus muestras de playas actuales. Asimismo Hails y Hoyt (1969) al representar la media vs. la asimetría gráficas obtienen una distribución al azar.

B.3. Gráfico Selección - Asimetría.

En este gráfico se observa una mayor concentración de puntos entre 0,3 y -0,2 de asimetría y 0,5 y 1,1 de desviación standard; se puede advertir que las muestras correspondientes a la facies heterolíticas no sobrepasarían un campo delimitado por un valor máximo de 0,75 de desviación standard y valores de 0,2 y -0,35 de asimetría. (Fig. 6.5).

Sin embargo debemos aclarar que esta zona si bien muestra predominio de la facies mencionada, no es exclusiva ya que una cantidad subordinada de muestras de la subfacies psamitas con estratificación entrecruzada (23%) cae dentro de ella.

Es de destacar que tanto el límite de Friedman (1967) como el de Moiola y Weiser (1968) dejan a la mayor parte de nuestras muestras en el campo fluvial y eso se debe en forma particular a que dichos límites están definidos principalmente por el coeficiente de desviación standard y la Formación Balcarce se caracteriza por un grado de selección moderada.

No obstante debe destacarse que la utilidad de este gráfico para discriminar ambientes de depositación ha sido cuestionada por Glaister y Nelson (1974), Hails y Hoyt (1969) y Mazzoni (1973) entre otros.

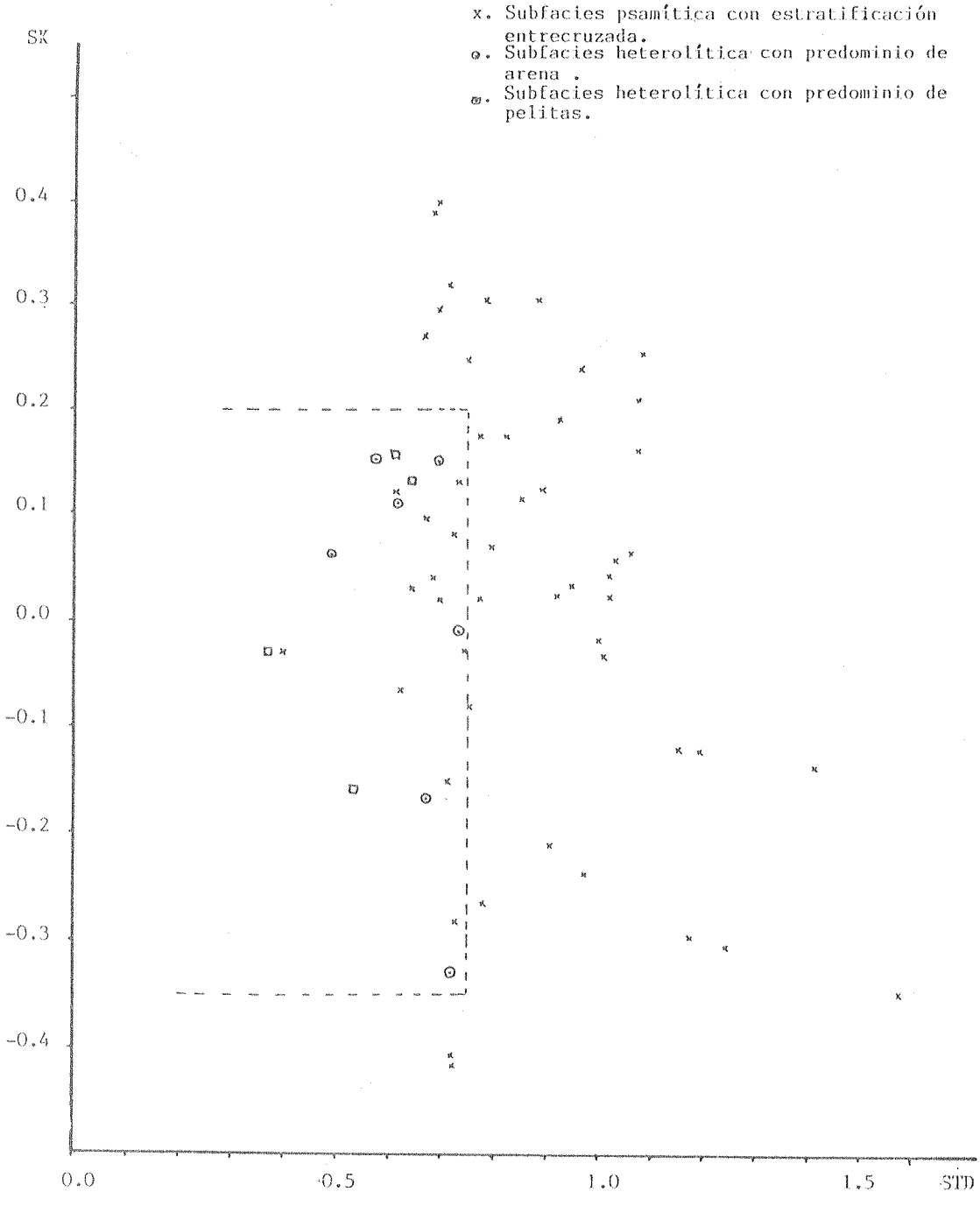


Fig. 6.5. Gráfico Desviación standard- asimetría .

B.4. Gráficos CM.

Para la construcción de este gráfico se utilizan los valores de mediana (M) y percentil 1 (C). Al respecto podemos aclarar que en nuestro caso la mediana (o granulometría correspondiente al 50% de la distribución de frecuencias acumuladas) muestra valores muy similares a la media. El percentil 1 ha sido considerado por Passega (1957) como una medida de la competencia de las corrientes. Asimismo dicho autor sostiene que la textura de un sedimento compuesto de fracción fina y gruesa es una función de dos factores independientes y que la fracción gruesa de un sedimento es más representativa del agente de depositación que la fracción fina.

El gráfico de dispersión CM se obtiene al representar por cada muestra el valor de la mediana (M) y del Percentil 1 (C). Los puntos sobre el diagrama así obtenidos tendrán una forma definida que puede ser comparada con los modelos CM dados a conocer por Passega (1957). Según este autor, hay diseños que son característicos para cada agente de depositación y resultan indicadores de las condiciones hidráulicas bajo las que los sedimentos fueron depositados (Passega, 1977).

La distribución que adoptan las muestras de la Formación Balcarce se puede observar en la Fig. 6.6; están comprendidas entre medianas de 1,75 y 3,6 ϕ, y 2,5 y -1,25 ϕ de percentil 1. Las muestras de la facies heterolíticas se encuentran ubicadas en el subconjunto A, entre los valores de mediana 2,85 y 3,1 ϕ, y 0,75 y 2,5 ϕ de percentil 1; es decir que se trata de muestras con M y C de granulometría menor. Las de la subfacies psamitas con estratificación entrecruzada, se extienden hacia tamaños máximos y medios más gruesos.

El diseño obtenido para la Formación Balcarce muestra notables similitudes con el modelo VII de Passega (1957, pag. 1974, Fig. 11 y 12) que es considerado un típico modelo de playa.

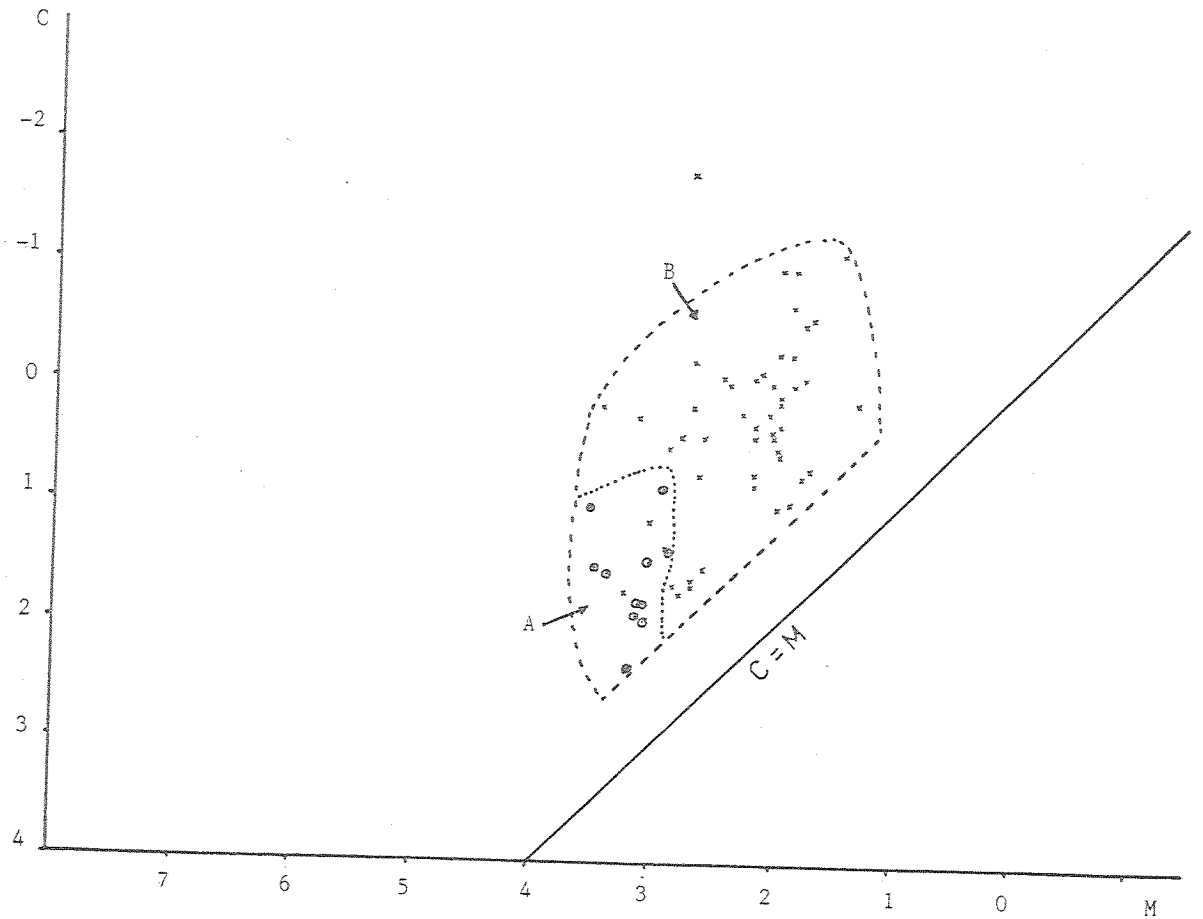


Fig. 6.6. Gráfico CM . A: Facies heterolíticas . B.: Facies psamíticas.

C. DIAGRAMAS DE FRECUENCIA ACUMULATIVOS.

La frecuencia acumulada de los tamaños de clasto de cada muestra fueron representados en el papel probabilístico. Este tiene la ventaja que una población normal o de Gauss-Laplace queda representada como una línea recta, mientras que la misma función en escala aritmética adopta la forma de "S" itálica. Además en una representación en papel logarítmico los extremos granulométricos son magnificados, lo cual permite su mejor caracterización; asimismo, resulta ventajoso su uso, por ser más fácil las mediciones y comparaciones entre distintas muestras.

En las últimas décadas, numerosos investigadores han prestado atención a las características que presentan las distribuciones de frecuencia acumulativa. Muchos autores consideran siguiendo a Visher (1969) que estas son el resultado de mezclas de subpoblaciones lognormales truncadas o superposición de estas (cf. Spencer, 1963), aunque Kennedy et al. (1981) han demostrado que pueden constituir una sola población no normal.

La mayoría de las distribuciones granulométricas están compuestas por más de un segmento. Estos han sido relacionados con procesos de transporte que han operado simultáneamente durante la formación del sedimento, tales como tracción, saltación, suspensión (Visher, 1969) o tracción, suspensión intermitente, suspensión (Middleton, 1976). Sin embargo, recientes investigaciones (cf. Bridge 1981) parecen indicar que los diseños de los diagramas de frecuencia acumulativos responden a fenómenos más complejos, y son influenciados fuertemente por la turbulencia y las variaciones temporales de las fuerzas imperantes muy cerca del lecho, durante la depositación de los sedimentos por flujos unidireccionales.

Con respecto a las granulometrías involucradas en cada proceso de transporte y por lo tanto a los puntos de truncamientos, Visher (op. cit.) considera que son altamente variables y reflejan las condiciones físicas al tiempo de depositación. Así por ejemplo, el truncamiento del segmento atribuido a suspensión estaría próximo a 0,1 mm (3,4 ϕ) sin embargo podrían ser transportados

en suspensión clastos más gruesos y esto depende de la intensidad de la turbulencia imperante. En el presente trabajo se ha denominado a este segmento como "A" y el truncamiento - cuando este tramo está presente - se encuentra entre 3,5 y 4 ϕ. Sin embargo es importante destacar que por la metodología empleada (medición de los clastos en cortes delgados por medio del microscopio) hemos introducido un déficit en el porcentaje de material inferior a los 4,5 ϕ, que se suma al escaso porcentaje de finos que presentan, en general, las sedimentitas de la unidad en estudio.

Con relación al segmento medio ha sido atribuido por Visher (op.cit.) a transporte por saltación; se considera que clastos de hasta 1 mm (0 ϕ) podrían haber sido movidos por este proceso que involucra una interacción entre la carpeta tractiva y la suspensión gradada. En muestras de la Formación Balcarce este segmento al que llamamos "B" tiene un gran desarrollo y el truncamiento grueso se encuentra próximo al valor mencionado.

Por último, se ha diferenciado una población gruesa que sería transportada por tracción, a la que se ha denominado "C".

En síntesis, las muestras de la Formación Balcarce se caracterizan por poseer una distribución granulométrica con un segmento B muy bien desarrollado. En el 50% de los casos sólo está presente este segmento; el 37% de las muestras presentan B combinado con un segmento C, mientras que el 5% tiene el segmento B y el A (correspondiente a las granulometrías finas) y sólo el 3% exhibe una distribución completa con segmento A, B y C. Se han reconocido cuatro diseños principales de diagramas acumulativos que a continuación se describirán.

Tipo 1: se ha incluído en este grupo a los diagramas caracterizados por poseer un tramo B (tradicionalmente atribuido a saltación por Visher, 1969) con un rango granulométrico reducido, entre 2 y 3 ó 3,5 ϕ; es un segmento con alta pendiente (60-80º) que denota muy buena selección. Representa el 90-98% de la distribución. En algunos casos este segmento B presenta un leve quiebre interno localizado entre 2,5 y 3,2 ϕ. No se han detectado los segmentos C y A correspondientes a las granulometrías gruesas ni finas. (Fig. 6.7). (Cuadro 6.5).

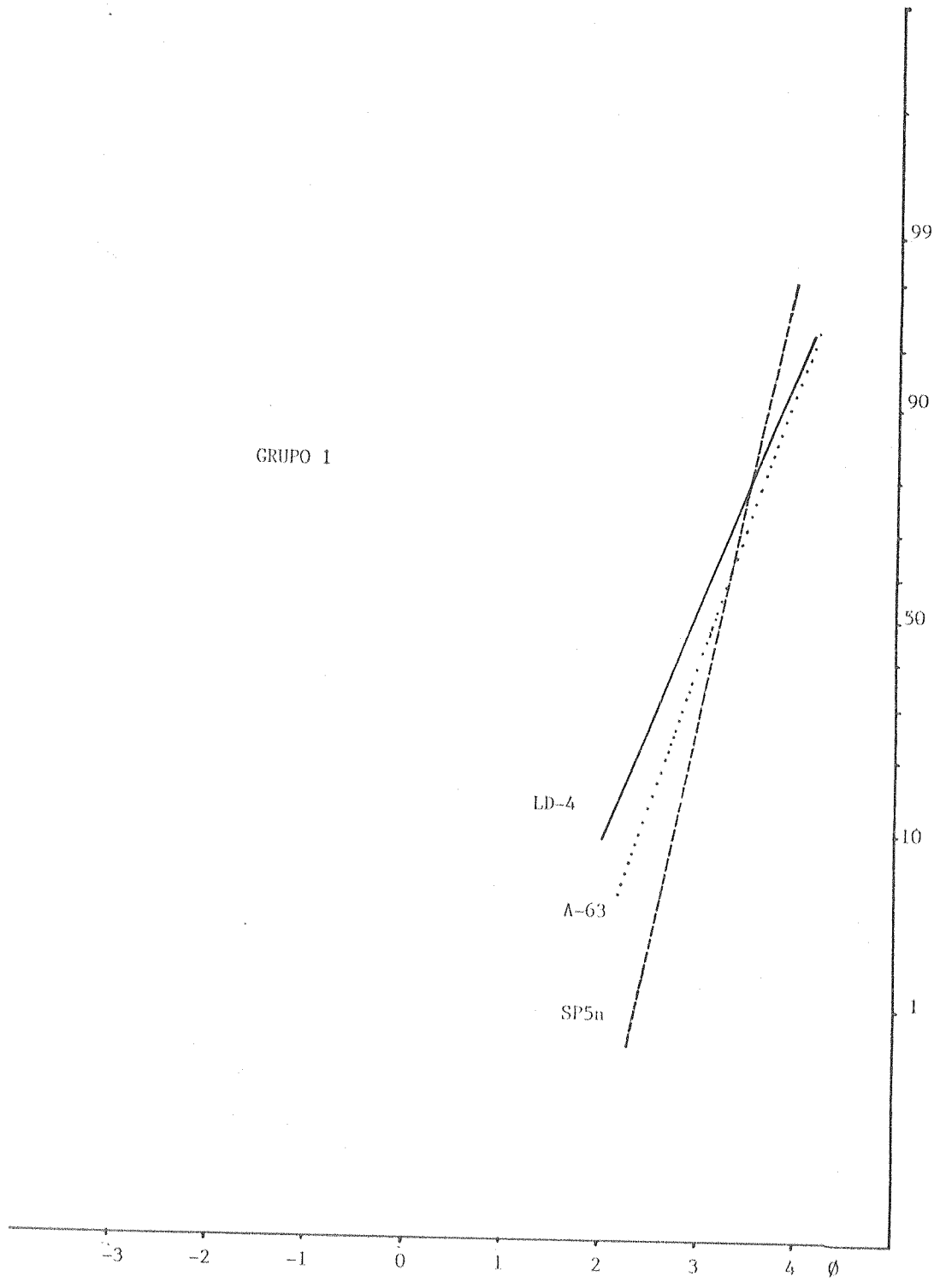


Fig. 6.7. Diagrama de frecuencia acumulativos.

Tipo 2: es similar al anterior, sin embargo el tramo B involucra un rango mayor de tamaños, entre 0 y 3,5 ó 4 ϕ; la pendiente es levemente menor que en el grupo 1 (60-70º), por lo que denota una selección moderada. Este tramo representa el 95% de la distribución de tamaños. En ciertos casos se insinúa un quiebre hacia los tamaños muy finos que podría corresponder a una población transportada por suspensión (Visher, 1969), que sólo representa el 2% de la distribución. Por otra parte, algunas muestras presentan un segmento C cuya pendiente es variable, desde casi horizontal hasta 45º, que evidencia baja a moderada selección, representa por lo general sólo el 2% de la distribución. (Fig. 6.8). (Cuadro 6.5).

Tipo 3: se caracteriza por poseer sólo un segmento B, que representa el 90 al 98% de la distribución y cuyos extremos de tamaño de grano estarían ente -0,5 y 4 ϕ. Poseen un truncamiento intermedio que varía entre 1 y 2,7 ϕ y determina la presencia de dos tramos, cuyas pendientes son diferentes. En este grupo se pueden definir dos subtipos: en uno la pendiente del tramo superior es mayor que la del inferior, dando una configuración cóncava hacia arriba (T3a); en el otro la pendiente del tramo inferior es la mayor y entonces el diagrama adopta una configuración convexa hacia arriba (T3b).

El subtipo cóncavo hacia arriba se caracteriza por presentar dos subpoblaciones del segmento B con un truncamiento interno que varía entre 1,5 y 2,7 ϕ; la subpoblación más fina presenta mejor selección con pendientes promedio de 70º, mientras que la más gruesa tiene selección moderada (pendiente promedio 55º) y se extiende hasta granulometrías de -0,5 ϕ; esta última subpoblación representa un 30% de la distribución con valores extremos en 5 y 60% (Fig. 6.9).

El subtipo convexo hacia arriba, presenta un truncamiento interno entre 1 y 2 ϕ; el tramo superior muestra selección moderada (50º de pendiente) mientras que el tramo inferior es mejor seleccionado (pendiente 75º) e involucra el 40% de la distribución. (Fig. 6.10). (Cuadro 6.5).

Tipo 4: se han incluído en este grupo las muestras cuya distribución presenta dos segmentos B, uno o dos C y en algunos casos está diferenciado el

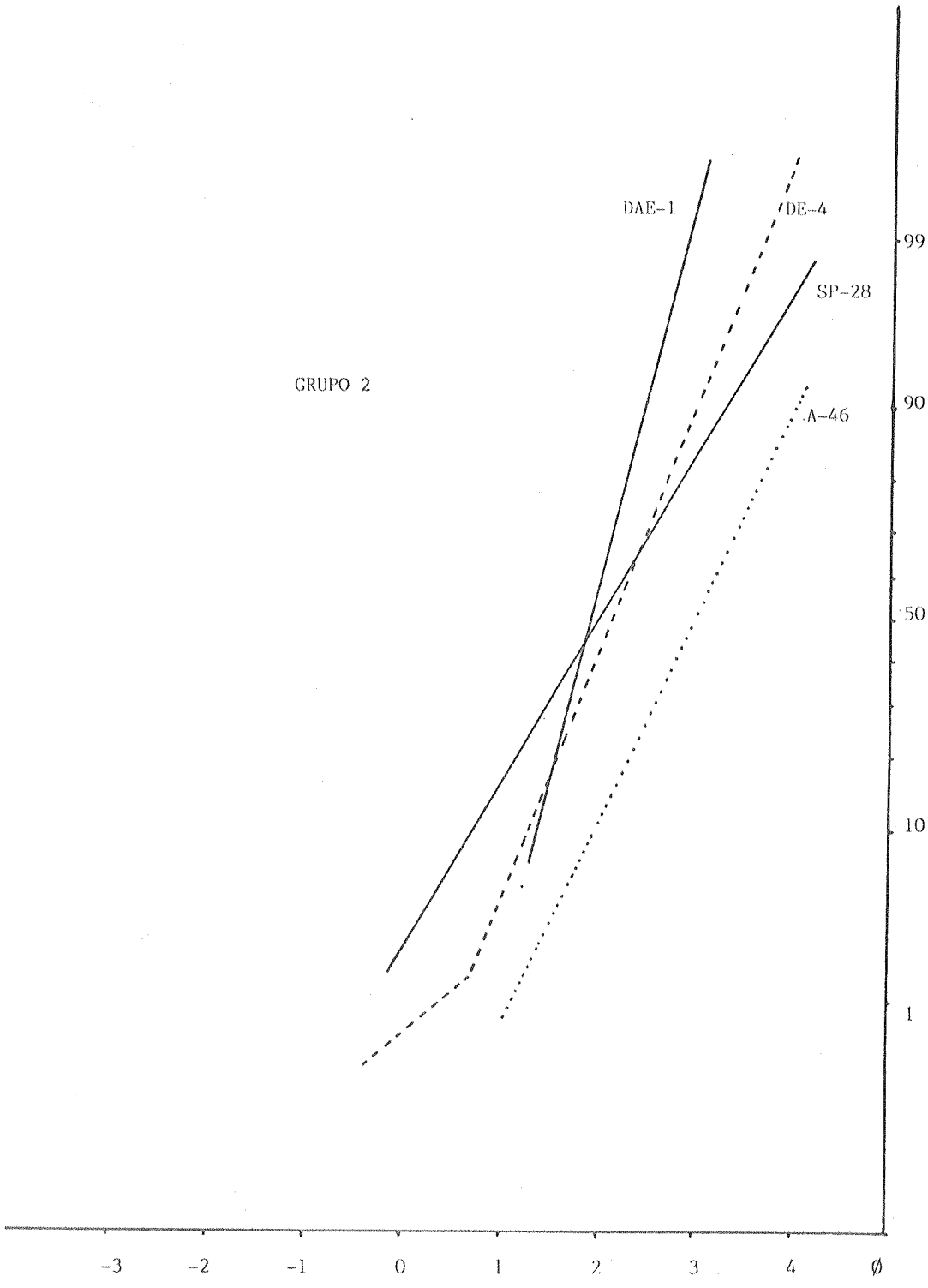


Fig. 6.8. Diagrama de frecuencia acumulativo

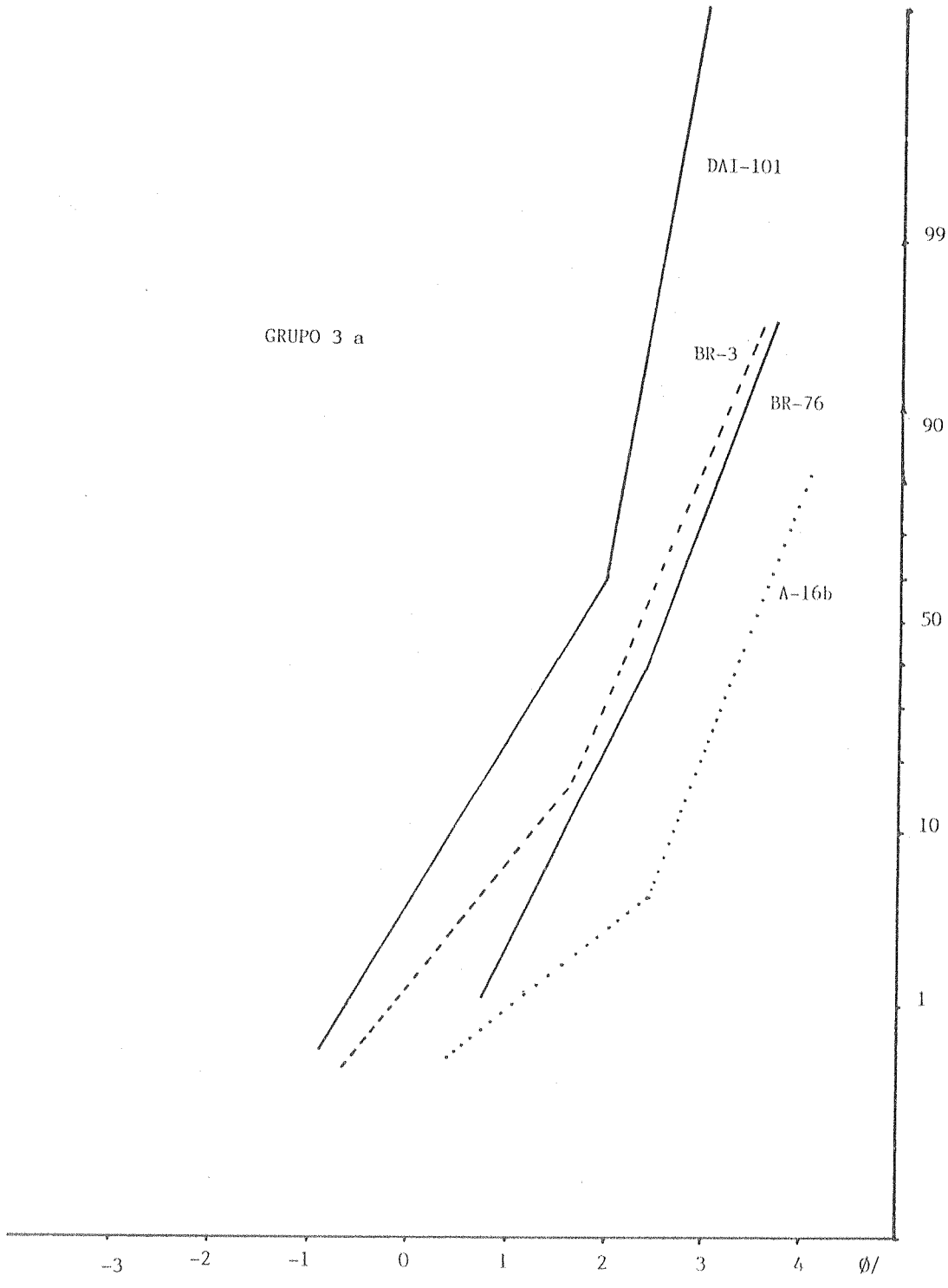


Fig. 6.9. Diagramas de frecuencia acumulativos.

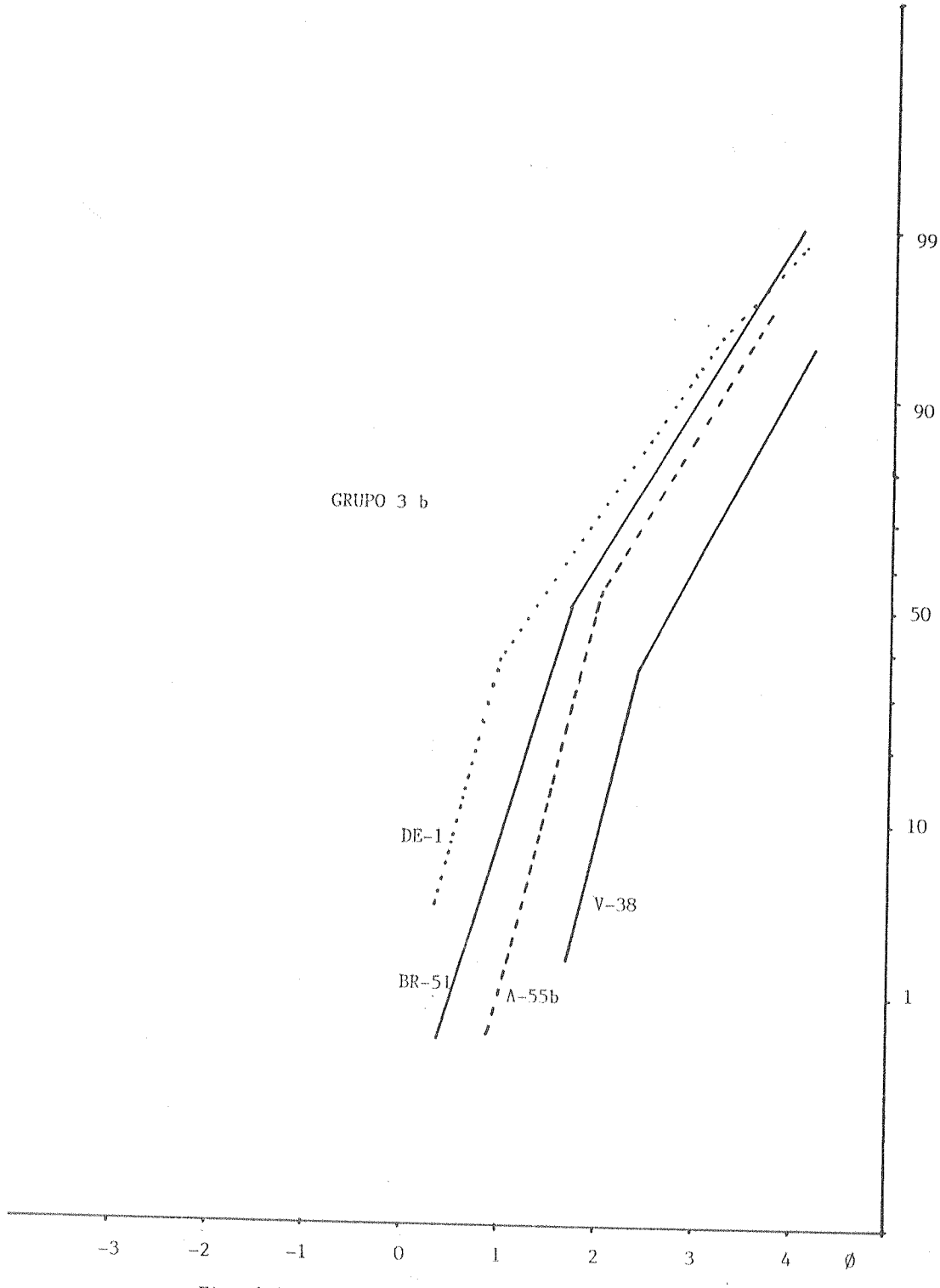


Fig. 6.10. Diagrama de frecuencia acumulativo.

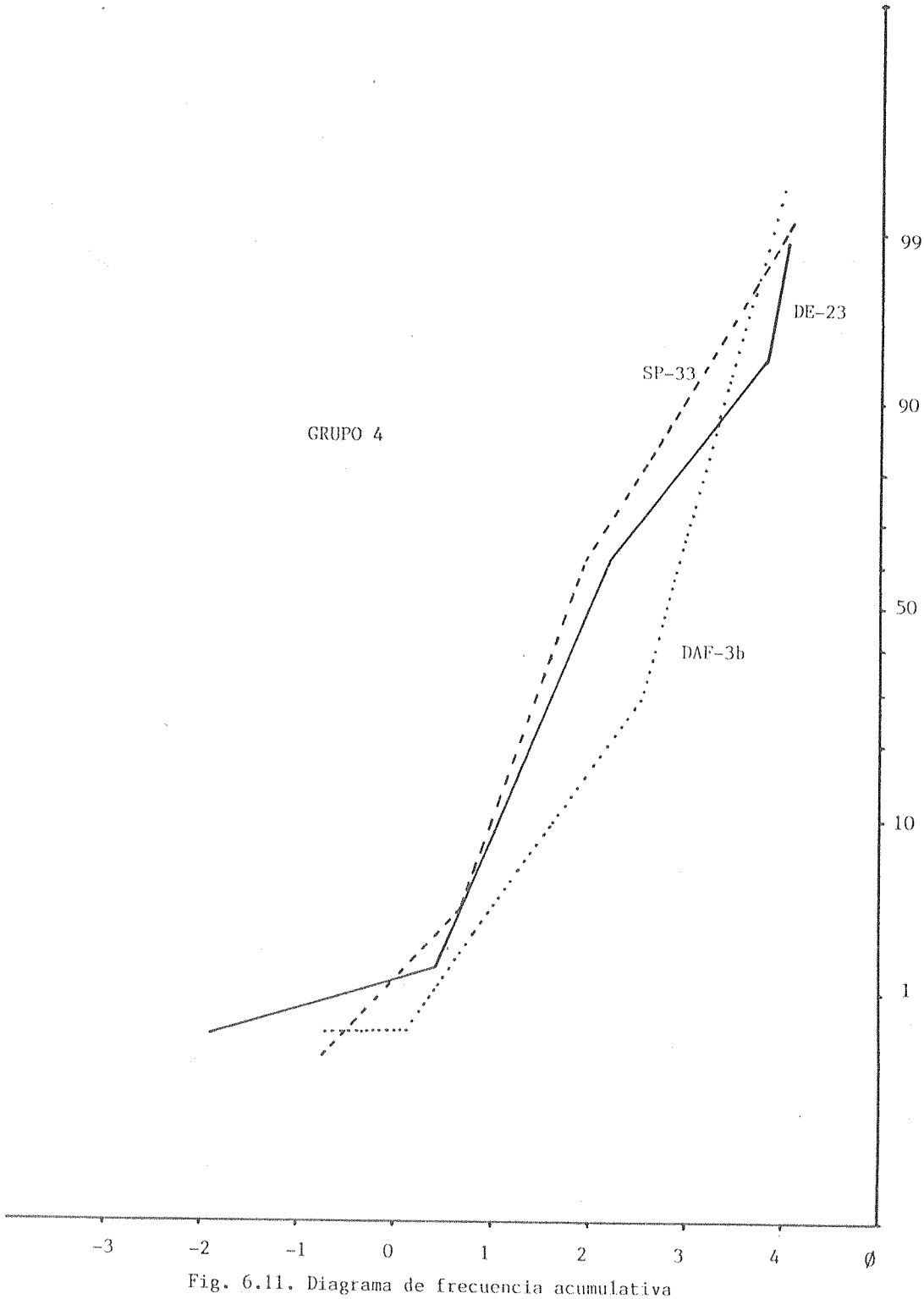


Fig. 6.11. Diagrama de frecuencia acumulativa

tramo A. La población B tiene un truncamiento interno que varía entre 1,5 y 2,5 ϕ; denota selección moderada y representa el 90-95% del total; el truncamiento grueso varía entre 0 y 1 ϕ. La población C puede estar representada por uno o dos segmentos, aunque siempre constituye un pequeño porcentaje (1 ó 2%) del total de la distribución. Su selección es variable de buena a regular (pendientes desde 60º hasta casi horizontal); el tamaño de grano más grueso medido es de -2 ϕ. Respecto a la población A en algunos casos está presente, aunque siempre representa un pequeño porcentaje (2 a 5%); la ubicación de su truncamiento oscila entre 3 y 4 ϕ. (Fig. 6.11). (Cuadro 6.5).

Interpretación.

Las distribuciones granulométricas acumulativas de las psamitas de la Formación Balcarce muestran rasgos semejantes a los de los depósitos de playa (Visher, 1969; Glaister y Nelson, 1974) entre los que se puede citar la presencia de un truncamiento interno en el tramo B de gran parte de las muestras analizadas.

Algunas de nuestras arenitas poseen diseños parecidos a los que caracterizan las dunas eólicas, no obstante se diferencian en que poseen un segmento B con pendiente menor, es decir que no tienen tan buena selección como los depósitos eólicos; por otra parte el segmento C, tiene mejor desarrollo en las muestras de la Formación Balcarce.

Al comparar nuestras distribuciones con las de ambientes fluviales dadas por Visher (op. cit.) o Glaister y Nelson (op. cit.) vemos que un gran porcentaje tiene similitud por no poseer el segmento C - que es una de las características de los diagramas de muestras de río -. Sin embargo el segmento A en los canales fluviales está muy bien desarrollado, con baja pendiente y con un truncamiento entre la población B y la A en 2,5 a 3,5 ϕ lo cual no parece manifestarse en las muestras analizadas, en las que el segmento A tiene escaso

desarrollo; sin embargo es de destacar que la presencia y particularmente la pendiente del segmento A en nuestras muestras es dudosa, como consecuencia de la metodología empleada.

Interpretación de los tipos de distribuciones granulométricas:

Tipo 1: La muy buena selección que muestra el tramo B de estos gráficos y la pequeña variación granulométrica (entre 2 y 3,5 ϕ) lleva a correlacionarlas con las muestras depositadas por acción de olas (Visher, 1969).

En efecto, las arenitas que conforman este grupo son predominantemente de la facies heterolítica (ver cuadro 6.5), a las que se ha interpretado como formadas por óndulas combinadas de flujo (oscilatorio y corrientes) ya que se depositaron en el sector de intermarea más próximos al continente, en el cual se produce una disminución de la competencia de las corrientes de marea, dejando de esta manera que se manifieste la acción del oleaje.

Tipo 2: El menor grado de selección del segmento B de las muestras de este grupo con respecto al conjunto analizado anteriormente y el mayor rango granulométrico (0 a 4 ϕ) nos inducen a pensar en el efecto corrientes de naturaleza intermitente que producen la mezcla entre las poblaciones media y gruesa. Esto podría tener su origen en la periodicidad propia de las corrientes de marea que predominaron durante la depositación de la Formación Balcarce (cf. 7.3).

Por su parte, las muestras en las que se define un segmento C independiente, se habrían depositado bajo la acción de corrientes tractivas con una mayor competencia posiblemente inducidas por episodios de mal tiempo.

Tipo 3: Estos diagramas por su característico truncamiento interno en la población B, podrían asimilarse a las arenas de playa de Visher (op. cit.). Sin embargo la moderada selección (ver Desviación standard) y el rango granulométrico (0 a 4 ϕ) difieren de las muestras de dicho ambiente.

Por este motivo se ha interpretado que el truncamiento interno del seg-

mento B pudo producirse por la acción de corrientes de marea sobre la cara de barlovento de la megaóndula o de la barra durante el período de bajamar.

Esto estaría avalado por las estructuras entrecruzadas, con capas frontales de alto ángulo que presentan las muestras que conforman este grupo y por la forma de los cuerpos que nos permiten inferir planicies de marea de poca pendiente en las que se produce la migración de ondas de arena bajo el efecto de corrientes tidales.

Tipo 4: La selección moderada a regular del segmento B (pendiente promedio 50º), su truncamiento interno y el rango granulométrico involucrado (0 a 4 ∅) inducen a pensar que estas sedimentitas se depositaron en un ambiente de intermarea (aunque no de playa) similar al de las muestras del grupo T3 donde predominan las corrientes de marea sobre el oleaje.

Sin embargo se diferencian de las distribuciones de dicho grupo por la presencia de un segmento C discriminado de variable selección. Su existencia podría tener su explicación en la acción de corrientes aumentadas por eventos de mal tiempo u otro tipo de corrientes (¿longitudinales?) que podrían sumarse a la energía de las corrientes de marea normales.

6.4. DEDUCCIONES HIDRODINAMICAS A PARTIR DE LAS CARACTERISTICAS GRANULOMETRICAS.

De acuerdo a las características granulométricas se ha podido deducir para la Formación Balcarce condiciones hidrodinámicas de energía intermedia. Específicamente se han determinado condiciones de régimen de flujo bajo, en fase megaóndula y óndula, lo cual resulta totalmente coincidente con las evidencias aportadas por las estructuras sedimentarias.

La velocidad de fricción de las corrientes depositantes pudo ser inferida con la velocidad de caída de las partículas (a partir de tablas de Gibbs et al., 1971) del punto medio del segmento atribuido a saltación (Spalletti y Gutiérrez, 1976). Posteriormente se estimó la velocidad media del flujo de acuerdo

a la relación formulada por Briggs y Middleton (1965) para corrientes encauzadas, según la cual este parámetro es aproximadamente veinte veces superior a la velocidad de fricción.

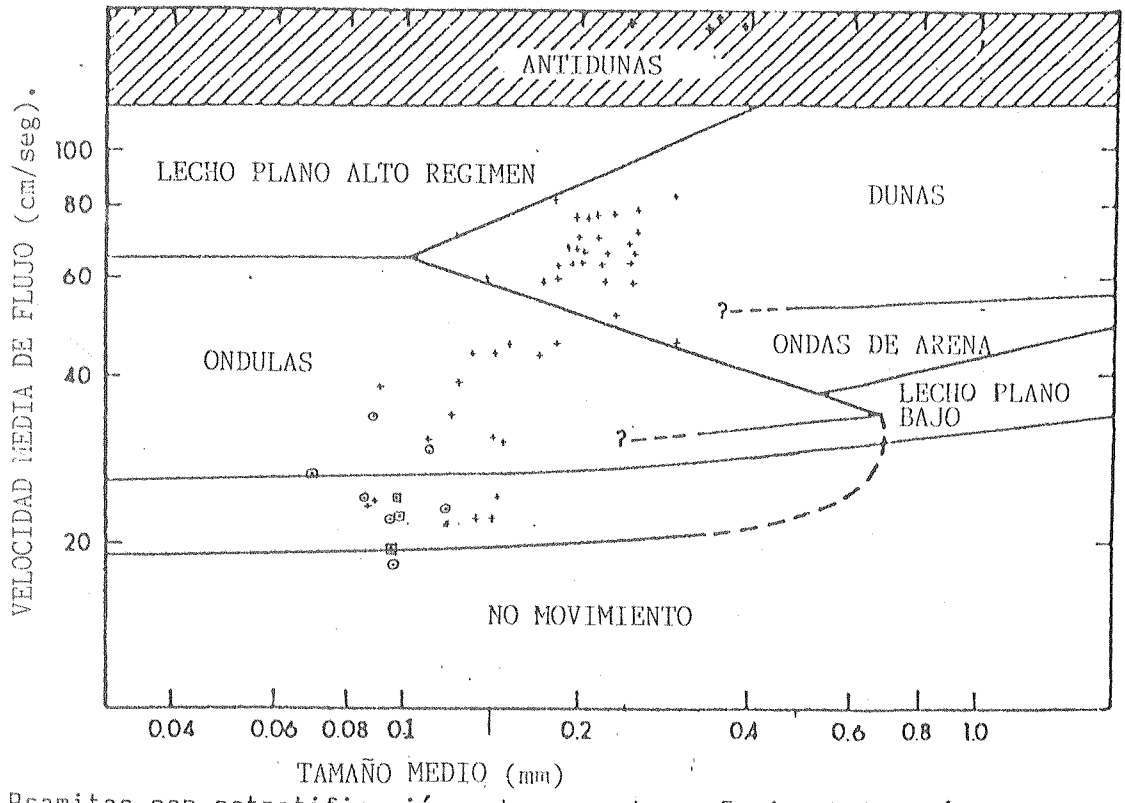
Se ha utilizado este método para tener otro elemento de juicio y aproximación de las características hidrodinámicas del medio de sedimentación, conociendo sus limitaciones particularmente derivadas de ser válidas para corrientes encauzadas, mientras que las sedimentitas en estudio se depositaron en un ambiente marino abierto y somero. Otra limitación estaría dada por el valor de los datos texturales, ya que "una muestra de roca es considerada como una mezcla de sucesivas cargas de lecho que operaron bajo distintas condiciones de flujo a medida que acontecía la sedimentación" (sic. Spalletti, 1987).

Las velocidades medias obtenidas (cuadro 6.6) junto con los valores de media de cada muestra -representativos de la energía promedio del agente depositacional (Sahu, 1964)- fueron volcados en el diagrama de Harms et al., (1975) como se puede observar en la Fig. 6.12.A.

Se ha obtenido para la facies de psamitas con estratificación entrecruzada, que tiene una media granulométrica de 2,3 ϕ, una velocidad media promedio de 61cm/sg, que en el gráfico mencionado caería dentro del campo de estabilidad de las megaóndulas. Sin embargo un 13% de las muestras presentan velocidades más bajas quedando dentro del área de estabilidad de las óndulas; en algunos casos esto aparentemente se debería a que los sets con estratificación entrecruzada planar son de reducido espesor (6 a 10 centímetros) y por lo tanto las velocidades imperantes habrían sido muy próximas a las formadoras de óndulas. Por otra parte, podría ser un indicio de la formación de estas megaóndulas a profundidades bajas del orden de centímetros donde el campo de estabilidad de estas formas de lecho se produce a menores velocidades (cf. Rubin y Mc Culloch, 1980). (Ver Fig. 6.12.B).

En otras muestras se han obtenido velocidades del orden de los 110cm/s que según el gráfico 6.12.A caen dentro del campo de estabilidad de las ondas en fase, mientras que las estructuras presentes (estratificación en artesas y planar) indican régimen bajo en fase megaóndula. Sin embargo a profundidades del

A



* Psamitas con estratificación entrecruzada. ⊙ Facies heterolíticas con predominio de arenas. ⊡ Facies heterolíticas con predominio de pelitas.

B

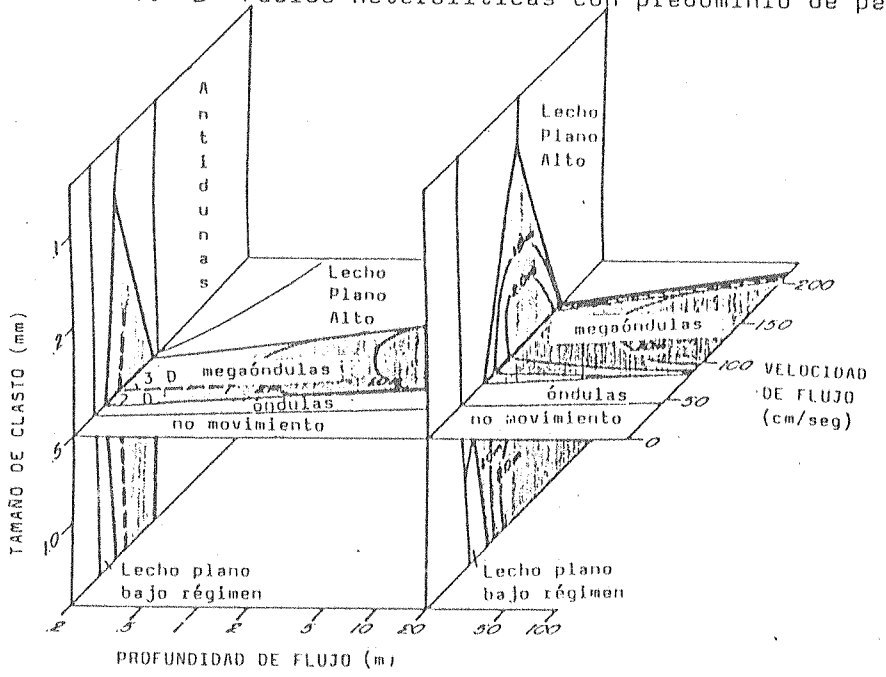


Fig.6.12. A.Ubicación de las muestras de la Formación Balcarce en el diagrama granulometría media-velocidad media del flujo , en el que se observan los campos de estabilidad de las formas de lecho.

B. Variación de las áreas de estabiliad de las formas de lecho con la profundidad (Harms et al. 1982).

orden de los 20 m y para las granulometrías involucradas, a esas velocidades las megaóndulas son formas de lecho estable (Cf. Rubin y Mc Culloch, op.cit). (Fig. 6.12 B). De esta manera, las muestras de DE 1, DAI 101, DAIcg y BR 14 (Cuadro 6.6) se habrían formado en un ambiente de submarea por el efecto de un régimen de flujo bajo.

Con respecto a las facies heterolíticas se han determinado velocidades promedio de corrientes de 25 cm/sg que caen dentro del campo de estabilidad de las óndulas y en el área de transición entre éstas y el lecho plano sin movimiento, lo cual resulta concordante con el tipo de estructura observada.

Es importante destacar la coherencia entre las deducciones hidrodinámicas y las estructuras sedimentarias. En este sentido, futuros trabajos permitirán evaluar la utilización de este método para caracterizar flujos en sedimentitas en las que no se han preservado las estructuras sedimentarias o en las muestras de subsuelo (cutting) pudiendo constituír un aporte importante para determinaciones del ambiente de sedimentación como complemento de estudios de coronas.

CUADRO 6.2

COEFICIENTES ESTADISTICOS DE LAS PSAMITAS

MUESTRA	Mzø	STDø	SKø	Kø	C1	C50	FACIES
SP6	2,22	0,6686	0,0945	1,2841	0,8	2,2	Ps_1
SP5N	3,18	0,3693	-0,0333	0,9836	2,38	3,2	Ht_1
SP7b	2,26	0,7814	0,3058	0,9687	0,35	2,05	Ps_1
SP7c	1,66	1,4114	-0,1367	0,7025	-0,7	1,9	Ps_1
SP16	3,25	0,7439	-0,0275	0,9514	0,25	3,15	Ps_1
SP18	3,35	0,7178	-0,3332	0,6872	1,5	3,5	Ht_2
SP28	1,98	1,0049	-0,0199	1,0245	-0,3	2	Ps_1
SP33	1,93	0,7764	0,1713	1,0656	-0,1	1,8	Ps_1
DAIcg	1,33	0,9750	-0,2376	1,1270	-1,15	1,5	Ps_1
DAIE1	1,88	0,3996	-0,0333	1,0432	0,95	1,9	Ps_1
DAIF1a	3,1	0,4852	0,0604	1,1349	1,45	3,05	Ht_2
DAIF1b	2,05	0,7965	0,0669	1,0538	0,5	2	Ps_1
DAIF3a	2,45	1,1754	-0,2949	0,9699	-0,23	2,7	Ps_1
DAIF3b	2,60	0,7212	-0,4082	1,2551	0,4	2,8	Ps_1
DAIF4	2,416	0,7867	-0,2647	1,2079	-0,1	2,45	Ps_1
DAIF5a	2,56	0,9045	-0,2111	1,1709	0,15	2,7	Ps_1
DAI101	1,55	0,7235	-0,4174	0,9426	-0,6	1,75	Ps_1
LD2	2,766	0,7038	0,3210	0,8085	1,5	2,6	Ps_1
LD4	2,86	0,6909	0,1492	0,9707	1,3 5	2,9	Ht_2
LD8	2,28	0,7314	0,1310	1,0656	0,3	2,2	Ps_1
LD17	2,62	0,6655	0,2707	0,8628	1,7	2,5	Ps_1
LD22	1,66	1,191	-0,1218	1,0656	-0,55	1,8	Ps_1
LD31	2,12	0,8231	0,1699	0,9658	0,2	2,1	Ps_1
LD34	2,23	0,8519	0,1102	0,9904	-0,1	2,2	Ps_1
LD40	2,07	0,6886	0,4006	1,2295	-1	1,9	Ps_1
V5	2,77	0,9473	0,0291	1,0492	0,4	2,6	Ps_1
V10	2,38	1,5863	-0,3481	0,5712	-1,8	2,75	Ps_1

CUADRO 6.2

(continuación)

MUESTRA	Mzø	STDø	SKø	Kø	C1	C50	FACIES
V18	3,25	1,2432	-0,3044	0,7684	0,15	3,45	Ps_1
V22	2,13	0,9621	0,2393	0,8928	0,55	2	Ps_1
DE1	1,52	0,8818	0,3055	0,9344	0,1	1,35	Ps_1
DE4	2,22	0,6859	0,0402	1,1089	0,4	2,22	Ps_1
DE5	2,95	0,7311	-0,0106	0,9172	0,85	2,95	Ht_2
DE12	1,82	1,0197	-0,0352	1,1714	0,73	1,8	Ps_1
DE15	3,20	0,6053	0,1559	0,9477	1,95	3,1	Ht_1
DE17	3,20	0,6379	0,1334	0,7786	1,8	3,1	Ht_1
DE23	2,16	0,9231	0,1899	1,0833	0,34	2,05	Ps_1
DE29	1,90	1,0273	0,0555	0,8606	-0,05	1,9	Ps_1
BR3	2,36	0,7742	0,0178	1,1475	-0,05	2,4	Ps_1
BR14	1,96	1,0227	0,0427	1,0099	-0,3	1,9	Ps_1
BR25	2,02	1,0197	0,0227	0,9075	0,1	2	Ps_1
BR29	2,76	0,7287	-0,2828	1,1776	0,5	2,9	Ps_1
BR34	2,87	0,7207	0,0834	0,7797	1,65	2,85	Ps_1
BR51	1,86	0,7488	0,2481	0,9953	0,15	1,75	Ps_1
BR60	2,78	0,6405	0,0315	0,9107	1,72	2,8	Ps_1
BR69	2,73	0,6128	0,1174	0,8464	1,65	2,7	Ps_1
BR76	2,58	0,7085	-0,1489	1,0138	0,72	2,65	Ps_1
A7	3,26	0,5754	0,1522	0,9733	1,9	3,15	Ht_2
A12	2,22	1,0849	0,2567	0,7611	0,3	2	Ps_1
A16b	3,51	0,5341	-0,1588	0,7786	1	3,55	Ht_1
A21	2,22	1,0693	0,2137	0,9309	0,07	2	Ps_1
A28	2,29	0,8921	0,1224	0,9615	0,2	2,3	Ps_1
A32	2,90	0,6985	0,0217	1,0246	1,35	2,92	Ps_1
A34	3,35	0,6792	-0,1737	0,7448	1,55	3,4	Ht_2
A42	3,25	0,6204	-0,0641	0,8879	1,7	3,25	Ps_1

CUADRO 6.2

(continuación)

MUESTRA	Mzø	STDø	SKø	Kø	C1	C50	FACIES
A46	3,03	0,7542	-0,0822	0,9446	1,12	3,05	Ps_1
A55b	2,18	0,6784	0,3926	1,0246	1	2	Ps_1
A63	3,15	0,6155	0,1100	1,0929	1,8	3,1	Ht_2
V30	2,33	1,0697	0,1639	0,7260	0,52	2,2	Ps_1
V38	2,83	0,6985	0,2950	0,8977	1,6	2,7	Ps_1
V43	2,22	1,0602	0,0623	1,0473	-0,15	2,16	Ps_1
V65	2,06	0,9095	0,0219	1,0333	-0,05	2,05	Ps_1
V72	1,88	1,1507	-0,1224	1,0740	-1	2	Ps_1

CUADRO 6.3

GRANULOMETRIA MEDIA DE LA SUBFACIES PSAMITAS CON ESTRATIFICACION ENTRECRUZADA POR LOCALIDAD

LOC.	Nº	$\bar{x}$,(ø)	σ_{n-1}
DE	5	1,92	0,282
BR	9	2,43	0,396
A	7	2,58	0,458
SP	6	2,22	0,551
DA	8	2,10	0,483
LD	7	2,25	0,365
V	9	2,43	0,438
Total	**51**	**2,28**	**0,224**

CUADRO 6.4

COEFICIENTES ESTADISTICOS Y LAS FACIES SEDIMENTARIAS

FACIES	Nº	Mzø	STD	SK	K	C-1	Mdø
Heterolíticas con predominio de arenitas	7	3,14	0,642	-0,0065	0,9315	1,48	3,15
Heterolíticas con predominio de pelitas	4	3,27	0,536	0,0243	0,8721	1,78	3,24
Psamitas con estratificación entrecruzada	51	2,30	0,872	0,0285	0,9862	0,31	2,29

CUADRO 6.5.

PRINCIPALES DISEÑOS DE DIAGRAMAS DE FRECUENCIA ACUMULATIVOS

Diseños de Diagramas de Frecuencia Acumulativos

TIPO 1		TIPO 2		TIPO 3 A		TIPO 3 B		TIPO 4	
MUESTRA	FACIES	MUESTRA	FACIES	MUESTRA	FACIES	MUESTRA	FACIES	MUESTRA	FACIES
SP5N	Ht	SP5N	Ht	LD8	Ps	DE1	Ps	SP7c	Ps
SP18	Ht	SP6	Ps	A16(b)	Ht	LD2	Ps	SP33	Ps
DE15	Ht	SP28	Ps	A28	Ps	LD17	Ps	DE23	Ps
DE17	Ht	DE4	Ps	DAIF5a	Ps	A12	Ps	DE29	Ps
LD4	Ht	DE5	Ht	DAI101	Ps	A55b	Ps	LD22	Ps
A42	Ps	DE12	Ps	BR3	Ps	DAIF1b	Ps	LD40	Ps
A63	Ht	LD31	Ps	BR76	Ps	V22	Ps	DAIF3a	Ps
DAF1a	Ht	LD34	Ps			V38	Ps	DAIcg	Ps
		A32	Ps			BR25	Ps	DAIF4	Ps
		A34	Ht			BR34	Ht	V18	Ps
		A46	Ps			BR51	Ps	V72	Ps
		DAE1	Ps			BR60	Ps	BR14	Ps
		V5	Ps			BR69	Ps	BR29	Ps
		V43	Ps						
		V65	Ps						

CUADRO 6.6

CALCULO DE LA VELOCIDAD MEDIA DE FLUJO

MUESTRA	FACIES	MEDIA (ø)	PUNTO MEDIO SEGMENTO B (ø)	VELOCIDAD DE CAIDA (cm / seg)	VELOCIDAD MEDIA DE FLUJO (cm / seg)
BR25	Ps	2,02	2,2	2,663	53
DAIF1b	Ps	2,05	2,0	3,247	65
A12	Ps	2,22	1,8	3,905	78
BR60	Ps	2,78	3,0	1,134	23
BR69	Ps	2,73	3,0	1,134	23
LD17	Ps	2,62	2,9	1,273	25
V22	Ps	2,13	1,8	3,905	78
LD2	Ps	2,76	2,4	2,190	44
DE1	Ps	1,52	1,3	6,010	120
V30	Ps	2,33	1,7	4,260	85
BR34	Ps	2,87	2,6	1,770	35
A55b	Ps	2,18	1,9	3,567	71
BR51	Ps	1,86	1,75	4,084	82
V38	Ps	2,83	2,5	1,956	39
A28	Ps	2,29	2,3	2,419	48
LD8	Ps	2,28	2,0	3,247	65
DAIF5a	Ps	2,56	2,3	2,419	48
BR76	Ps	2,58	2,4	2,190	44
BR3	Ps	2,36	2,1	2,945	59
DAI101	Ps	1,55	1,4	5,555	111
A16b	Ht	3,51	2,8	1,413	28
LD34	Ps	2,23	2,0	3,247	65
A46	Ps	3,03	2,7	1,591	32
SP28	Ps	1,98	1,8	3,905	78

Cuadro 6.6 (continuación)

MUESTRA	FACIES	MEDIA (ø)	PUNTO MEDIO SEGMENTO B (ø)	VELOCIDAD DE CAIDA (cm / seg)	VELOCIDAD MEDIA DE FLUJO (cm / seg)
DE4	Ps	2,22	1,9	3,567	71
DAE1	Ps	1,88	1,9	3,567	71
V5	Ps	2,77	2,1	2,945	59
A32	Ps	2,90	3,0	1,134	23
SP6	Ps	2,22	2,0	3,247	65
DE5	Ht	2,95	2,7	1,591	32
DE12	Ps	1,82	2,0	3,247	65
V65	Ps	2,06	2,0	3,247	65
LD31	Ps	2,12	1,8	3,905	78
A34	Ht	3,35	2,6	1,770	35
V43	Ps	2,22	1,9	3,567	71
A63	Ht	3,15	3,0	1,134	23
SP5N	Ht	3,18	3,1	1,001	20
LD4	Ht	2,86	2,9	1,273	25
A42	Ps	3,25	2,9	1,273	25
DAF1a	Ht	3,10	3,2	0,901	18
DE17	Ht	3,20	3,0	1,134	23
SP18	Ht	3,35	2,9	1,273	25
DE15	Ht	3,20	2,9	1,273	25
V72	Ps	1,88	1,9	3,567	71
V18	Ps	3,25	2,5	1,958	39
LD40	Ps	2,07	2,1	2,945	59
SP7c	Ps	1,66	2,3	2,419	48
DAIF4	Ps	2,42	2,4	2,190	44
DAIcg	Ps	1,33	1,4	5,555	111
BR14	Ps	1,96	1,4	5,555	111
DE29	Ps	1,90	2,1	2,945	59

Cuadro 6.6 (Continuación)

MUESTRA	FACIES	MEDIA (ø)	PUNTO MEDIO SEGMENTO B (ø)	VELOCIDAD DE CAIDA (cm / seg)	VELOCIDAD MEDIA DE FLUJO (cm / seg)
BR29	Ps	2,76	2,7	1,591	32
LD22	Ps	1,66	1,7	4,26	85
SP33	Ps	1,93	2,0	3,247	65
DAIF3b	Ps	2,60	2,7	1,591	32
DE23	Ps	2,16	1,9	3,567	71

CAPITULO 7

MODELO DE DEPOSITACION DE LA FORMACION BALCARCE.

7.1. INTRODUCCION.

7.2. CRITERIOS SEDIMENTOLOGICOS PARA RECONOCER SEDIMETITAS DEPOSITADAS EN UN AMBIENTE DOMINADO POR MAREAS

7.3. CARACTERISTICAS DIAGNOSTICAS DE PROCESOS TIDALES PRESENTES EN LA FORMACION BALCARCE.

7.4. TEORIA TIDAL.

7.5. MODELO DE CONTROL TIDAL SOBRE VARIACIONES LITOLOGICAS OBSERVADAS EN LA FORMACION BALCARCE.

7.6. MODELO CONCEPTUAL PROPUESTO PARA LA FORMACION BALCARCE.

7.7. RANGO PALEOTIDAL DE LA FORMACION BALCARCE.

7.8. PALEOGEOGRAFIA DE LA CUENCA DE DEPOSITACION DE LA FORMACION BALCARCE.

7.1. INTRODUCCION.

En un ambiente marino somero las posibilidades de sedimentación de materiales de diferente granulometría -desde eminentemente pelíticos hasta conglomerádicos- está regido por numerosas variables; entre ellas está en directa vinculación con la disponibilidad y aporte de material clástico, con la competencia de los agentes depositantes y con la ubicación dentro de la plataforma.

La disponibilidad y aporte de un tamaño de clastos determinado depende íntimamente del relieve y clima de las áreas emergidas circundantes y del grado de subsidencia y cambios relativos en el nivel del mar en la plataforma marina.

Con relación a la energía cinética imperante en la plataforma depende fundamentalmente del tipo de proceso dominante en el momento de la depositación, entre los que se diferencian los procesos de buen tiempo y los relacionados con tormentas. Los primeros involucran el oleaje y por otra parte distintos tipos de corrientes entre las que se destacan las mareas. Sin embargo es oportuno aclarar que en muchas plataformas actuales se produce una interacción entre todos o algunos de los procesos mencionados.

En las secuencias sedimentarias antiguas se pueden inferir los procesos dominantes en la plataforma durante la depositación con el análisis de las facies y asociaciones de facies, en forma particular el estudio del tipo de estructuras y de la relación pelitas-material clástico grueso (arenitas-conglomerados).

En la figura 7.1 se pueden observar para litologías dominantemente pelíticas, heterolíticas, psamíticas y conglomerádicas, las estructuras y asociaciones de facies típicas y diagnósticas de un proceso definido (oleaje, mareas y/o corrientes y tormentas).

Si se analizan las facies de la Formación Balcarce, sus características y abundancia relativa, en el contexto del esquema de modelos de facies para ambientes marinos someros modificado de Johnson y Baldwin (1986), se ve que la subfacies psamitas con estratificación entrecruzada, que es realmente mayo-

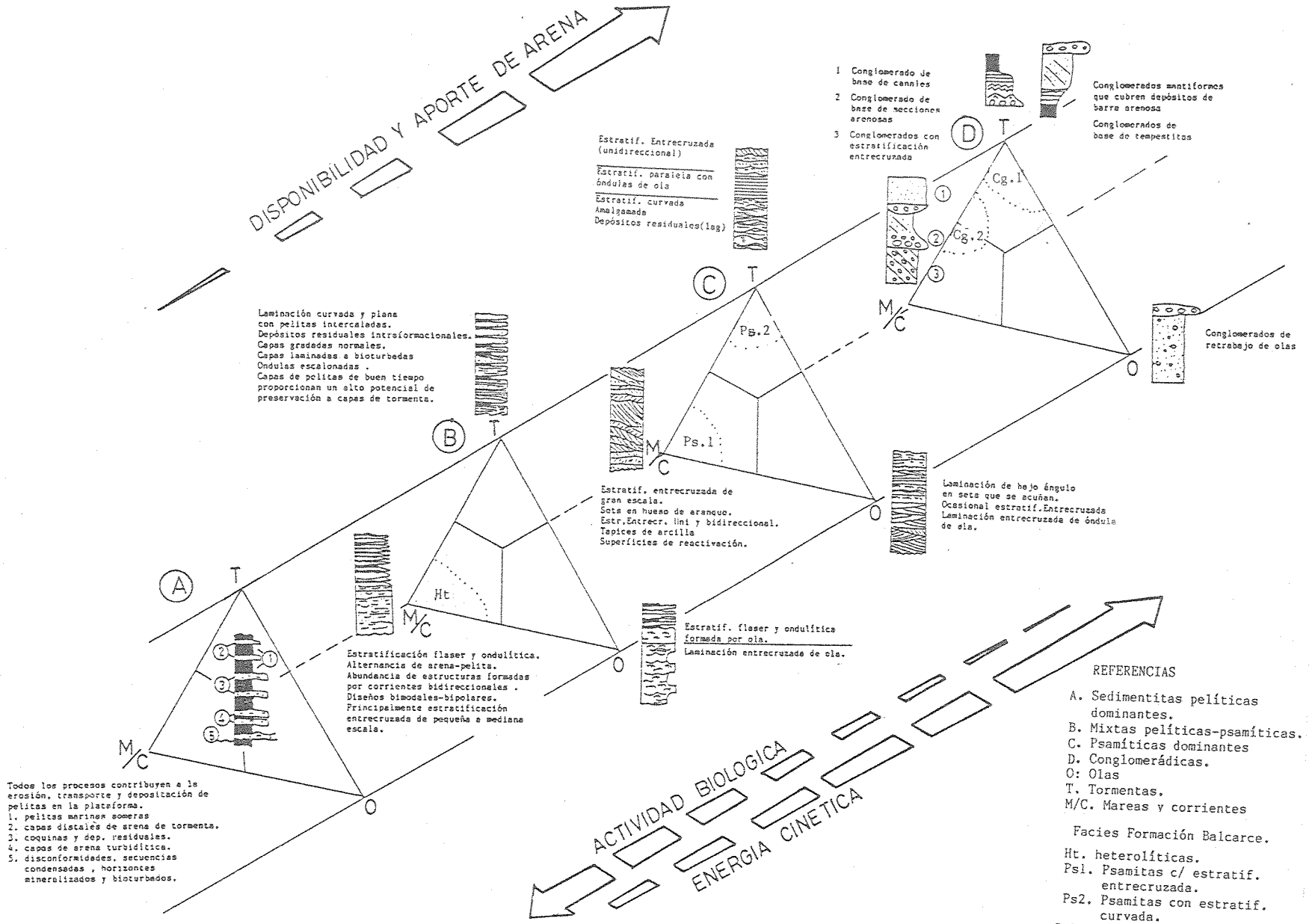


Fig. 7.1. Facies de la Formación Balcarce y su relación con los procesos de depositación imperantes en las plataformas (modificado de Johnson y Baldwin, 1986).

ritaria en la unidad en estudio, y la facies heterolítica se ubican en el vértice de los triángulos que indican predominio de los procesos de mareas y corrientes (Fig. 7.1). Por otra parte, la subfacies de psamitas con estratificación curvada (minoritaria en la Formación Balcarce) se sitúa en el vértice correspondiente a procesos de tormenta del triángulo de granulometría psamítica (Fig. 7.1). Respecto a las facies conglomerádicas, se ubicarían en el triángulo de granulometría clástica gruesa, en el sector dominado por tormentas; la subfacies de conglomerados mantiformes con leve influencia del oleaje (Cf. Capítulo 4) y la de conglomerados de la base de arenitas en una interacción entre procesos de tormenta y corrientes de buen tiempo (Fig. 7.1).

De esta forma surge claramente para la Formación Balcarce, un modelo de depositación dominado por mareas y la interacción con períodos de tormenta subordinados.

7.2. CRITERIOS SEDIMENTOLOGICOS PARA RECONOCER SEDIMENTITAS DEPOSITADAS EN UN AMBIENTE DOMINADO POR MAREAS.

Hay un conjunto de criterios que pueden ser utilizados como diagnósticos de procesos tidales, si bien tomados individualmente no constituyen indicadores inequívocos de un régimen mareal (Cfr. Klein, 1970a, b, 1971, 1975; Johnson y Baldwin, 1986; Elliott, 1986).

. Asociación espacial y temporal de estructuras formadas por corrientes indicando un flujo bimodal-bipolar.

. Extensas sucesiones de arenitas con estratificación entrecruzada de escala media (0,1-2 m de espesor), producto de la migración de megaóndulas.

. Abundancia de superficies de reactivación en cuerpos con estratificación entrecruzada, de diferentes jerarquías, que reflejan fluctuaciones en la migración de las megaóndulas.

. Estructuras mixtas: flaser, ondulosa (wavy), lentiforme, que denotan

alternancia entre transporte de carga de lecho por corrientes tidales y decantación a partir de suspensiones durante períodos de aguas quietas.

. Tapices de arcilla (mud drape) cubriendo las capas frontales de la estratificación entrecruzada y otras superficies de sedimentación que evidencian repetidas alteraciones en las condiciones de transporte de sedimento.

. Estratificación en hueso de arenque (herringbone) que denota direcciones de flujo reversas.

. Compleja organización interna de los cuerpos arenosos.

A estos criterios generales pueden sumarse otros que denotan depositación en ambiente intertidal y están dados en forma particular por evidencias de emergencia, que involucran cambios en la dirección del flujo en aguas muy someras y rasgos debidos a exposición aérea. Entre ellos se puede mencionar:

. Ondulas de interferencia, óndulas de corriente de doble cresta, óndulas con crestas aplanadas.

. Trenes de óndulas sobreimpuestas hasta 90° respecto de las crestas y cara de barlovento de las megaóndulas.

. Secuencias "B-C": capas de arenitas con estratificación entrecruzada cubiertas por láminas microentrecruzadas.

. Grietas de desecación.

. Anhidrita nodular, dolomita diagenética, estructuras "birdseye".

7.3. CARACTERISTICAS DIAGNOSTICAS DE PROCESOS TIDALES PRESENTES EN LA FORMACION BALCARCE.

La facies más conspicua de la Formación Balcarce es la de psamitas con estratificación entrecruzada principalmente planar o tangencial por lo general de escala media. Si bien esta estructura no es diagnóstica de origen tidal, es la más abundante y frecuente en la mayoría de las sedimentitas atribuídas a ambientes dominantemente mareales (Cf. Johnson y Baldwin, 1986).

Al observar los perfiles de detalle relevados se evidencian cambios en la dirección de las paleocorrientes que en algunos casos alcanzan a valores de 90° (Fig. 2.4 a 2.11. Foto 4.3). Asimismo es común, aunque no frecuente, encontrar estratos con estructura en hueso de arenque (Foto 4.2). Estas características evidencian un transporte de sedimentos traccional por corrientes tidales con direcciones de flujo reversas.

Es muy frecuente en la Formación Balcarce la presencia de cuerpos arenosos plano-convexos y cóncavos-convexos, con una compleja organización interna (Foto 7.1). En ellos se pueden distinguir distintas superficies de delimitación, incluídas de reactivación que denotan fluctuaciones en la migración de las formas de lecho y pueden ser atribuídas a las corrientes reversas de las mareas, en forma particular a su asimetría.

Asimismo en estos cuerpos es común observar "paquetes sigmoidales" (bundless) delimitados por superficies de reactivación (Foto 5.7) y tapices de arcilla recubriendo capas frontales (Fotos 7.2 y 7.3) que reflejan una marcada asimetría tiempo-velocidad de las corrientes tidales y variaciones cíclicas en el transporte de los sedimentos.

Por otra parte se ha observado la presencia de óndulas sobreimpuestas oblicuamente sobre las caras de deslizamiento de las ondas de arena (Foto 7.4). Además son muy conspicuas las secuencias "B-C" de Klein (1970a) compuestas por estratos de psamitas con estratificación entrecruzada cubiertas por delgadas capas de arenitas ondulosas (Fotos 5.9 y 4.12). Ambas características marcan cambios en la dirección del flujo que se producen por emergencia de las megaóndulas y barras arenosas, hasta que el agua en los senos es muy somera y queda aislada del cuerpo de agua principal.

También se distinguen en la Formación Balcarce facies heterolíticas que se caracterizan por poseer toda la gama de estructuras mixtas: flaser, ondulosa (Foto 4.11), lentiforme (Foto 4.10); asimismo se observan alternancias de capas psamíticas con otras pelíticas (estratificación tidal) que denotan una variación cíclica del tipo de transporte, en determinados momentos tractivo por corrientes tidales y en otros lapsos por decantación desde suspensiones durante



Foto 7.1. Cuerpo plano-convexo con diseño interno complejo Cantera Yaraví Petrea .

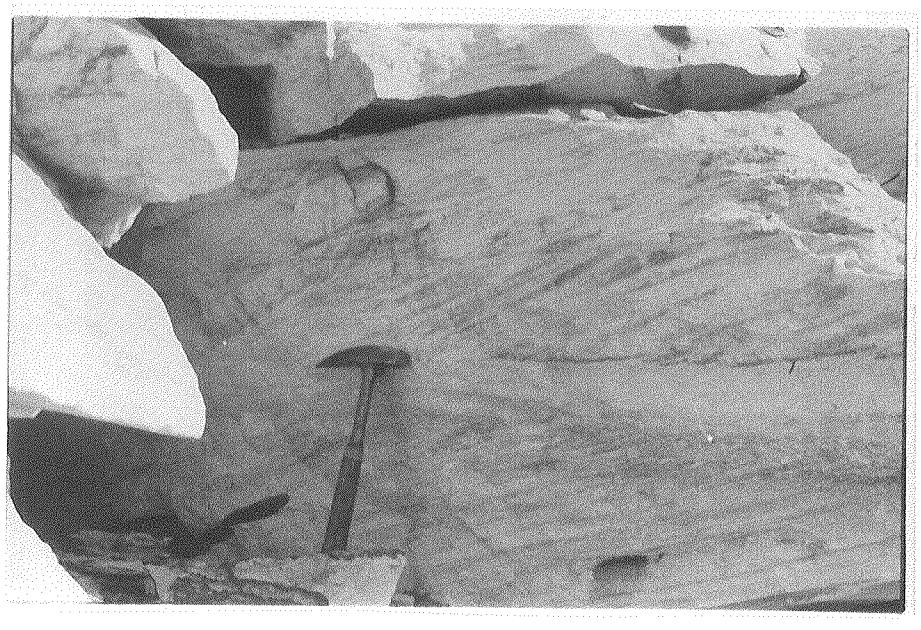


Foto 7.2. Superficies de delimitación de 1º, 2º y 3º orden. Tapiz de arcilita verdosa sobre las capas frontales . Sierra Barrosa (Nivel A.23).

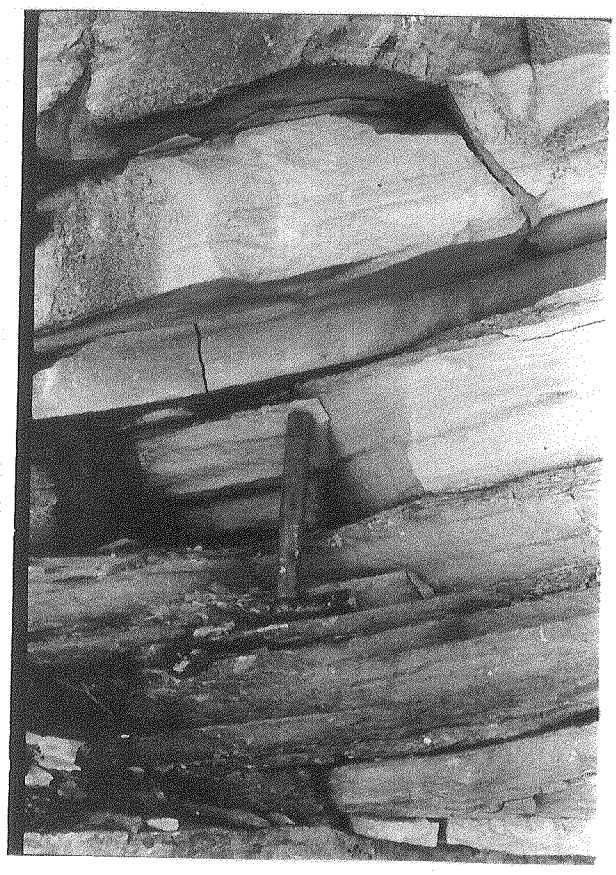


Foto 7.3. Tapiz de arcilita sobre capas frontales Cantera Dazeo (DA 16).



Foto 7.4. Onda de arena con óndulas sobreimpuestas. El mango de la piqueta está paralelo al eje de la mega-óndula. Las crestas de las óndulas presentan una disposición oblicua con respecto al rumbo de la forma de lecho mayor. Sierra Barrosa (A.55).

períodos de aguas quietas (tanto de pleamar como de bajamar)(Cf. Reineck y Wunderlich, 1969; Reineck y Singh, 1975).

Cabe destacar que se han observado asimismo marcas subestratales que no se atribuyen a signos de actividad biológica y que podrían ser asimiladas a grietas de desecación (Crimes, com. pers., 1986).(Foto 4.9).

7.4. TEORIA TIDAL:

Las fuerzas generadoras de las mareas son complejas y dependen de numerosas variables, si bien básicamente están dadas por las fuerzas gravitatorias que ejercen sobre la tierra dos cuerpos celestes: la Luna y el Sol.

Las mareas fueron explicadas satisfactoriamente gracias a la ley de atracción gravitatoria de Newton que establece que todo elemento de masa en el universo atrae a todo otro elemento con una fuerza proporcional a su masa e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que los separa. La atracción gravitatoria de todos los cuerpos celestes, pero muy especialmente de la Luna (por su proximidad a la Tierra) y del Sol (por su gran masa), tienen un efecto destacado sobre las aguas oceánicas. De acuerdo a la combinación entre masa y distancia, puede decirse que las influencias gravitacionales del Sol y la Luna sobre los cuerpos oceánicos es aproximadamente equivalente.

Determinadas características influyen para que estas fuerzas básicas sean variables y tengan cierta periodicidad generando desplazamientos de las masas de agua oceánica que se conocen como mareas. Una de ellas es la excentricidad de las órbitas de la Tierra y la Luna que al ser elípticas originan cambios en la distancia del cuerpo generador de la marea. Otros factores condicionantes son debidos a cambios en la declinación del Sol y la Luna durante sus ciclos orbitales y a efectos de rotación del Sol y la Tierra alrededor de sus propios ejes.

Si consideramos a la Tierra cubierta totalmente por agua (teoría del equilibrio) y analizamos sólo a la Tierra y la Luna, se aprecia que la atracción

entre ambos cuerpos celestes está equilibrada por la fuerza centrífuga producida por la rotación alrededor del centro del sistema Tierra - Luna. Si bien la fuerza centrífuga equilibra la atracción gravitatoria en los centros de la Tierra y de la Luna, las dos fuerzas no se anulan en todos los puntos de las superficies de ambos cuerpos. En el lado de la Tierra más próximo a la Luna la atracción gravitatoria de la Luna es mayor que la fuerza centrífuga; mientras que en el lado opuesto de la Tierra, la fuerza centrífuga supera a la atracción de la Luna. Estas fuerzas tienen la intensidad suficiente como para producir movimiento del agua, de tal modo que en una de las caras de la Tierra el agua fluirá hacia la Luna y en la otra se alejará (Fig. 7.2), originando dos prominencias o crestas de marea (máximo nivel del agua) (Gross, 1971).

Como la Tierra rota, un punto sobre su superficie pasará dos veces bajo el máximo tidal, dando dos períodos de mareas altas y dos de mareas bajas aproximadamente cada veinticuatro horas.

En ciertos períodos del giro de la Luna alrededor de la Tierra, la dirección de su atracción gravitatoria está en línea con la del Sol. Esto se da en los días próximos a las lunas nueva y llena en los cuales los efectos de los cuerpos generadores de mareas (Luna y Sol) son aditivos y las variaciones que sufren las mareas alcanzan un máximo recibiendo el nombre de mareas vivas (spring tides). Cuando el Sol y la Luna están en cuadratura (próximos a los días del primero y tercer cuartos de la Luna) las mareas solares y lunares no coinciden y la amplitud diaria de la marea es menor, recibiendo el nombre de mareas muertas (neap tides). El intervalo entre dos mareas vivas es de aproximadamente 14 días (Fig. 7.3).

Debido a la excentricidad de las órbitas de la Tierra y la Luna, las distancias entre la Tierra y el Sol y la Luna son variables. Este hecho genera un cambio en el poder de las fuerzas que originan las mareas. Mareas máximas se producirán cuando la Luna está en su mayor aproximación a la Tierra (perigeo) y esto tiene una periodicidad de 27 días. Asimismo las mareas serán mayores que las normales durante los períodos en los que la Tierra está más próxima al Sol y la periodicidad correspondiente es de un año.

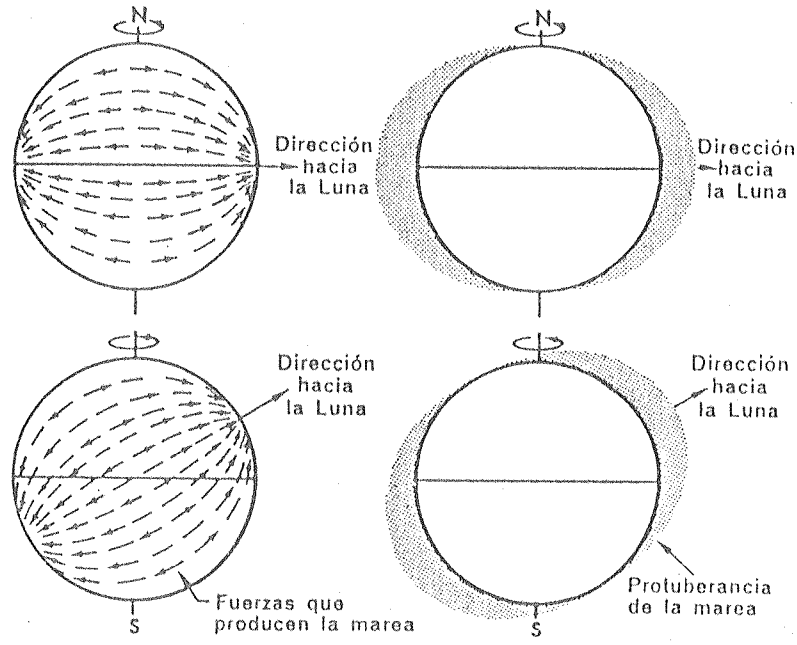


Fig. 7.2. Fuerza productora de marea y prominencias de marea a que daría lugar en una Tierra cubierta por el océano con la Luna en el plano del ecuador terrestre (arriba) y por encima de dicho plano (abajo) (tomado de Gross,1971).

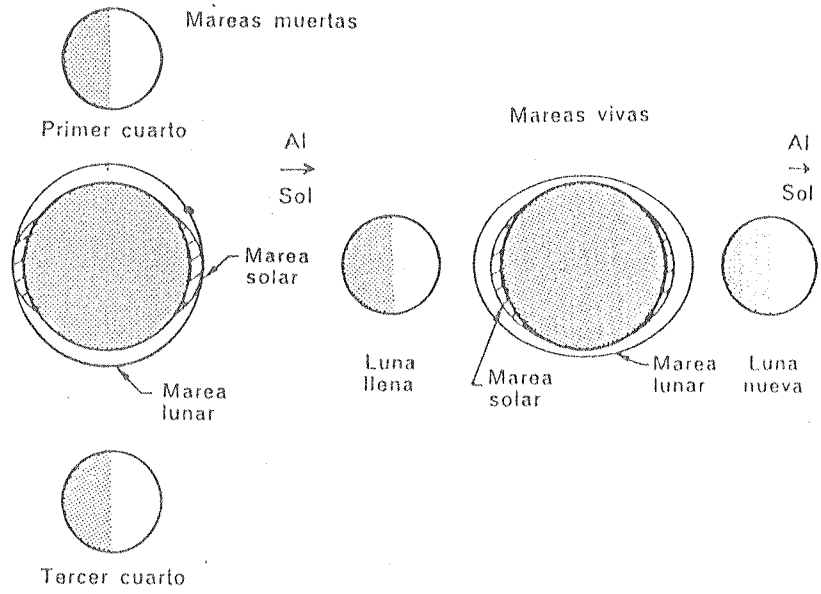


Fig. 7.3. Posiciones relativas de la Luna y el Sol con respecto a la Tierra durante las mareas vivas y las muertas (tomado de Gross, 1971).

Otras complicaciones provienen de la declinación del eje de la Tierra y de la Luna. El eje de la Tierra tiene una inclinación tal que el plano ecuatorial forma un ángulo de 23 1/2 grados con el plano de la órbita terrestre. Además el plano de la órbita de la Luna forma un ángulo de 5 grados con la órbita de la Tierra. La declinación tiende a reducir la altura de las mareas, así las mareas vivas desarrolladas en períodos equinocciales (primavera y otoño), cuando la declinación del Sol es mínima tienden a ser más grandes en comparación con las de verano e invierno.

De acuerdo a la periodicidad que le corresponde a cada uno de los efectos sobre las fuerzas de marea, una marea viva puede ser reforzada por el perigeo lunar, el perigeo solar y un período equinoccial. En esas condiciones, se originaría un gran máximo tidal o mareas vivas máximas de perigeo, superiores a las normales que se prolongarían por espacio de tres meses.

Por otra parte, hay diversos factores que modifican las periodicidades desarrolladas a partir de la teoría del equilibrio y que fueron descriptas en los párrafos precedentes. Entre estos factores se pueden mencionar: la irregular distribución de los océanos y continentes, la morfología local costera, la profundidad variable del mar, el efecto de las fuerzas de Coriolis producidas por la rotación de la Tierra, la inercia de la masa de agua y los efectos friccionales.

Además es importante destacar la influencia de tormentas y de la variación del viento, que son dos factores importantes en los ambientes marginales.

7.5. MODELO DE CONTROL TIDAL SOBRE VARIACIONES LITOLOGICAS OBSERVADAS EN LA FORMACION BALCARCE.

La marcada periodicidad en el poder de las corrientes descriptas con anterioridad produce un fenómeno de depositación cíclica de los materiales clás-

ticos. Por un lado movilización y sedimentación de clastos más gruesos por corrientes de mayor energía y por otro cesación de las mismas y decantación desde suspensiones.

En la figura 7.4.A se puede observar la distribución esquemática de la velocidad de la corriente dominante de un ciclo tidal marcadamente asimétrico en el período mareas muertas - mareas vivas; en el cual sólo se produce transporte de arena en los picos de máxima velocidad durante las mareas vivas, cuando se supera el umbral de transporte de la arena.

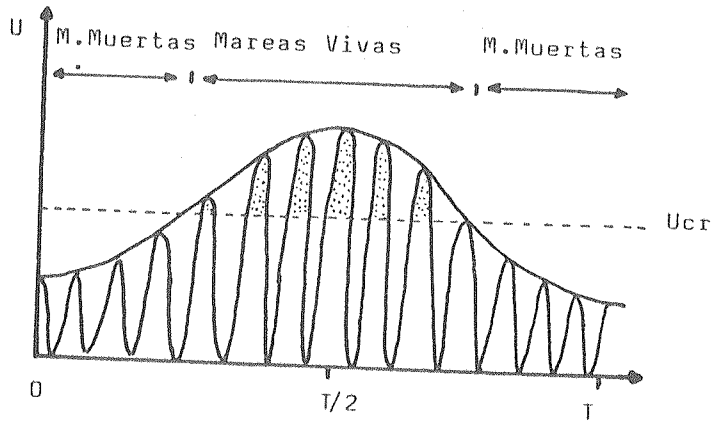
La existencia de mareas vivas y muertas puede producir cambios en el espesor de las duplas formadas por capas frontales - tapiz pelítico, como se aprecia en la Fig. 7.4.B. Durante las mareas muertas se incrementa la proporción de las películas arcillosas y se reduce el espesor de las capas frontales.

En la Formación Balcarce se ha comprobado que las corrientes de marea presentaban asimetría en las velocidades, de acuerdo al diseño interno de los cuerpos (Capítulo 5) y a la preeminencia de la estratificación unidireccional (Capítulo 4.2.1). En el marco de esta asimetría se han verificado distintas situaciones:

a) sólo una de las corrientes supera el umbral de movimiento de los clastos y por lo tanto se producen depósitos unidireccionales (Fig. 7.4.C); la corriente subordinada sólo degrada la cara de sotavento de la megaóndula modificando la morfología crestal, lo cual se registra como una superficie de delimitación de 3º orden.

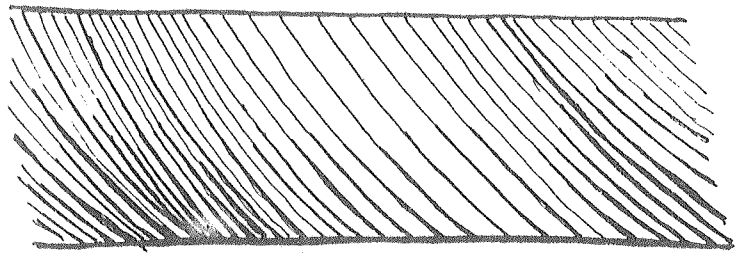
b) las dos corrientes (entrante y merma) superan el umbral de movimiento de los clastos. Para este caso se han observado dos posibilidades, una de ellas es que ambas corrientes superan la velocidad de transición óndula - megaóndula, de este modo se forman depósitos bimodales - bipolares (estratificación en hueso de arenque) (Fig. 7.4.D 1). La otra posibilidad es que una de las corrientes supere la velocidad de transición óndula - megaóndula y la otra no. En este caso se depositarían pares formados por capas frontales y paralela a ellas niveles de arenitas ondulíticas de orientación reversa (Fig. 7.4.D 2).

Es importante destacar, que la alternancia de energía de modo cíclico



U: velocidad.
T: tiempo.
Ucr: umbral de transporte de clastos.
: transporte tractivo .

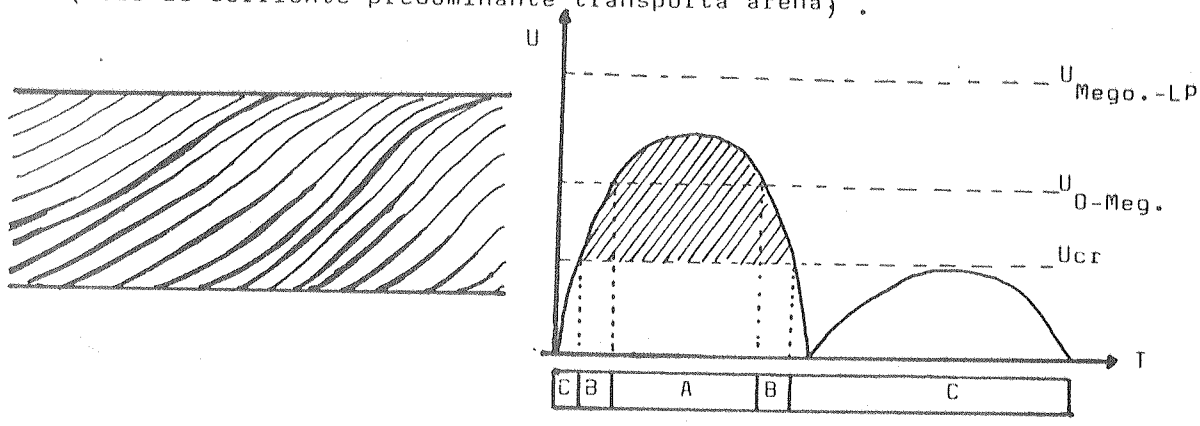
A. Distribución de la velocidad de la corriente predominante en un ciclo tidal fuertemente asimétrico durante un período Mareas vivas - mareas muertas. (tomado de Johnson y Baldwin, 1986). Las velocidades de las corrientes se incrementan gradualmente y alcanzan su máximo en la mitad de las mareas vivas,cuando se supera el umbral crítico (Ucr).



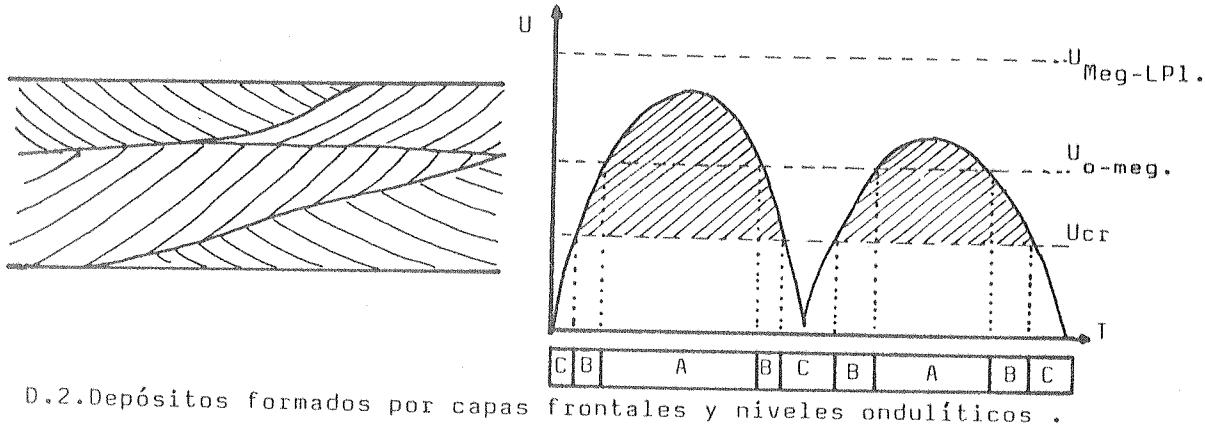
B. Variaciones en el espesor de las capas frontales y en la proporción de tapices de arcilita debidas a la periodicidad mareas vivas-mareas muertas.

Fig. 7.4. A y B. Corrientes tidales y su poder de transporte.

C.Depósitos unidireccionales : corrientes fuertemente asimétricas (Sólo la corriente predominante transporta arena) .

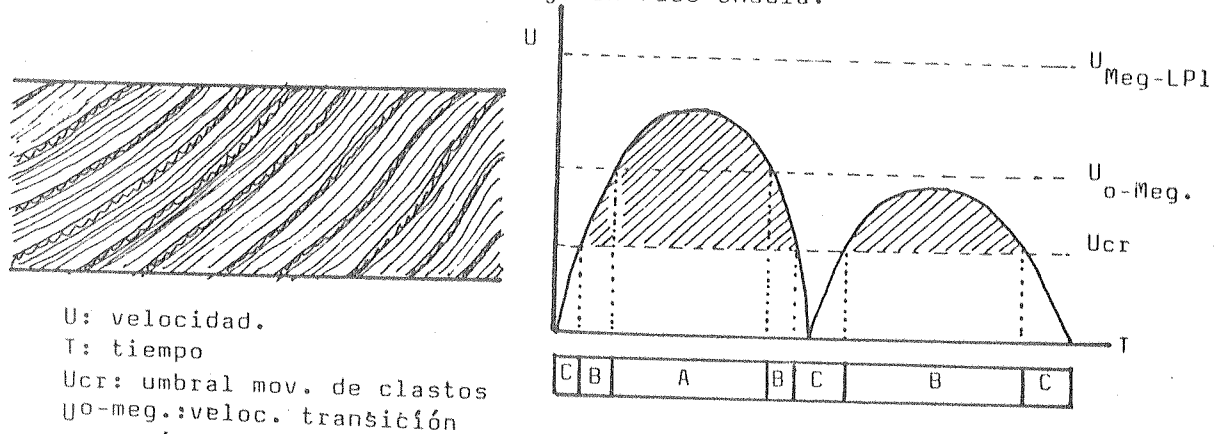


D.1.Depósitos bimodales bipolares. (estructura en hueso de arenque). Ambas corrientes superan la velocidad de transición óndula-megaóndula.



D.2.Depósitos formados por capas frontales y niveles ondulíticos .

Ambas corriente tidales superan el umbral de movimiento de clastos, en una, la velocidad es superior a la transición óndula-megaóndula y en la otra se forma un flujo en fase óndula.

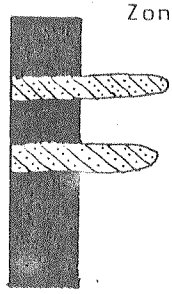


U: velocidad.
T: tiempo
Ucr: umbral mov. de clastos
Uo-meg.:veloc. transición óndula-megaóndula.
Umeg-LPl:veloc. transición megaóndula-lecho plano.

▨ Transporte tractivo.
A. fase megaóndula.
B. fase óndula.
C. decantación de pelitas.

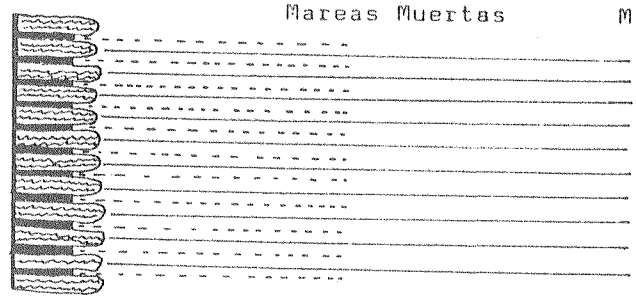
FIG.7.4.C y D . Deducciones sobre la asimetría de las mareas que depositaron la Formación Balcarce a partir del diseño interno de sus cuerpos.

A . Ht.1. Subfacies heterolítica con predominio de pelitas
Zona fangosa de intermarea alta.



Mareas Vivas (máximas) de perigeo
Mareas normales
Mareas vivas (máximas) de perigeo
Mareas normales

B. Ht.2 . Subfacies heterolítica con predominio de arenas
Zona mixta de migración de óndulas (intermarea media)



C. Ht.3. Subfacies mixta de pelitas-arenitas ondulíticas y arenitas con estratificación entrecruzada. Zona de transición entre megaóndulas y óndulas (intermarea media).

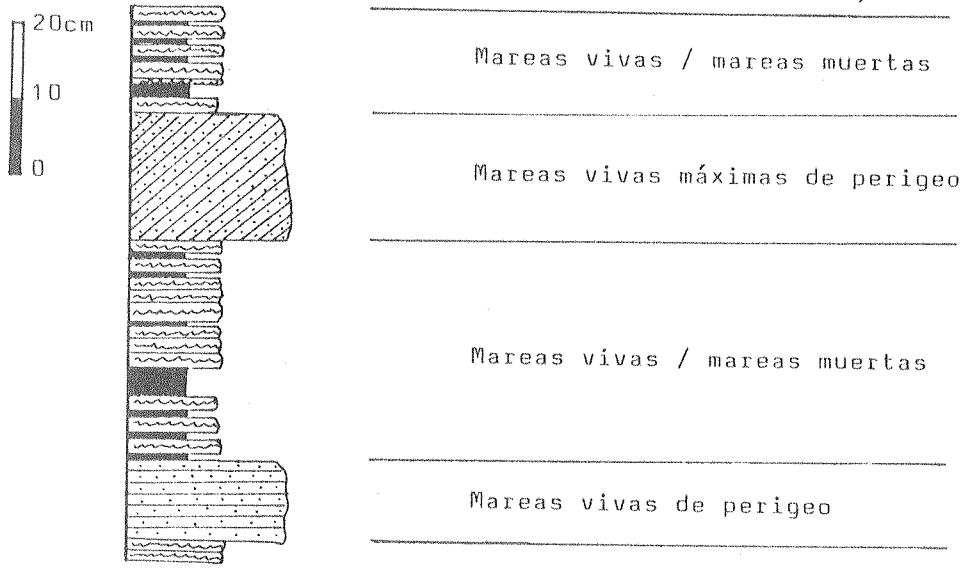


Fig. 7.5. Posible origen de las variaciones litológicas de las facies heterolíticas en la periodicidad de las mareas.

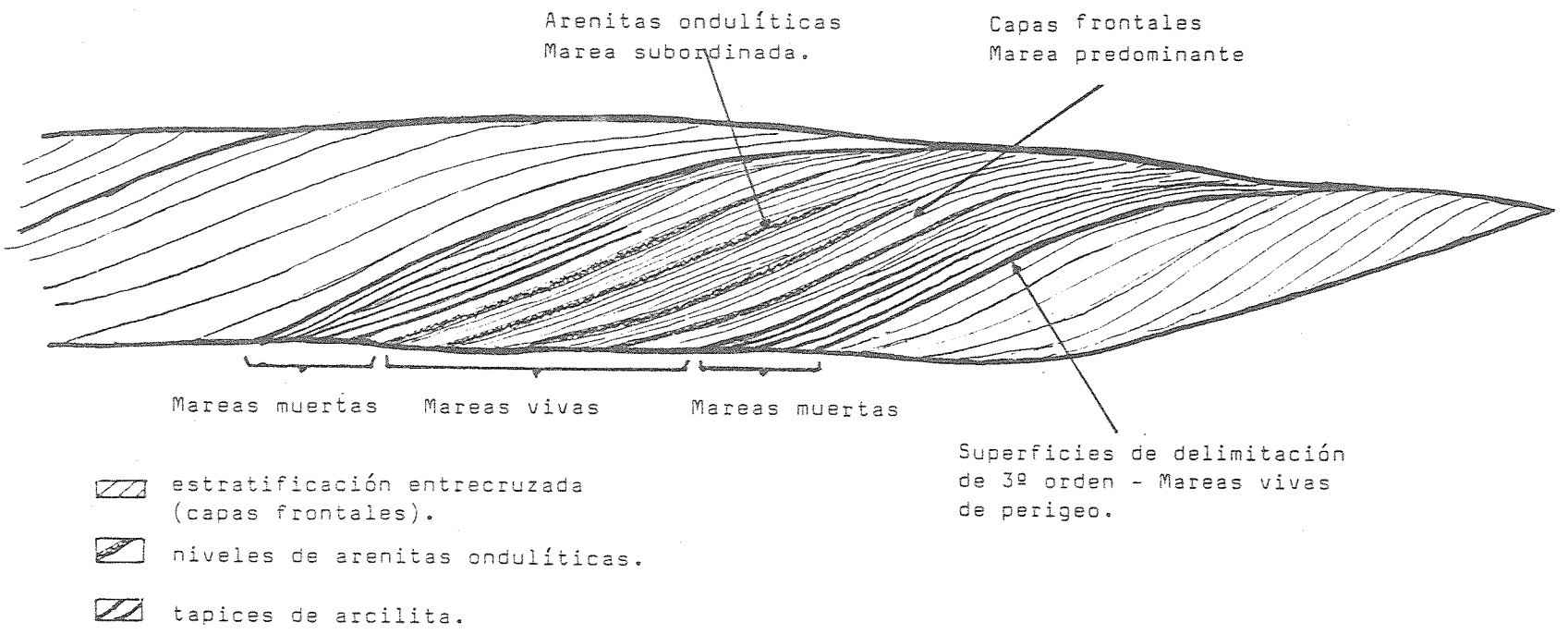


Fig.7.6. Características de los cuerpos psamíticos cuyo origen se vincula con variaciones periódicas en la energía de las corrientes de marea.

y recurrente se ha observado en todas las facies tanto psamíticas como heterolíticas. Así por ejemplo y con respecto a las variaciones evidenciadas en la subfacies heterolítica con predominio de arenitas (Fig. 7.5.B), las arenitas ondulíticas podrían atribuirse a depositación de las corrientes tidales durante las mareas vivas y los intervalos pelíticos intercalados a decantación durante las mareas muertas, en las que no se superaría el umbral de transporte de las arenas.

En la subfacies heterolítica mixta de pelitas-arenitas ondulíticas y arenitas con estratificación entrecruzada (Fig. 7.5.C), los estratos entrecruzados podrían ser interpretados como formados durante las mareas vivas de perigeo, mientras que las arenitas ondulíticas y las pelitas se depositarían, durante períodos de mareas vivas y muertas respectivamente.

Asimismo, en la facies heterolítica con predominio de pelitas, las lentes de arenitas intercaladas en una litología eminentemente pelítica podrían atribuírse a un incremento de las corrientes tidales durante las mareas vivas de perigeo (Fig. 7.5.A).

En los depósitos producto de la migración de ondas de arena se han verificado (Fig. 7.6) :1) variaciones litológicas -pares compuestos por capas frontales y niveles ondulíticos- que pueden ser atribuídos a diferencias entre las velocidades de la entrante y la merma de marea; 2) variaciones en los espesores de dichos pares y en la proporción de los tapices de arcilla intercalados, que se atribuye a la periodicidad mareas vivas-mareas muertas; 3) presencia de superficies de delimitación de 3º orden que delimitan paquetes sigmoidales que se podrían formar por el refuerzo que sufren las mareas en las épocas de perigeo.

7.6. MODELO CONCEPTUAL PROPUESTO PARA LA FORMACION BALCARCE.

La Formación Balcarce se habría depositado en una plataforma eminentemente arenosa, de gran amplitud y reducida pendiente en la cual se habrían desarrollado diferentes zonas de formas de lecho características, que se distri-

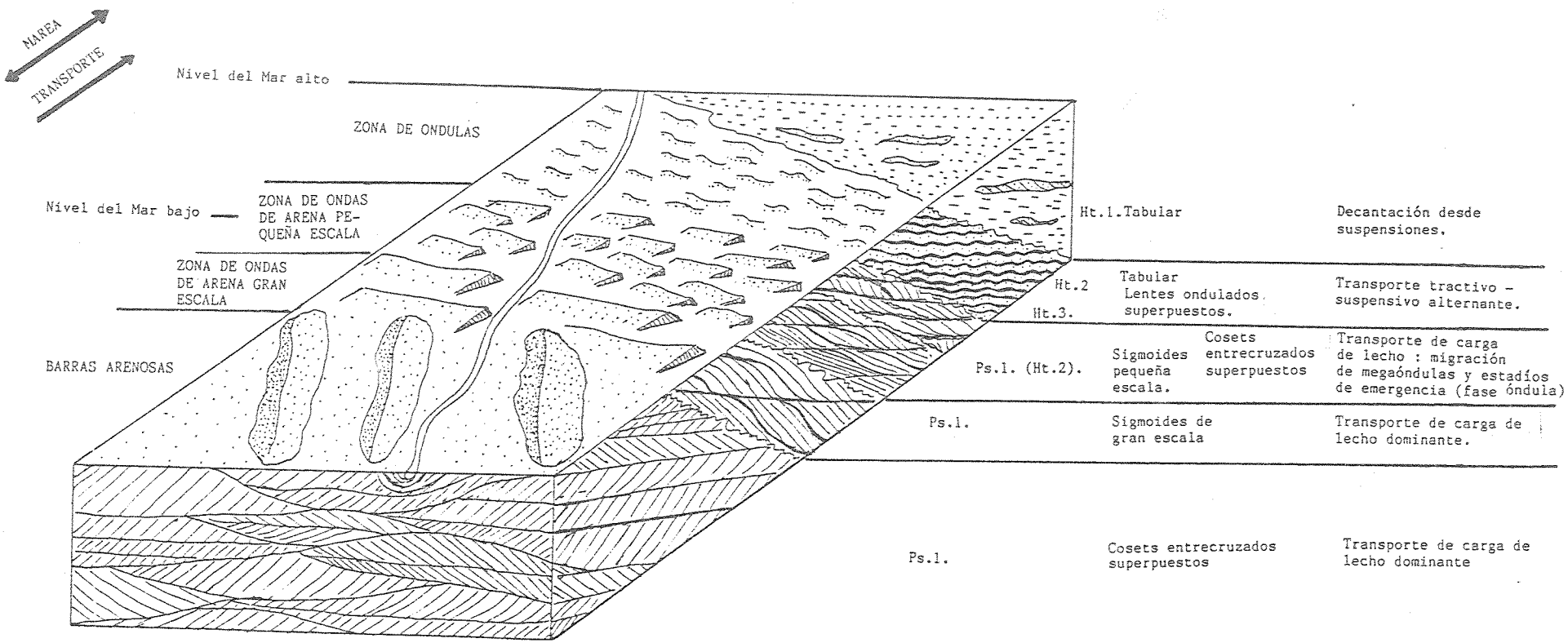


Fig. 7.7. MODELO CONCEPTUAL PROPUESTO PARA LA FORMACION BALCARCE.

buirían a lo largo de la trayectoria de la corriente de marea predominante (Fig. 7.7). Esta disposición tendría alguna similitud con el modelo enunciado por Belderson et al.,1982 y complementado por Stride (1982) para alta disponibilidad de arena, cuyas características pueden apreciarse en el cuadro 7.1 extractado de Spalletti y del Valle (1987).

En la zona caracterizada por corrientes de elevada magnitud (próxima a los 100 cm/seg) se producirían barras de arena y ondas de arena de gran escala.

Las barras de arena serían formas elongadas orientadas oblicuamente (nornoroeste-sursureste) a la dirección de la corriente predominante y presentarían crestas achatadas, en general su altura no superaría los 3 m. Se generarían por la acción de flujos helicoidales (Cf. Houbolt, 1968) y tendrían sobreimpuestas megaóndulas transversales a las corrientes de marea (Foto 5.11 y 5.12), cuya acreción vertical produciría el incremento en altura de la barra.

Por otra parte estos bancos de arena estarían fuertemente influenciados por las corrientes longitudinales que fluyen hacia el oeste por lo cual presentarían en sus perfiles una leve asimetría, con el flanco occidental más empinado y sufrirían migración hacia el oeste (Ver Fig. 4.1).

Estas barras arenosas han quedado en el registro geológico como cuerpos cóncavos-convexos y plano-convexos que internamente presentan diseños de cosets entrecruzados superpuestos (Cf. Capítulo 5).

Con respecto a las ondas de arena de gran escala, que en parte coexisten con las barras arenosas, serían formas de lecho transversales a las corrientes de marea y su migración originaría diseños de cuerpos como los sigmoides de gran escala (Ver Capítulo 5). Si bien las corrientes de marea se orientarían en la dirección norte-sur, la presencia de la corriente longitudinal dirigida hacia el oeste, afectaría la migración de estas formas que se produciría hacia el noroeste y suroeste según predominara la creciente o merma de marea respectivamente.

Se han observado potencias máximas de las ondas de arena de 3 m, lo cual implicaría profundidades medias del flujo del orden de los 10 m según el

CUADRO 7.1

Formas del sustrato desarrolladas paralelamente a la trayectoria de las corrientes de marea (a partir de Beldelson et al., 1982) extractado de Spalletti y del Valle (1987).

Trayectoria de la corriente de marea →

DENOMINACION	CARACTERES GENERALES	CONDICIONES HIDRODINAMICAS
Surcos en lechos gravosos	Grandes dimensiones, desde 5Km por 30m a 150Km por 5Km. Alto entre 1 y 150 m. Elongación paralela a las corrientes de marea.	Corrientes mareales mayores a 150cm/seg. Modelados por flujos helicoidales.
Costilla de grava	Crestas transversales a las corrientes. Longitud 10m, altura 1m. Con frecuencia de sedimentos palimpsésticos.	Corrientes mareales de alta energía (mayor a 150 cm/seg). Hidrodinámicamente equivalentes a las costillas transversales (transverse ribs).
Fajas de arena	Formas elongadas y angostas paralelas a las corrientes. Constitución arenosa con grava subordinada. Longitud de más de 10Km a decenas de metros. Espesor menor a 1m (hasta pocos centímetros).	Corrientes mareales variables desde 100 cm/seg hasta 80cm/seg. Modeladas por flujos helicoidales.
Megaóndula de gran escala Megaóndula de pequeña escala	Formas transversales asimétricas, crestas rectas a sinuosas (ondas de arena bidimencionales). Longitud/altura entre 500/15 y 30/1,5.	Corrientes mareales desde 80cm/seg (formas discontínuas y de gran escala) hasta 60cm/seg. Profundidad del agua entre 45m y 4m.
Láminas de arenas ondulíticas y "manchones" de arena	Areas de sedimentos palimpséticos y biogénicos cubiertas por láminas irregulares de arenas. Suelen tener trenes de óndulas asimétricas.	Velocidad de las corrientes de marea menor a 50cm/seg. Se suponen remodeladas por tormentas o mareas excepcionales (estacionales o equinoccia les).
Zonas fangosas	Mantos de sedimentos finos decantados desde suspensiones.	Materiales movilizados por corrientes mareales o relacionadas con el oleaje. Depositación en áreas con baja energía cinética o en regiones profundas (mayores a 30m), aún bajo la existencia de velocidades superficiales importantes en las corrientes de marea.

diagrama en el que se confronta altura de la onda de arena - profundidad media del flujo (Cf. Allen, 1984, ver Capítulo 5). Ello sugiere que esta zona se desarrollaría preferentemente en áreas subtidales.

Con la disminución de las velocidades de las corrientes de marea se originaría una zona en la cual migrarían las ondas de arena de escala pequeña; se forman así cuerpos con diseños internos del tipo sigmoides de escala mediana (Ver Capítulo 5). Se ha observado que esta zona se desarrolla tanto en áreas de submarea como de intermarea; en este último caso los depósitos que se originan están íntimamente relacionados con niveles heterolíticos de arenitas onduloSas que constituyen la típica secuencia "B-C" de Klein (1970a). Estos niveles mixtos se forman durante los períodos de bajamar cuando se produce la emergencia de las ondas de arena y se generan flujos independientes de la circulación general del área en el agua aislada de los senos.

Al disminuir la velocidad de las corrientes tidales a valores del orden de los 50 cm/seg se desarrolla la zona de óndulas en la cual se produce alternancia de transporte tractivo y suspensivo. Es en esta zona donde se originan los depósitos correspondientes a las facies heterolíticas con predominio de arenitas, que presentan estructuras desde ondulosas hasta flaser y diseños internos de cuerpos como las lentes onduladas superpuestas (ver Capítulo 5).

En la transición entre la zona de óndulas y la de ondas de arena de pequeña escala, se produciría la depositación de la subfacies mixta de pelitas arenitas ondulíticas y psamitas con estratificación entrecruzada.

Finalmente, en restringidos sectores de esta plataforma arenosa se producirían condiciones como para que decanten las pelitas desde suspensiones ácueas y donde esporádicamente llegan corrientes que generan óndulas de arena; así se originan las facies heterolíticas con predominio de pelitas donde se destacan las estructuras lentiformes. En esta zona fangosa se produce un hábitat adecuado para el desarrollo de abundantes organismos que han dejado numerosos signos de vida (trazas fósiles, ver Capítulo 3). Además se han observado estructuras de diseños geométricos interpretadas como grietas de desecación (Crimes, com. pers., 1986).

La plataforma arenosa donde se depositó la Formación Balcarce estuvo surcada por canales de marea que dada la baja pendiente, presentaban diseños de alta movilidad produciendo el retrabajo de los materiales predepositados. En la unidad en estudio, los paleocanales se presentan con relativa asiduidad y se los puede diferenciar como cuerpos cóncavos-planos cuando han sufrido avulsión; asimismo vale recordar que también se encuentran cuerpos interpretados como paleocanales cuya evolución se ha dado por fenómenos de corte y acreción lateral.

El modelo al cual se ha hecho referencia en los párrafos precedentes correspondería a la acumulación de las sedimentitas de la Formación Balcarce durante períodos de buen tiempo. Sin embargo periódicamente, se producirían eventos de mal tiempo durante los cuales se depositarían las facies conglomerádicas y la subfacies de psamitas con estratificación curvada.

Durante las tormentas se producirían olas de gran magnitud que conjuntamente con el incremento de las corrientes llevarían a la degradación de las barras arenosas y megaóndulas, peneplanizándolas y cubriéndolas con depósitos de granulometrías mayores a las que se depositan durante períodos de buen tiempo.

Con relación al material que se acumula en la plataforma y constituye la Formación Balcarce, provendría de las áreas continentales adyacentes. La incorporación de este material clástico a la plataforma estaría relacionada con diferentes procesos. Dos serían de caracter episódico y catastrófico y otro actuaría permanentemente.

El primero de los procesos está relacionado con cambios positivos del nivel del mar; durante una transgresión grandes volúmenes de detritos que han sufrido meteorización y transporte por agentes que operan en áreas continentales emergidas, serían incorporados a la plataforma. Es de destacar que en la Formación Balcarce, la superposición de secuencias granodecrecientes como la de la asociación A (Capítulo 4) ha sido interpretada como una consecuencia de fenómenos transgresivos.

Otro proceso estaría relacionado con la formación de flujos densos du-

rante los períodos de tormenta e implica que elevadas cantidades de detritos sean transportados en forma súbita a través de la plataforma.

Un tercer proceso, de carácter permanente y operante en condiciones normales de sedimentación, estaría relacionado con el arribo a la zona litoral de detritos continentales por corrientes fluviales y su traslado a través de la plataforma por los canales de marea.

7.7 RANGO PALEOTIDAL DE LA FORMACION BALCARCE

Para determinar el rango paleotidal de la Formación Balcarce se utilizó el método expuesto por Klein (1971). El mismo tiene su fundamento en la zonación de los procesos de transporte existentes en un corte perpendicular a la línea de costa (Cf. Klein, 1971; Larsonneur, 1975) que determina una particular distribución de texturas y estructuras en los sedimentos resultantes, tal como se especificó en el modelo conceptual para la Formación Balcarce.

Este método se basa en la idea que la secuencia granodecreciente resultante de una costa tidal progradante preserva en sí misma el rango tidal medio que imperó durante su depositación. En el concepto teórico, el nivel medio de la marea baja se ubica en el contacto entre areniscas con estructuras producto de transporte de carga de lecho solamente y sedimentitas que presentan combinación del transporte de carga de lecho y estructuras resultantes del último estadio de emergencia (secuencia B-C de Klein, 1970). El nivel medio de la marea alta coincide con el techo de la secuencia granodecreciente o el contacto con los depósitos de supramarea, en el caso de estar presentes estas peculiares sedimentitas.

Es de destacar que los depósitos psamíticos de intermarea son muy similares a los de submarea y su diferenciación en secuencias antiguas resulta en algunos casos de difícil realización (Cf. Raff y Boersma, 1971; Klein, 1975; Langhorne y Read, 1986). Esto es debido a que los caracteres adquiridos durante la emergencia podrían obliterarse durante la siguiente etapa de flujo de alta ma

rea. Además, algunos niveles microentrecruzados asignables a la etapa de emergencia de las barras también pueden ser atribuídos a la corriente subordinada contrapuesta a la marea principal en áreas con fuerte asimetría tidal y por lo tanto podrían encontrarse en zonas de submarea y de intermarea.

De todos modos, la discriminación entre cuerpos arenosos de inter y submarea en la Formación Balcarce se ha realizado a partir fundamentalmente de dos criterios: la presencia de niveles psamíticos ondulíticos (intervalo "C" de Klein, 1970b) y la escala de los estratos entrecruzados (Cf. Johnson y Baldwin, 1986; Clifton, 1983). Con respecto a esto último los estratos de gran escala (mayores a 2 m) se atribuyen a subambientes de submarea donde las corrientes tidales tienen su máxima competencia y los cuerpos arenosos no sufren degradación durante la emergencia de sus crestas.

En la Formación Balcarce, la mayor parte de la columna corresponde a arenitas con estratificación entrecruzada de sub e intermarea, y se diferencian pocos ciclos granodecrecientes completos. Esto tendría su origen en una predominante agradación vertical de los sedimentos como consecuencia de una lenta subsidencia de la cuenca en equilibrio con el ritmo de sedimentación. No obstante, no se descarta que al menos algunos ciclos granodecrecientes hayan sido parcialmente erosionados, dando como resultado secuencias truncadas formadas sólo por areniscas.

Es de destacar que, la Formación Balcarce se habría depositado en una plataforma estable, por lo cual se puede aplicar el método de Klein, ya que el mismo implica una cuenca estable sin o con escasa subsidencia, donde los ciclos granodecrecientes responden a progradación del sistema deposicional. De todos modos los valores de rango paleotidal obtenidos deben ser tomados como indicativos y no como datos absolutos, ya que pueden estar influídos por la compactación, particularmente en las facies heterolíticas y también por fenómenos de erosión parcial como se mencionó con anterioridad.

En las columnas relevadas se identificaron once ciclos granodecrecientes aptos para determinar el rango paleotidal: dos en Sierra de los Padres (SP 2/ SP 5: 3,70 m; SP 14/ SP 21: 4,50 m), dos en la Cantera del Puerto (DE 4/

DE 16: 7,5 m; DE 17/DE 26: 4,20 m), dos en Sierra Barrosa (A 26/ A 29: 2,60 m; A 17/ A 25: 4,80 m); tres en Dazeo (Ch) DA 17/ DA 19: 3,3 m; DA 24/ DA 25: 3,5 m; DA 20/ DA 23: 5 m) y dos en la Cantera Dazeo (Gr) (B 26/ B32: 4,50 m; B 41/B 42: 2,70 m). Con estos datos se obtuvo un rango paleotidal promedio para la Formación Balcarce de 4,2 m con variaciones entre 2,60 y 7,50 m, lo que revela que la depositación se ha dado en un ambiente meso a macrotidal*.

Las variaciones entre los ciclos analizados podrían ser atribuídas a diferencias laterales del rango mareal, controladas principalmente por la morfología de la línea de costa y que son comunes tanto en la actualidad (como por ejemplo en el Mar del Norte) como en costas tidales del pasado geológico (Holoceno al Precámbrico tardío) (Cf. Klein, 1971; 1975).

El valor del rango tidal para la Formación Balcarce (4,2 m) estaría en concordancia con los obtenidos en otros ejemplos con el empleo de este mismo método, tales como la Serie Cabos del Cambro-Ordovícico de España: 5,5 a 9 m (Crimes, 1974) y la Formación Wood Canyon Precámbrico tardío: 2,10 m (Klein, 1971; 1975).

Las características diagnósticas de ambiente tidal presentes en la Formación Balcarce y el rango determinado constituirían un elemento de juicio más que se contrapone al concepto de Shaw (1964) sobre la ausencia de mareas astronómicas normales en mares epíricos y plataformas mioclinales antiguas (Cf. Klein y Ryer, 1978).

Por otra parte, los valores mencionados, parecen descartar la idea de que en el Precámbrico y Paleozoico inferior la amplitud de las mareas era mucho mayor que en la actualidad, con rangos de 300 m para el Precámbrico y superiores a los 40 m para el Cambro-Ordovícico (Olso, 1970) y que fueron calculados utilizando los espesores de depósitos conglomerádicos litorales.

---

* Según la amplitud de las mareas los ambientes tidales se clasifican en: microtidales (rangos de mareas menores a 2 m), mesotidales (entre 2 y 4 m) macrotidales (rangos mayores de 4 m) (Cf. Davies, 1964).

En síntesis, la abundancia de tidalitas en el Precámbrico y el Paleozoico inferior respondería no sólo a la acción de las mareas sino a la suma de factores geotectónicos que favorecerían la formación y preservación de tales sedimentitas. Al respecto, es probable que en los supercontinentes existentes en dichos períodos, se produjeran intentos de separación o fragmentación que quedaban truncos en los primeros estadios de su evolución, formándose plataformas marinas someras que se mantenían estables como tales durante largo tiempo geológico.

7.8. PALEOGRAFIA DE LA CUENCA DE DEPOSITACION DE LA FORMACION BALCARCE

Resulta difícil intentar una reconstrucción de la geografía y de la historia evolutiva de la cuenca ordovícica inferior en la cual se depositó la Formación Balcarce, debido a que sólo ha quedado el registro sedimentario de un pequeño sector de la plataforma adosado al continente (Fig. 7.8). De esta manera, faltan los depósitos de plataforma más profunda, de talud y los de fondo oceánico si los hubiera; tampoco se ha descripto hasta el presente sedimentación continental coetánea con la Formación Balcarce y que se debería haber producido en las áreas emergidas circundantes.

De acuerdo a los remanentes de la secuencia sedimentaria que se conocen se trataría de una cuenca de tipo cratónico que evolucionó sobre un basamento siálico rígido, sin ningún tipo de evidencias de la existencia de megasuturas activas (Bally y Snelson, 1980). Según la clasificación geotectónica de Borrello (1969) podría tratarse de una sineclisa, es decir una depresión cratónica amplia, en la cual el fallamiento, si está presente, cumple un papel muy subordinado.

La unidad en estudio se habría depositado en una plataforma marina

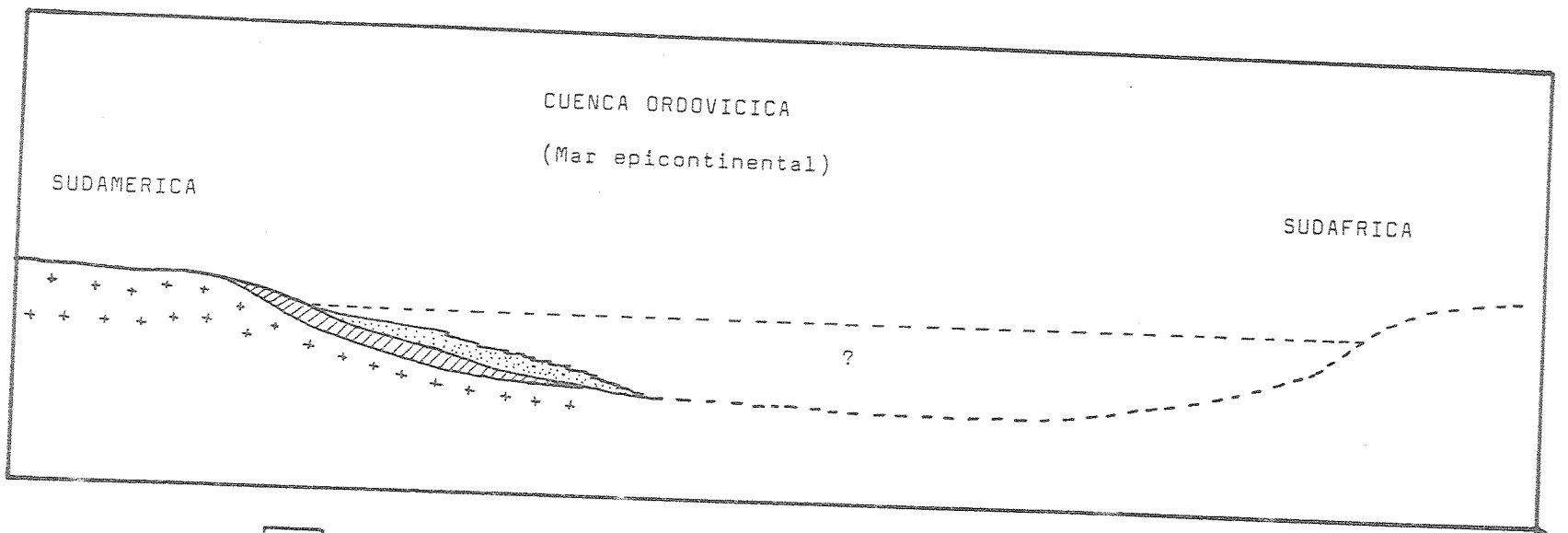


Fig. 7.8. Cuenca idealizada en la que se depositó la Formación Balcarce . Sólo se han conservado relictos de sedimentitas de plataforma.

somera y muy amplia, que según el rango paleotidal determinado tendría una distancia mínima superior a los 400 Km hasta la isóbata de 90 m (Cf. Klein y Ryer, 1978). Con anterioridad, estos depósitos habían sido asignados a dicho ambiente por Teruggi (1964), y Teruggi y Kilmurray (1975, 1980). Por otra parte Borrello (1969) y Marchese y Di Paola (1975) consideraron que se trataba de facies de miogeosinclinal, no obstante mientras que no se confirme la existencia de las facies de eugeosinclinal, parece más acertada la atribución de estas sedimentitas a facies de plataforma.

Si se consideran las reconstrucciones de Scotese et al. (1979) para el Cámbrico tardío-Ordovícico medio (Fig. 7.9 y 7.10) la Formación Balcarce se habría depositado en un mar epicontinental del supercontinente de Gondwana en una latitud intermedia entre los 25º norte (Cámbrico tardío) y 15º sur (Ordovícico medio).

Este mar epicontinental amplio y somero se habría desarrollado circundado por el continente sudamericano y el sector sur del continente africano y es muy probable que tuviera conexión con el mar pericontinental que bordeaba el continente Gondwánico.

El continente americano estaría constituido por el Complejo Buenos Aires (basamento cristalino y Metapelitas Punta Mogotes) del Precámbrico y los depósitos sedimentarios del Precámbrico tardío correspondientes al Grupo Sierras Bayas (Poiré, 1987) y a la secuencia diamíctica suprayacente (Spalletti y del Valle, 1984). Con respecto al área emergida en el continente africano, podría haber estado representada por las secuencias metamorfizadas de Malmesbury, el granito Cape que los intruye (610 ± 20 - 505 ± 25 m.a.) y el grupo Nama del Precámbrico superior.

En este sentido, en el sector de plataforma adosada al continente africano se podrían haber depositado en forma coetánea con la Formación Balcarce, los depósitos tidalíticos de la Formación Graafwater (serie Mountain Table), que aflora en la península de El Cabo en Sudáfrica y son asignadas al Ordovícico temprano (Tankard y Hobday, 1977). Estas sedimentitas muestran evidencias inequívocas de haberse depositado en un ambiente marino somero dominado por

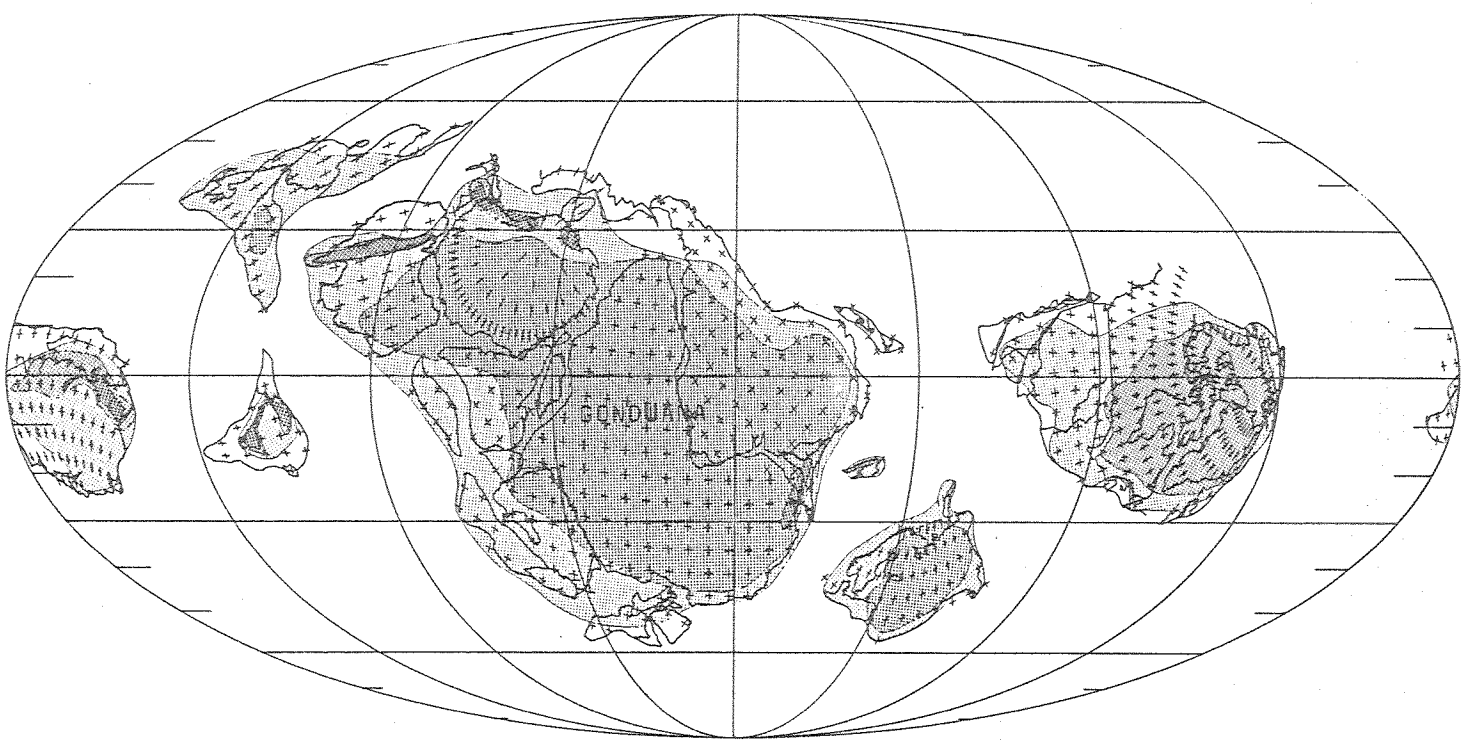


Fig. 7.9. Reconstrucción paleogeográfica para el Cámbrico tardío según Scotese et al.,1979.
El área de depositación de la Formación Balcarce corresponde a una zona de plataforma .
En blanco zonas oceánicas ; gris claro : mares someros; gris oscuro: áreas emergidas
con relieve poco pronunciado ; gris muy oscuro: zonas montañosas.

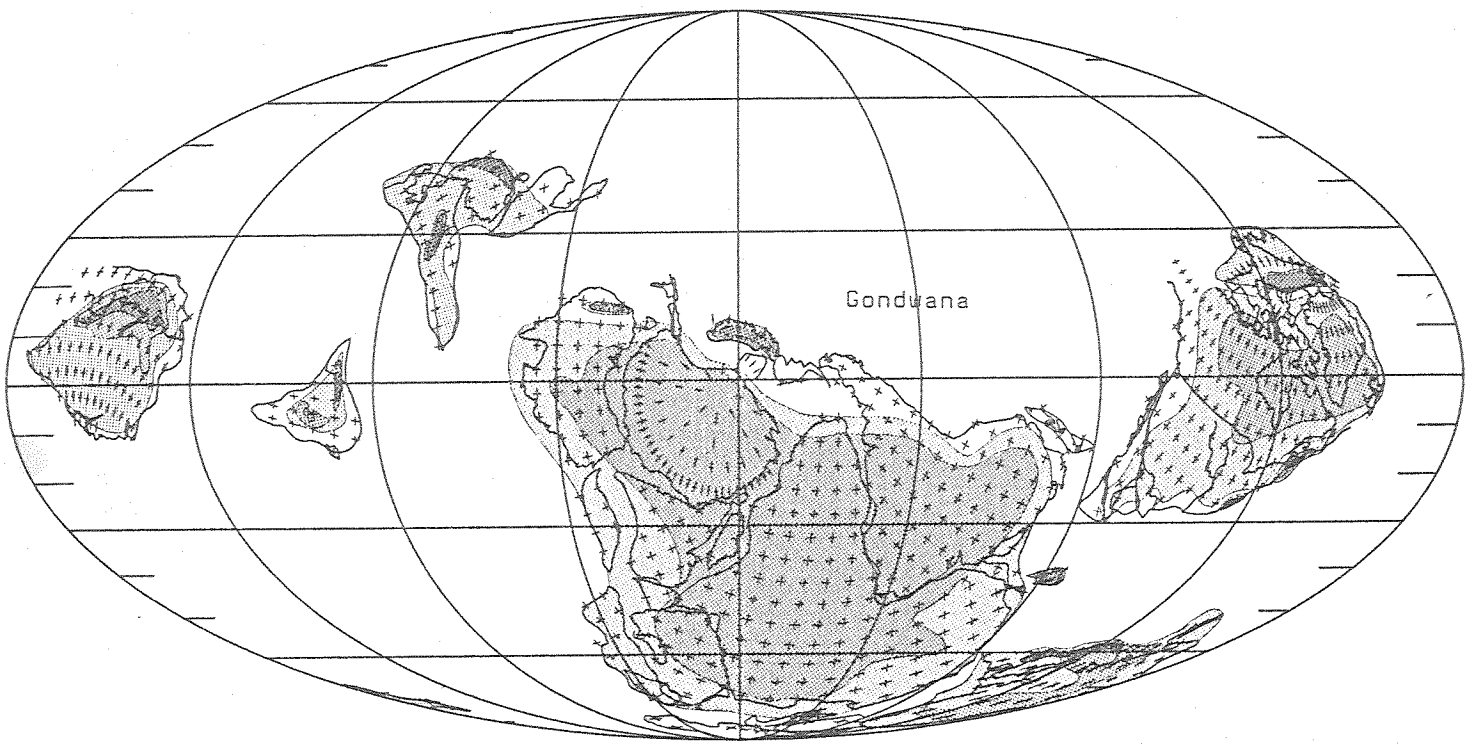


Fig. 7.10. Reconstrucción paleogeográfica para el Ordovícico medio, según Scotese et al., 1979. Areas gris oscuro: zonas montañosas; gris intermedio: áreas continentales con relieve bajo ; gris claro : mares someros; zonas en blanco océanos profundos.

mareas (Tankard y Hobday op. cit.; Klein y Ryer, 1978).

Con anterioridad Teruggi y Kilmurray (1980) recalcaron la proximidad de América y Africa durante el Paleozoico inferior y correlacionaron, por sus similitudes litológicas a la Formación La Tinta con la Formación Table Mountain del Africa del Sur.

Con relación a la línea de costa en el sector de Sierras Septentrionales bien pudo haber coincidido con la alineación de afloramientos del basamento cristalino (noroeste-sureste) como lo postularon Dalla Salda e Iñíguez (1979); esto sería coherente con la línea de costa postulada por Scotese et al. (op. cit.). En cuanto a la paleopendiente de la plataforma sería hacia el sur-suroeste, con el área continental emergida ubicada hacia el sector norte.

Respecto a las paleocorrientes evidenciadas por la Formación Balcarce una elevada proporción de ellas estaría originada por corrientes tidales (Cf. Capítulo 7) de tal manera que su utilización en la reconstrucción paleográfica de la cuenca resulta complicada debido a la variable disposición que adoptan las corrientes de marea con relación a la línea de costa. En este sentido, vale aclarar que en determinados lugares adoptan trayectorias paralelas a ella y en otros casos resultan perpendiculares (Cf. Stride, 1982; Kenyon y Stride, 1970; Kenyon et al., 1981).

La gran madurez composicional y textural de las sedimentitas de la Formación Balcarce lleva implícita la idea de una gran estabilidad tectónica durante su depositación (Pettijohn, 1964; Pettijohn et al., 1972). Las áreas emergidas debieron estar peneplanizadas con escasa diferencias de relieve y en ellas se habría dado preeminencia de la erosión sobre la depositación, lo cual coincidiría con la altimetría de las tierras emergidas de la reconstrucción de Scotese et al. (op. cit.).

Por otra parte la cuenca habría estado sujeta a una lenta subsidencia en equilibrio con un ritmo de sedimentación moderado a bajo, lo cual originó la agradación de las psamitas que se depositaron en la plataforma.

CONCLUSIONES.

1. La Formación Balcarce en el sector oriental de Tandilia se apoya en aparente discordancia sobre una secuencia diamíctica, interpretada como formada por acción glacial en un ambiente marino cercano a la costa (Spalletti y del Valle, 1984). Este contacto fue observado en la Sierra del Volcán y en la Sierra de La Vigilancia.

2. Los mayores espesores aflorantes en el área de estudio se encuentran en la Sierra de La Vigilancia (90 m.), Sierra del Volcán (78m.) y Sierra La Brava (80 m.). Estos espesores disminuyen gradualmente hacia el sur por efecto de un buzamiento regional muy leve (1 a 3°) hacia el suroeste.

3. Con relación a la edad de la Formación Balcarce se puede concluir que: a) la gran abundancia y variedad de icnogéneros de la unidad en estudio que contrasta con la reducida cantidad y diversidad de trazas presentes en la Formación Sierras Bayas, sustentaría la idea de ubicar a la Formación Balcarce en el Paleozoico inferior, por encima del límite Precámbrico-Cámbrico. b) la asociación de icnogéneros presentes en la unidad de estudio permitiría asignarla al Ordivícico inferior, lo cual sería coherente con las dataciones radimétricas.

4. Se han diferenciado tres facies sobre la base de su granulometría predominante: facies psamítica, heterolítica y conglomerádica. Dentro de la primera se han reconocido dos subfacies a partir de sus estructuras sedimentarias: Ps-1: psamitas con estratificación entrecruzada y Ps-2: psamitas con estratificación curvada. En la facies heterolítica se han diferenciado tres subfacies por su contenido en arcillas, estructuras sedimentarias y modo de yacencia: Ht-1: heterolítica con predominio de pelitas, Ht-2: heterolítica con predominio de arena, Ht-3: mixta de pelitas -arenitas ondulíticas y psamitas con estratificación entrecruzada. Con respecto a la facies conglomerádica se han reconocido dos subfacies -según su posición en la secuencia y características de yacencia-: Cg-1: conglomerados mantiformes y Cg-2: conglomerados de la base de cuerpos psamíticos.

5. Las psamitas con estratificación entrecruzada es la subfacies que aporta la mayoría de las evidencias que conducen a deducir para la Formación Balcarce un ambiente dominado por mareas. Entre ellas se pueden mencionar: a) paquetes sigmoidales, b) superficies de delimitación de 3° orden, c) estratificación en hueso de arenque, d) orientación contrapuesta de capas frontales de distintos estratos superpuestos, e) tapices de arcilita en capas frontales.

6. Se analizan las paleocorrientes de la facies psamítica. Se observa predominio de estructuras unidireccionales, no obstante es común la presencia de estratos superpuestos con orientaciones opuestas y en forma subordinada está presente la estructura en hueso de arenque.

7. Se interpreta que las corrientes de marea tendrían orientaciones aproximadas norte-sur, mientras que una fuerte componente hacia el oeste se atribuye a corrientes costeras longitudinales.

8. La subfacies de psamitas con estratificación entrecruzada se ha interpretado como depositada por efecto de megaóndulas migratorias en la planicie intertidal baja y subtidal; se trataría principalmente de ondas de arena (2 D) y en forma subordinada dunas (3 D).

9. La subfacies de psamitas con estratificación curvada (hummocky) es esporádica y aislada en la Formación Balcarce y está intercalada entre capas de arenitas con estratificación entrecruzada. Se la ha interpretado como formada durante períodos de mal tiempo en un ambiente de plataforma con gran abundancia de arena y depositación somera próxima a la costa. Se originaría por la combinación de flujos oscilatorios y unidireccionales incrementados durante períodos de tormenta.

10. La Facies heterolítica se considera depositada en la planicie media y alta de intermarea; no obstante, no se descarta que al menos en algunas de las secciones aflorantes esta facies pudiera haber sido depositada en un ambiente de submarea en la zona de transición nearshore-offshore.

11. La subfacies heterolítica con predominio de pelitas se interpreta que se ha

formado en la zona de intermarea alta por procesos de decantación desde suspensiones ácueas (pelitas) y en forma subordinada depositación por corrientes tractivas (arenas). Estos períodos de mayor energía cinética podrían atribuirse a corrientes de marea reforzadas (mareas vivas de perigeo) o por influjo de otras corrientes (litorales?) que se superpondrían a las mareas normales.

12. La subfacies heterolítica con predominio de arena se atribuye a la migración de óndulas combinadas de flujo, en la zona de intermarea media donde las corrientes están atenuadas y el oleaje deja sentir su influencia. La alternancia de láminas pelíticas y de arenitas podría ser el reflejo de la periodicidad de mareas muertas-mareas vivas.

13. La presencia de la subfacies heterolítica con predominio de arena (niveles de arenitas ondulíticas de poco espesor) asociada con secuencias de psamitas con estratificación entrecruzada representaría depositación interbarras o en senos entre ondas de arena de la planicie de intermarea que se produciría durante la marea baja.

14. La subfacies mixta de pelitas-arenitas ondulíticas y arenitas con estratificación entrecruzada se habría generado en la zona de transición entre el área de migración de ondas de arena y la zona de ondas, siendo comunes en áreas intertidales de sedimentación mixta. Su origen puede vincularse con la periodicidad de flujos tidales; los niveles ondulíticos podrían depositarse durante las mareas vivas, las pelitas durante las mareas muertas y los estratos entrecruzados cuando las mareas tienen máxima amplitud (perigeo).

15. La subfacies de conglomerado mantiforme se ha interpretado como depositada durante eventos de mal tiempo, por acción de flujos oscilatorios a las cuales se les sobreimpondría una componente unidireccional. Su presencia implica la estabilización definitiva ("fosilización") de formas de lecho y barras arenosas migratorias.

16. La subfacies de conglomerados de la base de cuerpos psamíticos representa

un evento de gran energía relacionado con tormentas y marcaría el inicio de la formación de una barra arenosa. Sin embargo algunos conglomerados basales se habrían formado como depósitos de la base de canales migratorios.

17. Se describen e interpretan tres asociaciones de facies características de la Formación Balcarce. La asociación A está dada por el pasaje de la facies psamítica con estratificación entrecruzada (Ps.1) a la facies heterolítica (Ht). Cada secuencia granodecreciente representa una retracción de nivel del mar; mientras que el contacto entre dos asociaciones A superpuestas indicaría una fluctuación positiva de dicho nivel.

    La asociación B constituida por conglomerados de la base de cuerpos de psamitas (Cg.2), psamitas con estratificación entrecruzada (Ps.1) y conglomerados mantiformes (Cg.1) es interpretada como el registro de la generación (Cg.2), desarrollo (Ps.1) y estabilización (Cg.1) de una barra arenosa.

    La asociación C se inicia con la subfacies heterolítica con predominio de pelita (Ht.1) o de arenitas (Ht.2) que pasa a la subfacies mixta de pelitas-arenitas ondulíticas y arenitas con estratificación entrecruzada (Ht.3) y concluye con la subfacies de psamitas con estratificación entrecruzada (Ps,1). Esta secuencia granodecreciente evidencia un incremento de la energía del medio; podría ser el resultado de la migración de una planicie de marea en un contexto transgresivo o el pasaje de un ambiente de interbarra a otro de barra arenosa.

18. Las facies de la Formación Balcarce presentan geometrías características. Las facies conglomerádicas son mantiformes, de gran extensión areal y reducido espesor; las facies heterolíticas son tabulares, mientras que la facies psamítica se presenta como cuerpos cóncavos-planos (paleocanales) y cuerpos abultados (plano-convexos y cóncavo-convexos) que han sido interpretados como barras arenosas de sub e intermarea.

19. En los cuerpos cóncavos-planos se han diferenciado tres tipos de morfologías externas: canal simple, canal compuesto y cuerpos cóncavos-planos abiertos. En cuanto al diseño interno de estos paleocanales se han descripto e interpretado genéticamente cuatro disposiciones diferentes.

20. En los cuerpos psamíticos abultados se han distinguido los siguientes diseños internos: A. sigmoides de gran escala; B. sigmoides de escala mediana; C. sigmoides superpuestos ondulados; D. Cosets de estratificación entrecruzada; D.1: Sets agrupados con estratificación entrecruzada planar ; D.2: Sets superpuestos con estratificación entrecruzada en artesa; D.3: Sets superpuestos con estratificación entrecruzada en hueso de arenque; E. morfologías complejas en cuerpos abultados.

21. Los cuerpos abultados del tipo sigmoides de gran escala se asimilan a los tipos C y D de Allen (1984) y se interpretan como formados por la migración de ondas de arena en la zona de submarea. Desde el punto de vista hidrodinámico, la corriente de marea predominante habría alcanzado velocidades superiores a los 85-100 cm/seg e inferiores a los 145-155 cm/seg formando las capas frontales por avalancha. En tanto, la corriente subordinada en algunos casos no superaría el umbral de movimientos de clastos (45 cm/seg) y en otros las velocidades serían superiores, produciéndose flujo en fase ónda la que generaría los niveles de arenas ondulíticas paralelas a las capas frontales.

22. Los sigmoides de escala mediana se habrían formado por la migración de ondas de arena en ambiente intertidal a profundidades del orden de los 4 m. Las corrientes de marea presentarían pronunciada asimetría de las velocidades en el tiempo. La velocidad media de flujo alcanzada por la corriente predominante sería del orden de los 55 a 70 cm/seg. Las superficies de delimitación de 3º orden que separan paquetes sigmoidales, se habrían formado por un efecto erosivo de la corriente de marea subordinada acrecentada por tormentas, períodos equinocciales o de perigeo.

23. Los sigmoides superpuestos ondulados se interpretan como formados en la planicie media de intermarea por la migración de óndulas combinadas de flujo. Hay migración y agradación de estas formas de lecho con predominio de la primera.

24. Los cuerpos abultados constituídos internamente por cosets de estratificación entrecruzada se han formado por la migración y acreción vertical de mega-

óndulas. En el caso de estratificación entrecruzada planar, por ondas de arena o megaóndulas 2D y en el caso de estratificación en artesas por dunas o megaóndulas 3D.

25. Los cuerpos que presentan internamente sets superpuestos con estratificación entrecruzada en hueso de arenque denotan simetría o leve asimetría en las velocidades de las corrientes de marea en el tiempo. Se han asimilado a los tipos A y B de Allen (1984). Tanto durante el flujo como el reflujo de marea se superan las velocidades críticas para el movimiento de clastos y se alcanzan velocidades superiores a la transición óndula-megaóndula.

26. En muchos cuerpos observados en la Formación Balcarce hay falta de concordancia entre la morfología externa y el diseño interno. En general la disposición interna obedece a la migración de megaóndulas, mientras que la forma externa corresponde a una hidrodinámica diferente, que bien podría tener su explicación en flujos helicoidales.

27. Gran parte de las superficies de delimitación presentes en los cuerpos complejos podrían haber tenido su origen en la sobreimposición de dunas a las ondas de arena.

28. Las facies sedimentarias diferenciadas por sus caracteres litológicos y estructuras sedimentarias, muestran también valores definidos en sus coeficientes estadísticos y percentil 1 y 50. Las psamitas de la subfacies heterolítica con predominio de pelitas se caracterizan por poseer una media en arena muy fina (3,27 ϕ), con una desviación standard de 0,54 perteneciente a la clase moderadamente bien seleccionada; el percentil 1 corresponde a arena mediana (1,78 ϕ) y el percentil 50 a arena muy fina (3,24 ϕ). Las psamitas de la subfacies heterolítica con predominio de arenitas presentan un valor promedio de media de 3,14 ϕ y una desviación standard promedio de 0,64 correspondiente a la clase moderadamente bien seleccionada; el percentil 1 promedio pertenece a arena mediana (1,48 ϕ) y el percentil 50, a arena muy fina (3,15 ϕ). La subfacies psamita con estratificación entrecruzada se caracteriza por poseer una media promedio de 2,30 ϕ correspondiente a arena fina

(con valores extremos en 1,3 y 3,2 ϕ) y con una desviación standard promedio de 0,87 perteneciente a la clase moderadamente seleccionada; en relación a los percentiles, el C (ϕ 1) promedio se encuentra en 0,31 ϕ (arena gruesa) y el ϕ 50 promedio en 2,29 ϕ (arena fina).

29. Con el gráfico media-desviación standard se han podido diferenciar tres campos en cada uno de los cuales hay neto predominio de una de las subfacies analizadas.

30. El diseño obtenido con las muestras de la Formación Balcarce en el gráfico CM, muestra notables similitudes con el modelo VII de Passega que es considerado un modelo de playa típico.

31. Las muestras de la Formación Balcarce se caracterizan por poseer diagramas de frecuencia acumulativos en los cuales el segmento medio (B) está muy bien desarrollado; en el 37 % de los casos se ha diferenciado un segmento grueso (C) y sólo en el 8 % de los casos se definió un segmento A, correspondiente a las granulometrías finas.

32. Se han reconocido e interpretado cuatro diseños principales de diagramas de frecuencia acumulativos.

33. A partir de las características granulométricas de las muestras analizadas, se ha podido deducir las condiciones hidrodinámicas del agente de transporte. Específicamente se han determinado las velocidades medias de flujo de las muestras estudiadas y se han inferido condiciones de régimen de flujo bajo, en fase megaóndula y óndula, lo cual resulta coherente con las evidencias aportadas por las estructuras sedimentarias.

34. Se ha obtenido para la facies de psamitas con estratificación entrecruzada (media granulométrica 2,3 ϕ) una velocidad media promedio de 61 cm/seg, que cae dentro del campo de estabilidad de las megaóndulas en el gráfico de granulometría media-velocidad media de flujo (Harms et al., 1975). Por otra parte para arenitas de las facies heterolíticas se han determinado velo-

cidades promedio de corrientes de 25 cm/seg que caen dentro del campo de estabilidad de las óndulas y en el área de transición entre éstas y el lecho plano, lo cual resulta concordante con el tipo de estructura observada.

35. Se analizan las facies de la Formación Balcarce en el contexto del esquema de modelos de facies y su relación con los procesos de depositación imperantes en la plataforma (modificado de Johnson y Baldwin, 1986). De este análisis surge claramente para la unidad en estudio un ambiente de depositación marina somera dominada por mareas y la interacción con períodos de tormenta subordinados.

36. Los procesos tidales en la Formación Balcarce son inferidos a partir de un conjunto de 12 características diagnósticas.

37. Se formula un modelo de control tidal sobre las variaciones litológicas observadas en las facies heterolíticas y en las psamíticas de la unidad en estudio.

38. Se propone un modelo conceptual para la depositación de la Formación Balcarce.

39. Se determina el rango paleotidal del mar en el cual se produjo la sedimentación de la unidad en estudio, cuyo valor promedio sería de 4,2 m con variaciones entre 2,60 y 7,50 m, es decir un ambiente meso a macrotidal.

40. Se interpreta que la Formación Balcarce se depositó en una mar epicontinental amplio y somero que se habría desarrollado circundado por el continente sudamericano y el sector sur del continente africano y es muy probable que tuviera conexión con el mar pericontinental que bordeaba el continente de Gondwana; dicha cuenca habría estado sujeta a una lenta subsidencia en equilibrio con un ritmo de sedimentación moderado a bajo.

AGRADECIMIENTOS.

Deseo expresar mi agradecimiento al director de este trabajo de tesis, el Dr. Luis A. Spalletti, por su constante apoyo, incentivación y asesoramiento; por la lectura crítica y discusión permanente de conceptos inherentes al trabajo ejecutado; por la libertad concedida en la elección de líneas de investigación dentro del campo de la sedimentología de secuencias silicoclásticas; por su paciencia y el tiempo invertido en mí y restado de sus horas de investigación o esparcimiento.

A la Facultad de Ciencias Naturales y Museo y particularmente al Centro de Investigaciones Geológicas en donde se encontró el ámbito adecuado de estudio e investigación como para desarrollar esta tesis.

Mi reconocimiento a la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires ya que en el marco de becas de iniciación y perfeccionamiento se llevó a cabo la mayor aparte de este trabajo.

A la Compañía Loma Negra por su apoyo en el desenvolvimiento de los trabajos de campo.

A mi familia, mis padres, mi esposo, mi hermana, sin cuyos sacrificios, comprensión y ayuda hubiera sido imposible la concreción de este trabajo de tesis.

BIBLIOGRAFIA

Aceñolaza, F. G.,1979. El Paleozoico inferior de Argentina según sus trazas fósiles. Ameghiniana 15 (1-2) pp: 15-64.

- 1982. Trazas fósiles del Paleozoico argentino. Paleoambientes, paleogeografía y sus relaciones sudamericanas. Acta Geol. Lilloana 16, pp: 1-59.

- y Fernández, R., 1978. Trazas fósiles en el Ordovícico inferior de la Sierra de Cajas, Jujuy. Acta Geol. Lilloana (Supl.) 14, pp: 33-37.

Agterberg, F. P. y Briggs, G., 1963. Statistical analysis of ripple marks in Atokan and Desmoinesian rocks in the Arkoma Basin of East-Central Oklahoma. Jour. Sed. 33, 2, pp: 393-410.

Aguirre, E., 1879. La geología de la Sierra Baya. An. Bol. Soc. Cient. Arg., 7, pp: 34-35, Buenos Aires.

- 1882. Constitución geológica de la Provincia de Buenos Aires. En Censo Gen. Prov. Bs. Aires, 1881, 3; pp. 22-39, Buenos Aires.

Alfaro, M., 1981. Estudio Geológico de la Zona comprendida por las Hojas La Numancia, Licenciado Matienzo y Estancia San Antonio, en las Sierras Septentrionales de Bs. As. Vº Reunión Científica Informativa, Resúmenes. Comisión de Investigaciones Científicas de la Prov. de Bs. As. pp: 9.

Alpert, S. P.,1977. Trace fossils and the basal Cambrian boundary, pp: 1-8. In: trace Fossils 2, Geol. J. Spec. Issue 9. Crimes y Harper (ed.).

Allen, J. R., 1963. The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. Sedimentology, 2, 2, pp: 93-114.

- 1980. Sand waves: a model of originand internal structure Mar. Geol. 26, pp: 281-328.

- 1984. Sedimentary structures: their character and physical basis. Elsevier, Devel. in Sedimentology 30 A and B. Amsterdam.

Allen, P. A. y Homewood, P., 1984. Evolution and mechanics of Miocene tidal sandwave. Sedimentology 31, pp: 63-81.

Amos, A., Quartino, B., y Zardini, R., 1972. El Grupo La Tinta (Prov. Bs. As., Argentina), Paleozoico o Precámbrico. XXV Congreso Brasileño Geol. Sao Paulo, pp. 211-221.

Andreis, R. R. y P. E. Zalba, 1985. Estratigrafía y paleogeografía de las secuencias cuarcíticas al oeste de Barker, Buenos Aires, Argentina. Res. 1as. Jorn. Geol. Bon., Tandil, Nov. 1985. Public. CIC, pp: 105-106, La Plata.

- y Zalba, P. E., 1986. La transgresión del Ordovícico inferior y la evolución paleogeográfica del basamento cristalino en el sector Barker-Chillar, Provincia de Buenos Aires, Argentina. Prim. Reun. Arg. Sedim., Res. Expand., pp: 189-192, La Plata.

Antonioli, J. A., 1966. Lista de fósiles del Paleozoico de la Provincia de Bs. As. Las localidades de sus hallazgos e historia de los mismos. Com. Inv. Cient. Prov. Bs. As., Mem. 1966, pp: 77-121.

- 1969. Formación La Tinta (Ordovícico, Provincia de Buenos Aires). Notas Com. Inv. Cient. Prov. Bs. As., 6 (5).

Bally, A. W. y Snelson, S., 1980. Realms of subsidence. Canadian Petrol. Geol. Mem 6, pp: 1-94.

Banks, N. L., 1970. Trace fossils from the late Precambrian and Lower Cambrian of Finmark Norway. In: Crimes y Harper (eds.) Trace fossils. Geol. Jour. Spec. Issue 3, pp: 19-35.

Belderson, R. H., Johnson, M. y Kenyon, N. H., 1982. Bedforms. En Stride, A. H. (Ed.). Offshore tidal sands, process and deposits, pp: 27-57. Chapman and Hall, Londres.

Blatt, H., Middleton G. y Murray, R., 1972. Origin of sedimentary rocks. Ed. Prentice-Hall Inc., pp:1-634.

Boersma, J. R. y Terwind, J. H. J., 1981. Neap-spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. Sedimentology 28, pp: 151-170.

Boothroyd, J. C. y Hubbard, D. K., 1975. Genesis of bedforms in mesotidal estuaries. En Estuarine Research, Vol. II, Geology and Engineering (Ed. Cronin L.E.) pp: 217-234. Academic Press, New York.

- 1982. Mesotidal bedforms revisited: megaripples, sand waves and transverse bars. IIº Congr. Sediment., Abstr: pp: 71.

Bonhomme, M. G. y C. A. Cingolani, 1980. Mineralogía y geocronología Rb-Sr y K-Ar de fracciones finas de la "Formación La Tinta", Provincia de Buenos Aires. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXXV, 4, pp: 519-538, Bs. As.

- y Bertrand-Sarfati, J., 1982. Correlation of Proterozoic sediments of western and central Africa and South America based upon radiochronological and palaeontological data. Precambrian Research, 18. 1-2, pp: 171-194.

Borrello, A. V., 1962. Formación Punta Mogotes (Eopaleozoico-Provincia de Buenos Aires) Notas Com. Inv. Cient. Prov. Bs. Aires, 1 (1): La Plata.

- 1963.Caracteres bioestratigráficos de la Formación La Tinta, Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires. Act. II Jorn. Geol. Arg., 3, pp: 47-61.

- 1966. Trazas, restos tubiformes y cuerpos fósiles problemáticos de la

Formación La Tinta. Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires. Paleontografía Bonaerense, Fasc. 5, Com. Inv. Cient. Prov. Bs. Aires, La Plata.

- 1969. Los geosinclinales de la Argentina. An. Dir. Nac. Geol. Min. 14, pp: 1-188, Buenos Aires.

Bourgeois, J., 1980. A transgressive shelf sequence exhibiting hummocky cross-stratification: The Cape Sebastian Sandstone (Upper Cretaceous), Southwestern Oregon. J. Sed. Petrol. 50, pp: 681-702.

Bridge, J. S., 1981. Hydraulic interpretation of grain size distributions using a physical model for bed load transport. J. Sed. Petrol. 51, pp: 1109-1124.

Briggs, L. y G. Middleton, 1965. Hydromechanical principles of sediment structure formation. En Middleton, G. (Ed.): Prymary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. SEPM, Spec. Publ. 12, pp: 5-16.

Briggs, S. y Southard, J., 1982. Tidal-current sand waves on SW Middle Ground Shoal Vineyard Sound, Mass, USA: Migration and dynamics from 44 months of record. IAS. Abstracts of papers. 11º International Congress on Sedimentology, Ontario, Canadá.

Brookfield. 1977. The origin of bounding surfaces in ancient eolian sandstones. Sediment. 24, pp: 303-332.

Caston, V., 1972. Linear sand banks in the southern North Sea. Sediment., 18, pp: 63-78.

Cingolani, C. y Bonhomme, M., 1982. Geochronology of La Tinta upper Proterozoic sedimentary rocks, Argentina. Precambrian Research. 18. 1-2, pp: 119-132.

- , R. Varela y E. Leone, 1985. Las unidades precenozoicas del área com-

prendida entre La Numancia y Sierra Larga, Sierras Septentrionales de Buenos Aires. Res. Prim. Jorn. Geol. Bon., Tandil, 1985. CIC, 99-100, La Plata.

Clifton, H. E., 1983. Discrimination between subtidal and intertidal facies in Pleistocene deposits, Willapa Bay, Washington. Jour. Sed. Petrol. 53, 2, pp: 353-369.

Collinson, J. D., 1970. Bedforms of the Tana River, Norway. Geog. Annales 52 A pp:31-56.

- y Thompson, D. B., 1982. Sedimentary Structures. Ed. G. Allen y Unwin Ltd. pp: 1-194.

Cortelezzi, C. R., 1954. Estudio petrográfico de las rocas de la zona de Sierra Chica (partido de Olavarría) con los ensayos físicos para determinar sus cualidades técnicas. LEMIT, La Plata, serie 2 (52), pp: 5-24.

Costello, W. R. y Southard, 1981. Flume experiments on Lower-flow-regime bed forms in coarse sand. Jour. of Sed. Petr., 51, 3, pp: 849-864.

Cowie, J. W., 1978. Symposium on the Precambrian-Cambrian boundary IGCP Project 29 and IUGS (International Comission on Stratigraphy) Precambrian-Cambrian Boundary Working Group in Cambridge, 1978. Geol. Mag. 115, 81-82. pp: 151-152.

Crimes, T. P., 1970. The significance of trace fossils in sedimentology, stratigraphy and paleoecology with examples from Lower Palaeozoic strata. In: "Trace Fossils" Crimes and Harper (Ed.). Geol. J. Sp. Issue Nº 3, pp: 101-126.

- 1974. The stratigraphy and sedimentology of the Cabos Series in the section between Cadavedo and Luarca, Province of Oviedo, NW Spain. Tesis Doctoral University of Liverpool.

- 1975. The stratigraphical significance of trace fossils. In: The study of trace fossils. Frey (ed.). Cap. 7, pp: 109-130.

- , Legg, I., Marcos, A. y Arboleya, M., 1977. Late Precambrian - low Lower Cambrian trace fossils from Spain. In: Trace Fossils 2. Crimesy Harper (Ed.). Geol. J. Sp. Issue Nº 9, pp: 91-138.

- y Germs, G., 1982. Trace fossils from the Nama Group (Precambrian-Cambrian) of Southwest Africa. J. Paleont. 56, 4, pp: 890-907.

Dalla Salda, L. H., 1975. Geología y petrología del basamento cristalino en el área del Cerro El Cristo e Isla Martín García, Prov. de Buenos Aires, Argentina. Tesis Fac. Cs. Nat. y Museo, La Plata. 1975, Nº 337. (Inédito).

- 1981. Tandilia, un ejemplo de tectónica de transcurrencia de basamento. Rev. Asoc. Geol. Arg., T. XXXVI (2), pp: 204-207.

- e Iñíguez Rodríguez, M., 1978. La Tinta, Precámbrico y Paleozoico de Bs. As. VII Congreso Geol. Arg. 1, pp: 539-550.

- 1979. Nama and La Tinta Groups a common Southern Africa - Argentine basin? Chamber of Mines 16º An Rep. 1978. Univ. Cape Town Africa, pp: 113-128.

Dalrymple, R., Knight, R. y Lambiase, J., 1978. Bedforms and their hydraulic stability relationships in a tidal environment, Bay of Fundy, Canadá. Nature. Vol. 275, pp: 100-104.

- 1982. Role of megaripples in tidal sandwave dynamics and internal structure formation (Bay of Fundy). IAS. Abstracts of papers. 11º International Congress on Sedimentology, Ontario, Canadá.

Darwin, C., 1846. Geological observations of South America, being the third part of the geology of voyage of Beagle during 1832-1836. Londres.

del Valle, A., 1986. Presencia de conglomerados mantiformes en el techo de secuencias psamíticas de la Formación Balcarce, Buenos Aires, Argentina. Res. Primera Reunión Argentina de Sedimentología., pp: 193-196.

De Moussy, V. M., 1860. Description geographique etatistique de la confederation Argentine, I-II, Paris.

Deynoux, M.; R. Trompette; R. Clauer; J. Sougy, 1978. Upper Precambrian and Lowemost Paleozoic correlations in West Africa and in the Western Part of Central Africa. Probable diachronism of the Late Precambrian tillite. Geol. Rundschau 67. 2, pp: 615-630.

Di Paola, E. y H. Marchese, 1974. Relación entre la tectosedimentación, litología y mineralogía de arcillas del Complejo Buenos Aires y la Formación La Tinta. Rev. Asociación Arg. Min. Petr. y Sed., V, 3-4, Buenos Aires.

D'Orbigny, J. 1847. Voyage dans l'Amerique Meridionale, Paris.

Dörjes,J. y Hertweck, G., 1975. Recent biocoenoses and ichnocoenoses in shallow-water marine environments. Cap 20, pp: 459-492. In: The study of trace fossils. Frey (ed.). Springer-Verlag.

Dott, R. H. jr. 1961. Squantum "Tillite". Massachusetts - Evidence or glaciation or subaqueous mass movement? Geol. Soc. Am. Bull. 72, pp: 1289-1306.

- 1964. Wackes, graywacke and matrix - What approach to inmature sandstone classification? Jour. Sed. Petrol. 34, pp: 625-632. Tulsa.

- y Bourgeois, J., 1982. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. Geol. Soc. Am. Bull. 93. pp: 663-680.

Driese, S., Byers, Ch. y Dott, R., 1981. Tidal deposition in the basal upper Cambrian Mt. Simon Formation in Wisconsin. Jour. of Sed. Petr. 51, 2, pp: 367-381.

Duke, W., 1985. Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. Sedimentology 32, pp: 167-194.

Elliott, T., 1986.Siliciclastic Shorelines. En Reading, H. G. (Ed.). Sedimentary environments and facies, pp: 155-188. Blackwell Sci. Pub., Oxford.

Espinosa, M.A., Fasano, J. L., Ferrero, L., Isla, F. I., Mujica, A. y Schnack, E. J., 1984. Microestratigrafía y micropaleontología de los sedimentos holocénicos aflorantes en la desembocadura del Arroyo Las Brusquitas (Partido de Gral. Pueyrredón) y en Punta Hermengo (Partido de Gral. Alvarado) provincia de Buenos Aires. IX Congr. Geol. Arg. T.III, pp: 520-537.

Evans, G., 1965. Intertidal flat sediments and their environments of deposition in the Wash. Geol. Soc. London. Quart. Jour. 121, pp: 209-245.

Fernández, R. y Lisiak, H., 1984. Nuevos estudios icnológicos en el tramo superior de la Quebrada de Humahuaca, provincia de Jujuy. 9º Congreso Geol. Arg. Bariloche, 1984, Actas IV, pp: 277-295.

Flemming, B., 1977. Depositional processes in Saldanha Bay and Langebaan Lagoon. National Research Institute of Oceanology council for Scientific and Industrial Research. Professional Research. Series Nº 2, pp: 1-215. (Tesis Doctoral).

Folk, R., 1968. Bimodal supermature sandstones: Product of the desert floor. XXIII International Geological Congress Vol. 8, pp: 8-32 (Checoslovaquia).

- y Ward, W., 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. Jour. Sed. Petr. 27, 1, pp: 3-26.

Fossa Mancini, E., 1944. Las transgresiones del Antracolítico en la América del Sur. Rev. Mus. La Plata (n.s.), sec. Geol. 2, pp: 49-183. La Plata.

Frey, R., 1975. (Ed.). The study of trace fossils. A synthesis of principles, problems and procedures in Ichnology. Springer-Verlag, pp: 1-562.

- y Seilacher, A., 1980. Uniformity in marine invertebrate ichnology. Lethaia, 13, pp: 183-207.

Friedman, G., 1958. Determination from thin section date for sedimentary petrological studies. Jour. Geol. 66, pp: 394-416.

- 1961. Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. Jour. Sed. Petr. 31, 4, pp: 514-529.

- 1967. Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and rivers sands. Jour. Sed. Petr. 37, 2, pp: 327-354.

- 1979. Addres of the retiring President of the International Association of Sedim. Differences in size distributions of populations of partcles among sands of various origins. Sedim. 26, pp: 3-32.

García-Ramos, J., 1982. Estructuras Orgánicas: Aplicación al estudio de series estratigráficas y ambiente sedimentario. Ciclo de Seminarios sobre Sedimentología Nº 5 del Dpto. de Estratigrafía de la Facultad de Geol., Univ. de Oviedo, pp: 1-103.

Gibbs, R. J.; M. D. Matthews y D. A. Link, 1971. The relationship between sphere size and settling velocity. J. Sed. Petrol. 41, pp: 7-18.

Ginsburg, R. (Ed.). 1975. Tidal deposits. Springer-Verlag, pp: 1-410.

Glaessner, M. F., 1969. Trace fossils from the Precambrian and basal Cambrian. Lethaia, 2, pp: 369-393. Oslo.

Glaister, R. y Nelson, H., 1974. Grain-size distributions and aid in facies identification. Bull. of Canadian Petroleum Geology 22, 3, pp: 203-240.

González Bonorino, F., 1954. Geología de las Sierras Bayas. Partido de Olavarría, Provincia de Bs. As. M.O.P., LEMIT, Serie II, 55 (La Plata), pp: 5-37.

- , R. Zardini, M. Figueroa y T. Limousin, 1956. Estudio geológico de las Sierras de Olavarría y Azul (Prov. Buenos Aires). M.O.P., LEMIT, Serie II, Nº 63.

Gressly, A. W., 1838. Observation Géologiques sur le Jura Soleurois: Neue Denkschr. Allg. Schweizerische Gessellsch. ges. Naturw., V. 2, pp: 1-112.

Gross M. Grant. 1971. Oceanografía. Ed. Labor SA., pp: 1-171. Fig 71.

Hails, J. y Hoyt, J., 1969. The significance and limitations of statistical parameters for distinguishing ancient and modern sedimentary environments of the Lower Georgia Coastal Plain. Jour. Sed. Petr. 39, 2, pp: 559 -580.

Hallam, A., 1975. Preservation of trace fossils. En Frey (Ed.): The study of trace fossils, pp: 55-63. Springer-Verlag, New York.

Hall, J., 1847. Palaeontology of New York. Vol. I. C. Van Benthuysen (Albany, NY), pp: 1-338.

- 1852. Palaeontology of New York. Vol. 2, pp: 1-362.

Hammond, T. M. y Collins, M. B., 1979. On the threshold of transport of sand-sized sediment under the combined influence of unidirectional and oscillatory flow. Sedimentology 26, pp: 795-812.

Hantzschel, W., 1975. Treatise on Invertebrate Palaeontology. Part W. Supplement I: Trace fossils and Problematica. pp: 1-269.

Harms, J. C.; Southard, J. B.; Spearing, D. R. y Walker, R. G., 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures

and stratification sequences. Lecture notes short course 2. Soc. Econ. Pal. Min. Dallas.

- ; Southard, J. B. y Walker, R. G., 1982. Structures and sequences in clastic rocks. Lecture notes short course 9, Soc. Econ. Pal. Min. Tulsa.

Harrington, H. J., 1940. La edad de la dolomita de Olavarría y la estructura de corrimiento de las Sierras Bayas. Rev. Mus. La Plata (n.s.) 1, Sec. Geol. pp: 233-258.

Hauthal, R., 1896. Contribución al estudio de la Provincia de Buenos Aires: I. Rev. Mus. La Plata 7, pp: 477-489.

- 1901. Contribuciones al conocimiento de la Geología de la Prov. de Bs. As.:II. Apuntes geológicos de las Sierras de Olavarría. Publ. Univ. La Plata Nº 1, pp: 1-30.

Hayes, M. O., 1975. Morphology of sand accumulation in estuaries: an introduction to the symposium. En: Cronin, L. E. (Ed.) Estuarine Research II, pp: 3-22.

Heezen, B. C. y C. Hollister, 1964. Turbidite currents and glaciation. In Nairn, A. (Ed.) Problems in paleoclimatology. Intersc. pp: 99-109. Nueva York.

Heusser, J. y C. Claraz, 1863. Ensayo de un conocimiento geognóstico físico de la provincia de Buenos Aires. 1. La cordillera entre Cabo Corrientes y Tapalqué. Buenos Aires.

Hine, A. C.,1977. Lilly Bank, Bahamas; history of an active oolite shoal. J. Sed. Petr. 47, pp: 1554-1582.

Hitchcock, E., 1858. Ichnology of New England. A report on the sandstone of Connecticut Valley specially its footprints, pp: 1:220. White, W. (Ed.)., Boston.

Holmberg, E. L., 1884. Viajes a las Sierras de Tandil y a La Tinta. 1a. parte. Acad. Nac. Cien., Actas, V, 1 (Córdoba), pp: 1-58.

Holmberg, E., 1972. Tandilia. En Geol. Reg. Arg. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, pp: 365-393.

Houbolt, J., 1968. Recent sediments in the southern Bight of the North Sea. Geol. en Mijnbouw, 47, 4, pp: 245-273.

Howard, J. y Frey, R., 1984. Characteristic trace fossils in nearshore to offshore sequences. Upper Cretaceous of east-central Utah. Canadian J Earth Sciences, 21, 2, pp: 200-219.

Hunter, R. E. y Clifton, H. E., 1982. Cyclic deposits and hummocky cross-stratification of probable storm origin in Upper Cretaceous rocks of the Cape Sebastian area, Southwestern Oregon. J. Sed. Petrol. 52, pp: 127-143.

Illies, H., 1949. Die Schrägschichtung in fluvialilen und litoralen sedimenten, ihre Ursachen, Mssung und Answertung. Mitt. Geol. Staatsinstitut Hamburg. Heft 19- s89-109.

Iñíguez Rodriguez, M., 1965. Mineralogía de algunos yacimientos de arcillas de la Provincia de Buenos Aires. Tesis Museo de La Plata, Nº 268 (Inédito)

- 1968a. Mineralogía de algunos yacimientos de arcillas de la Provincia de Bs. As. 3ras. Jornadas Geol. Arg. T. III. pp: 163-182.

- 1968b. Presencia de grafito en la Serie de La Tinta en Chapadmalal, SW de Prov. Bs. As. 3ras. Jornadas Geol. Arg., T. III. pp: 239-241.

- 1985. Levantamiento geológico de las unidades precenozoicas del área de Olavarría, Prov. de Buenos Aires. Resumen. Primeras Jor. Geol. Bonaerenses. pp: 114-115.

- , del Valle A., Poiré D., Spalletti L. A. y Zalba P. E., 1987. Cuenca Precámbrica/Paleozoica inferior de Tandilia, Provincia de Buenos Aires. X Congr. Geol. Arg. Tucumán. Simposio de Cuencas Sedimentarias. (En prensa).

Jopling, A., 1965. Hidraulic factors controlling the sharpe of laminae in laboratory deltas. Jour. of Sed. Petr. 35, 4, pp: 777-791.

- 1965b. Laboratory study of the distribution of grain sizes in cross-bedded deposits. Prymary Sedimentary Structures end their hydrodynamic interpretation, pp: 53-65. Soc. Econ. Paleont. y Min. AAPG. Special Publication Nº12.

Johnson, H., 1977. Shallow marine sand bar sequences: an example from the late Precambrian of North Norway. Sed. 24, 2, pp: 245-270.

- 1978. Shallow siliciclastic seas. En Sedimentary Environments and facies (Ed. by Reading H., pp: 207-258. Blackwell Scientific Publ. Oxford.

- y Baldwin, T., 1986. Shallow siliciclastic seas. En Reading, H. G. (Ed.) Sedimentary environments and facies, pp: 229-282. Blackwell Sci. Pub. Oxford.

Kennedy, S. K., Ehrlich, R. y Kana, T. W., 1981. The non-normal distribution of intermittent suspension sediments below breacking waves. Jour. Sed. Petrol., 51, 4, pp: 1103-1108.

Kenyon, N. H. y Stride, A. H., 1970. The tide-swept continental shelf sediments between the Shetland Isles and France. Sedimentology 14, pp: 159-173.

- , Belderson, R. H., Stride, A. H. y Johnson, H. A., 1981. Offshore tidal sand banks as indicators of net sand transport and as potential deposits. En Nio, S. D. et al. (Eds.). Holocene marine sedimentation in the North Sea basin. Spec. Publ. Int. Assoc. Sedim. pp:257-268.

Klein, G de Vries, 1970a. Tidal origin of a Precambrian quartzite. The Lower Fine Grained Quarzite (Middle Dalradian) of Islay, Scottland. J. Sed. Petr. 40, 3, pp: 973-985.

- 1970b. Depositional and dispersal dynamics of intertidal sand bars. J. Sed. Petr. 40, 4, pp: 1095-1127.

- 1971. A sedimentary model for determining Paleotidal range. Geol. Soc. of Am. Bull. 82, 9, pp: 2585-2592.

- 1975a. Paleotidal range sequences, Middle member, Wood Canyon Formation (Late Precambrian), Eastern California and Western Nevada. Tidal Deposits. Springer-Verlag. pp: 171-178.

- 1975b. Tidal sedimentation: some remaining problems. In Tidal Deposits Ginsburg R. (ed). Spring-Verlag. pp:407-410.

- 1975c. Tidalites in the Eureka Quartzite (Ord), Eastern California and Nevada. In: Tidal Deposits, Springer-Verlag, pp:145-161.

Klein y Whaley, M., 1972. Hidraulic parameters controlling bedforn migration on an intertidal sand body. Geol. Soc. of Am. Bull. 83, pp: 3465-3470.

- y Ryer, T. 1978. Tidal circulation patterns in Precambrian, Paleozoic, and Cretaceous epeiric and mioclinal shelf seas. Geol. Soc of Am. Bull. 89, 7, pp: 1050-1058.

Komar, P. y Miller M., 1975. The initiation of oscillatory ripple marks and the development of plane-bed at high shear stresses under waves. Jour. Sed. Petrol., 45, 3, pp: 697-703.

Kreisa, R. D., 1981. Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of Southwestern Virginia. Jour. Sedim. Petrol,. 51, pp: 823-848.

Krunbein, W. C. y Sloss, L. L., 1963. Stratigraphy and sedimentation. W. Freeman, and Co. (660 pp). San Francisco.

Kumar, N. y Sanders, J., 1974. Inlet sequences: A vertical succession of sedimentary structures and textures created by the lateral migration of tidal inlets . Sed. 21, pp: 491-532.

Kumar, N. y Sanders, J., 1976. Characteristics of shoreface storm deposits: modern and ancient examples. Jour. Sedim. Petrol. 46, 1, pp: 145-162.

Langhorme, D. N., 1982. The characteristics and entrainment of gravel in the tidal marine environments. IAS 11º Intern. Cong. Sedim. Abstracts pp:94.

Langhorne, D. N., 1982. A study of the dynamics of a marine sandwave. Sediment . 29, pp: 571-594.

- y Read, A. A., 1986. The evolution and mechanics of modern intertidal and subtidal bedforms: their relevance to geological structures. Jour. of Geological Soc., London 143. pp: 957-962.

Larsonneur, Cl., 1975. Tidal deposits, Mont Saint-Michel Bay. France. In: Tidal deposits. (Ginsburg ed.) Springer-Verlag. pp: 21-30.

Leeder, M. R., 1982. Sedimentology. Processes and Product. Allen y Unwin (Publishers) Ltd. pp: 1-344.

Levell, B., 1980. A late Precambrian tidal shelf deposit, the Lower Sandfjord F., Finmark, North Norway. Sed. 27, 5, pp: 539-557.

Leverato, M. A. y Marchese, H. G., 1983. Geología y estratigrafía de la Formación La Tinta (y homólogas) en el área clave de Sierra de La Tinta-Barker-Villa Cacique-Arroyo Calaveras, provincia de Buenos Aires. Rev. Asoc. Geol. Arg. XXXVIII, 2, pp: 235-247.

López Gamundi, o. y A. J. Amos, 1982. Criterios para identificar antiguos depósitos glacígenos. Resúm. Reun. Reg. Sudamér. Comm. Gen. Lit. Quat. Dep. INQUA: 19-20. Neuquén.

Marchese, H. y E. Di Paola, 1975a. Miogeosinclinal Tandil. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXX, 2, pp: 161-179, Buenos Aires.

- 1975b. Reinterpretación estratigráfica de la Perforación Punta Mogotes Nº 1, Provincia de Bs. Aires. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXX, 1, pp: 17-44.

- y Leverato, M. A., 1985. Estado actual del conocimiento de la Formación La Tinta y homólogas. Provincia de Buenos Aires (Argentina). Resumen. Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses. pp: 104

Massone, H. E., 1984. Estudio geológico de las Sierras La Peregrina y la Quebrada, Porción oriental de Tandilia. Trabajo de Licenciatura Nº 87 Fac. Cs. Nat. y Museo de La Plata.

Mauriño, V.; O. Varde; R. Scanavino, 1981. Investigaciones geológicas y geotécnicas realizadas para el proyecto de una central hidroeléctrica de acumulación por bombeo. VII Cong. Geol. Arg. II, pp: 45-66, Bs. As.

Mazzoni, M.. 1973. El uso de medidas estadísticas texturales en el estudio ambiental de arenas. Tesis doctoral 311. Museo La Plata.

- 1977. El uso de medidas estadísticas texturales en el estudio ambiental de arenas. Obra Centenario Museo La Plata, IV, Geol., pp: 179-223.

Mc Cave, I. N. 1970. Deposition of fine grained suspended sediment from tidal currents. J. Geoph. Research 75, pp: 4151-4159.

Mc Kee. 1957. Flume experiments on the production of stratification an cross-stratification. Jour. Sed. Petr., 27, pp: 129-134.

Merodio, J. C. y Rapela, C. W., 1977. Distribución de los elementos minoritarios en rocas granitoides y metamórficas asociadas al basamento precámbrico de Balcarce (Prov. de Buenos Aires). Obra Centenario Museo La Plata, T. IV, geología, pp: 225-242.

Miall, A. D., 1984. Principles of sedimentary basin analysis Springer-Verlag (490 pp). Berlín.

Middleton, G., 1976. Hydraulic interpretation of sand size distributions. J. Geol. 84, pp: 405-426.

Moiola, R. y Weiser, D., 1968. Textural parameters: an evaluation. Jour. Sed. Petr. 38, 1, pp: 45-53.

Mowbray, T. de y Visser, M., 1982. Subordinate current reactivation surfaces and the recognition of tidal deposits. Abstr. Int. Ass. Sediment. 3º Eur. Meeting, Copenhagen, pp: 52-54.

Mutti, E. y Ricci Lucchi, F., 1975. Turbidite facies and facies associations. Field Trip Guidebook A, 11. 9º Int. Sedimentology Congr., Nice, France, pp: 21-36.

Nágera, J., 1919. La Sierra Baya (Prov. Bs. As.). Estudio Geológico económico. Anal. Minist. Agric. Sec. Geología, Minería y Min., T. 14, Nº 1, Bs. As. pp: 11-60.

- 1926. Notes precambriennes argentines (Bonaerense). Congr. Geol. Internac. 13 session, Bélgica 1922, fasc. 3, pp: 1651-1655. Liegé. Bélgica.

- 1932. Primera carta geológica general de Tandilia, Escala 1: 500.000. cromo-litografía Colombatti y Cía., Buenos Aires.

- 1940. Tandilia. Publ. Humanidades, Fac. Hum. y Cien. Ed. Univ. Nac. La Plata, t. XXIV. pp: 1-272, T. 1 de Hist. Fís. de la Prov. de Buenos Aires, La Plata.

Ojakangas, R. W. y Ch. L. Matsch, 1980. Upper Precambrian Mineral Fork tillite of Utah: a continental glacial and glacionarine sequence. Geol. Soc. Am. Bull. 91, 8, pp: 495-501.

Olson, W. S., 1970. Tidal amplitudes in geological history. New York Acad. Sci. Trans., ser 2, Vol. 32, pp: 220-233.

Parker, G.; Perillo, G. y Violante, R., 1978. Características geológicas de los bancos alineados (Linears shoals) frente a Punta Médanos, Prov. Bs. As. Acta Oceanográfica Argentina 2, 1, pp: 11-50.

Pasotti, P., 1957. Los domos lacolíticos de Tandil (Prov. de Bs. As.). Univ. Nac. del Litoral, Inst. Fisiogr. y Geol., Publ. XLII (Rosario), pp: 1-75.

Passega, R., 1957. Texture as characteristic of clastic deposition. Bull. Am. Asoc. Petroleum Geol. 41, 9, pp: 1952-1984.

- 1964. Grain size representation by CM patterns as a geological tool. Jour. Sed. Petr. 34, 4, pp: 830-847.

- 1977. Significance of CM diagrams of sediments deposited by suspensions. Sedim. 24, pp: 723-733.

Pemberton, G. y Frey, R., 1982. Trace fossils nomenclature and the Planolites-Paleophycus dilemma. J. Paleont. 56, pp: 843-881.

Pettijohn, F. J., 1964. Rocas sedimentarias. Ed. Eudeba, 731 pp. Buenos Aires.

- ; P. E. Potter; R. Siever, 1972. Sand and sandstone. Springer, 618 pp. New York.

Poiré, D. C., 1987. Mineralogía y Sedimentología de la Formación Sierras Bayas en el núcleo septentrional de las Sierras homónimas, Olavarría, Prov. de Bs. As. Tesis, Mus. de La Plata (inédito).

- ; del Valle, A. y Regalía, G., 1984. Trazas fósiles en cuarcitas de la Formación Sierras Bayas (Precámbrico) y su comparación con las de la Formación Balcarce (Cambro-Ordovícico), Sierras Septentrionales de la Provincia de Bs. As. 9º Congr. Geol. Arg. Bariloche, Actas IV, pp: 249-266.

Pothe de Baldis, Baldis, B. y Cuomo, J., 1983. Los fósiles precámbricos de la Formación Sierras Bayas (Olavarría) y su importancia intercontinental. Asoc. Geol. Arg. Rev. 38, 1, pp: 73-83.

Quartino, B. y J. Villar Fabré, 1967. Geología y petrología del basamento de Tandil y Barker, Provincia de Buenos Aires, a la luz del estudio de localidades críticas. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIX, 3, pp: 319-331, Buenos Aires.

Raaf, J. de y Boersma, J., 1971. Tidal deposits and their sedimentary structures. Geol. en Mijnbouw, 50, 3, pp: 479-504.

- ; Boersma, J. R. y Gelder, A. van, 1977. Wave generated structures and sequences from a shallow marine succession. Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. Sedimentology 24, pp: 1-52.

Rabassa, J., 1973. Geología superficial en la Hoja "Sierras de Tandil", Provincia de Buenos Aires, LEMIT, La Plata, serie 2 (240), pp: 117-160.

Rapela, C.; Dalla Salda, L. y Cingolani, C., 1974. Un intrusivo básico ordovícico en la "Formación La Tinta" (Sa. de Los Barrientos, Bs. As.). Asoc. Geol. Arg. Rev. 29, 3, pp: 319-331.

Reading, H. G., 1978, 1986. Sedimentary environments and facies. Blackwell Scient. Publ.Oxford.

Regalía, G. M. y Herrera, H., 1981. Phycodes aff. pedum (traza fósil) en estratos cuarcíticos de San Manuel, Sas. Septentrionales, Bs. As. Asoc. Geol. Arg. Rev. 36, 3, pp: 257-261.

Reineck, H., 1963. Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee. Abb. Senck Naturforsch. Ges, 505, pp: 1-138.

- 1967. Layered sediments of tidal flats, beaches and shelf bottoms of the North Sea. In: Estuaries (Lauff F. Ed.) Am. Adv. of Sci. Washington. D. C. pp: 191-206.

- 1975. German North Sea Tidal Flats. In: Tidal Deposits. Ginsburg (ed.). Springer-Verlag, pp: 1-428.

- y Wunderlich, F., 1967. A new method to measure rate of deposition of single lamina on tidal flats and shelf bottoms. 7º International Sedimentological Congress. (Abstracts).

- y Wunderlich, F., 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. Sed. 11, pp: 99-104.

- y Wunderlich, F., 1969. Die Entstehung von Schichten und Schichtbänken im Watt. Senckenbergiana Marit. 1, pp: 85-106.

- y Singh, I., 1975. Depositional Sedimentary Environments. Springer-Verlag. pp: 1-439.

Rizzini, A., 1975. Sedimentary sequences of Lower Devonian Sediments (Uan Caza Formation), South Tunisia. In: Tidal Deposits. (Ginsburg ed.). Springer-Verlag.

Rhoads, D. C., 1975. The paleoecological and environmental significance of trace fossils. Cap. 9. In: The study of trace fossils. Frey (Ed.), Springer-Verlag, pp: 147-160.

Roedel, H., 1929. Ergänzung zu meiner Mitteilung uber ein Kambrisches Geschiebe mit problematischen spuren. Zeitschr. Geschiebeforschg. 5, pp: 48-51.

Rubin, D. M. y Mc Culloch, D. S., 1980. Single and superimposed bedforms: a synthesis of San Francisco Bay and flume observations: Sediment. Geol. 26, pp: 207-231.

Sahu, B., 1964. Depositional mechanism from the size analyses of clastic sediments. Jour. Sed. Petr. 34, 1, pp: 73-84.

Scotese, C.; Bambach, R.; Banton, C.; Van Der Voo, R. y Ziegler, A., 1979. Palaeozoic base maps. J.Geol. 87, pp: 217-277.

Schermerhorn, L. J. G., 1974. Late Precambrian mixtites: glacial and/or nonglacial? Am. Jour. Sci, 274. 7, pp: 673-824.

Seilacher, A., 1964. Biogenic sedimentary structures. En: Imbrie, J. y Newell, N. D. (Eds.), Approaches to Paleoecology, John Wiley y Sons, Nueva York, pp: 296-316.

- 1967. Bathymetry of trace fossils. Mar. Geol. 5, 5-6, pp: 413-428.

- 1978. Use of trace fossils assemblages for recognizing depositional environments. En: Basan, P. (Ed.). Trace Fossil Concepts. SEPM short Course 5, Notebook, Oklahoma, pp: 167-181.

Selley, R., 1968. Facies profile and other new methods of graphic data representation: application in a quantitative study of Libyan Terciary shoreline deposits. Jour. Sed. Petr. 38, 2, pp: 363-372.

Sevon, W., 1966. Distintion of New Zealand Beach, dune, and river sands by their grain size distribution characteristics. Jour. Geol. and Geophysics 9, 3, pp: 212-223.

Shaw, A. B., 1964. Time in stratigraphy. New York. Mc Graw-Hill Book Co. pp: 1-365.

Smith, N., 1968. Cyclic sedimentation in a Silurian intertidal sequence in eastern Pennsylvania. Jour. Sed. Petr. 38, pp: 1301-1304.

- 1972. Some sedimentological aspects of planar cross-stratification in a sandy braided river. Jour. Sedim. Petr. 42, pp: 624-634.

Spalletti, L., 1972. Sedimentología de los cenoglomerados de Volcán. Prov. de Jujuy. Rev. Museo La Plata, nueva serie Sec. Geol. 66 VIII, pp: 137-225. La Plata.

- 1980. Paleoambientes Sedimentarios en secuencias silico-clásticas. Asoc. Geol. Arg. Serie B. Didáctica y complementaria Nº 8, pp: 1-176.

- 1987. Estudio granulométrico de rocas psamíticas de las Formaciones Paso del Sapo y Lefipán (Cretácico-Terciario), Provincia de Chubut. Boletín Sedimentológico. Ed. Lilloana. Tucumán (en prensa).

- 1987. Características y significado sedimentológico de las formas, cuerpos y estructuras originadas por agentes fluídos en sustratos incoherentes. Rev. Mus. La Plata (nueva serie) Sec. Geol. X, pp: 16-69.

- y Gutiérrez, R., 1976. Estudio granulométrico de sedimentos glaciales, fluviales y lacustres de la región del Monte San Lorenzo, Sta. Cruz. Rev. Asoc. Geol. Arg. XXXI, 2, pp: 95-117.

- y Mazzoni, M., 1979. Caracteres granulométricos de arenas de playa distal y médano y playa frontal del litoral bonaerense. Asoc. Geol. Arg. Rev. 34, 1, pp: 12-30.

- y A. del Valle, 1984. Las diamictitas del sector oriental de Tandilia: caracteres sedimentológicos y origen. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXXIX, 3-4, pp: 188-206. Bs. As.

- y del Valle, A., 1987. Plataformas silicoclásticas. 10º Congreso Geológico Argentino. Simposio de ambientes sedimentarios (en prensa).

Spencer, D. W., 1963. The interpretation of grain size distribution curves of clastic sediments. J. Sed. Petrol. 33, pp: 180-190.

Steinmetz, R., 1962. Analysis of vectorial data. Jour. Sed. Petr. 32, 4, pp: 801-812.

Stride, A. H., 1982. Offshore tidal sands: process and deposits. Chapman and Hall, (213 pp). Londres.

Swift, D.; Holliday, B.; Avignone, N. y Shideler, G., 1972. Anatomy of a shore face ridge system, False Cape Virginia. Marine Geology 12, 1, pp: 59-84.

- , Figuereido jr. A. G.; Freeland, G. L. y Oertel, G. F., 1983. Hummocky cross-stratification and megaripples: a geological double standard? J. Sed. Petrol. 53, pp: 1295-1317.

Taboada, R. V., 1984. Estudio geológico de la Sierra La Chata y el Cerro Amarante, al oeste de Balcarce. Trabajo de Licenciatura Nº 88 Fac. Cs. Naturales y Museo de La Plata.

Tankard, A. J. y Hobday, D. K., 1977. Tide -dominated back-barrier sedimentation, Early Ordovician Cape Basin, Cape Peninsula, South Africa. Sed. Geology 18, pp: 135-160.

Tanner, W., 1955. Paleogeographic reconstructions from cross-bedding studies. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 79, pp: 2471-2483.

- 1959. The importance of modes in cross-bedding data. Jour. Sed. Petr. 29, pp: 221-226.

Tapia, A., 1937. Datos geológicos de la provincia de Buenos Aires. Com. Nac. Clim. Agric. Min., II, Bs. As., pp: 23-90.

Teruggi, M. E., 1951. Contribución a la petrología del Partido de Tandil, el Cerro Noceti, Pcia. de Buenos Aires. Museo Argentino "Bernardino Rivadavia", Rev. III, Geol., 1, pp: 1-53.

- 1964. Paleocorrientes y Paleogeografía de las ortocuarcitas de la Serie La Tinta (Prov. de Bs. As.) An. Com. Inv. Cient. Prov. de Bs. As., Vol. V, pp: 27, La Plata.

- , V. Mauriño; T. Limousin y O. Schauer, 1958. Geología de las Sierras de Tandil. Rev. Asoc. Geol. Arg., XIII, Nº 3, pp: 185-204.

- , V. Mauriño y T. Limousin, 1962. Geología de la porción oriental de las Sierras de Tandil. An. 1as. Jorn. Geol. Arg., II, pp: 359-372.

- , J. O. Kilmurray y L. H. Dalla Salda, 1973. Los dominios tectónicos de la región de Tandil. An. Soc. Cient. Arg., t. CXCV, pp: 81-94.

- , Spalletti, L. y Dalla Salda, L., 1973. Paleosuelos en la región de Sierra de Bachicha, Partido de Balcarce, Provincia de Buenos Aires. Rev. Mus. La Plata 8 (67), pp: 227-256.

- , J. O. Kilmurray, C. W. Rapela y L. H. Dalla Salda, 1974. Diques básicos de las Sierras de Tandil. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIX, 1, pp: 41-60.

- , J. O. Kilmurray y L. H. Dalla Salda, 1974. Los dominios tectónicos de la región de Balcarce. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIX, 3, pp: 265-276 Buenos Aires.

- y J. O. Kilmurray, 1975. Tandilia. VI Congr. Geol. Arg., Relatorio, Bahía Blanca, pp: 55-77.

- y J. O. Kilmurray, 1980. Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. En: Geología Regional Argentina, Acad. Nac. de Ciencias. Córdoba II, pp: 919-956.

Terwindt, J., 1971. Litho-facies of inshore estuarine and tidal-inlet deposits. Geol. en Mijnbouw, 50, 3, pp: 515-526.

Tozzi, M., 1957. Estudio sedimentológico de las ortocuarcitas de la región de Balcarce. Bs. As. Tesis 1957, Museo de La Plata.

Valentín, J., 1898. Bosquejo geológico de la Argentina. Parte geológico del 2do. Censo Nacional de 1895, I, pp: 61-109.

Van Straaten, L., 1954. Composition and structure of recent marine sediments in the Netherlands. Leidse Geol. Mededl. 19, pp: 1-110.

- y Kuenen, Ph., 1958. Tidal action as a cause of clay accumulation. Jour. Sed. Petr. 28, pp: 406-413.

Vilas, J. F. A., 1981. Paleomagnetism of South American rocks and the dynamic processes related to the fragmentation of western Gondwana. In: McElhinny, M. W. y D. A. Valencio (eds.) Paleoreconstruction of the continents. pp: 106-114, Geodyn, Ser. v.2 Am. Geophys. Union.

- ; D. A. Valencio; D. M. Tetslaff, 1978. El Gondwana, su evolución desde el Precámbrico tardío. VII Congr. Geol. Arg. I, pp: 749-761. Neuquén.

Villar Fabre, J. F., 1955. Resumen geológico de la Hoja 32q, Sierras del Azul (Pcia. de Bs. As.) Rev. Asoc. Geol. Arg., T. X (2), pp: 75-99.

- 1957. Descripción geológica de la Hoja 32q, Tandil. Dir. Nac. Geol. Min., Bol. 86, Buenos Aires.

Visher, G., 1969. Grain size distributions and depositional processes. Jour. Sed. Petrol. 39, 3, pp: 1074-1106.

Walker, R., 1979. Shallow marine sands. En: Facies Models. Walker, R. (Ed.). Geosciences Canadá. Reprint Series 1. Cap. 7, pp: 75-89.

- 1986. Facies models. Geol. Assoc. Canadá. Reprint Series I.

Webby, B. D., 1969. Trace fossils (Pascichnia) from the Silurian of New South Wales, Australia. Paläont Z, 43 (1/2), pp: 81-94.

Wunderlich, F., 1967. Feinblättrige Wechselschtung und Gezeitenschichtung. Senckenbergiana Lethaea 48, pp: 337-343.

Young, F., 1972. Early Cambrian and older trace fossils from the Southern Cordillera of Canadá. Can. J. Earth Sci. 9, pp: 1-17.

Zalba, P. E., 1978. Estudio geológico-mineralógico de los yacimientos de arcillas de la zona de Barker, Partido de Juárez, Pcia. de Bs. As. y su importancia económica. Tesis Mus. La Plata Nº 362, pp: 175.

- 1985. Mapa geológico de las unidades precenozoicas en escala 1:50.000. correspondientes a las Hojas López, Barker y La Negra, Provincia de Buenos Aires. Resumen. Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses. pp: 111-112.

- 1986. Las sedimentitas precámbricas y paleozoicas en el área de Barker. Prim. Reun. Arg. Sed. La Plata, Octubre 1986. Guía excursión. Public. de la Reunión, 17-30.

- ; R. R. Andreis y F. Lorenzo, 1982. Consideraciones estratigráficas y paleoambientales de la secuencia basal eopaleozoica en la Cuchilla de Las Aguilas, Barker, Argentina, V Congr. Latinoamer. Geol. Bs. As., Actas, II, pp: 389-409.

Zárate, M. A.; Isla, F. y Fasano, J. L., 1986. Depósitos Pleistocenos, Holocenos y actuales del litoral Atlántico entre Mar Chiquita y Miramar. En Guía Primera Reunión Arg. de Sedim. Argentina, pp: 5-12.

FIG. 1.2

MAPA GEOLOGICO SECTOR ORIENTAL DE TANDILIA

s/ Spalletti y Del Valle, 1985

N

Sa. DE LOS DIFUNTOS

Sa. CHAMARANTE

BALCARCE

Sa. BACHICHA

Sa. DEL VOLCÁN

Sa. DE LA VIRGEN

Sa. DE LA GRAN PIEDRA

Sa. DE LA CRISTALINA

Sa. DE LOS PADRES

Sa. DEL TIGRE

LAGUNA DE LOS PADRES

RUTA NAC. 226

OCEANO ATLANTICO SUR

MAR DEL PLATA

BATAN

CHAPADMALAL

REFERENCIAS

- BASAMENTO CRISTALINO (Complejo Buenos Aires)
- BASAMENTO PARCIALMENTE CUBIERTO POR SEDIMENTOS MODERNOS
- FORMACION BALCARCE
- FORMACION BALCARCE Parcialmente cubierto por sedimentos modernos
- FALLAS INFERIDAS

0 1 2 3 5 Km