Biblioteca Digital
F C E N - U B A

BIBLIOTECA CENTRAL LUIS F LELOIR
BIBLIOTECA CENTRAL LELOIR
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES UBA

Tesis de Posgrado

Análisis sedimentológico de depósitos eólicos de valles intermontanos : su aplicación al estudio de secuencias terciarias del noroeste argentino

Tripaldi, Alfonsina

2001

Tesis presentada para obtener el grado de Doctor en Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:
Tripaldi, Alfonsina. (2001). Análisis sedimentológico de depósitos eólicos de valles intermontanos : su aplicación al estudio de secuencias terciarias del noroeste argentino. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_3428_Tripaldi.pdf

Cita tipo Chicago:
Tripaldi, Alfonsina. "Análisis sedimentológico de depósitos eólicos de valles intermontanos : su aplicación al estudio de secuencias terciarias del noroeste argentino". Tesis de Doctor. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2001.
http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_3428_Tripaldi.pdf

EXACTAS UBA
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

UBA
Universidad de Buenos Aires

Dirección: Biblioteca Central Dr. Luis F. Leloir, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
Intendente Güiraldes 2160 - C1428EGA - Tel. (++54 +11) 4789-9293

Contacto: digital@bl.fcen.uba.ar

Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias Geológicas

ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO DE DEPÓSITOS EÓLICOS DE VALLES INTERMONTANOS, SU APLICACIÓN AL ESTUDIO DE SECUENCIAS TERCIARIAS DEL NOROESTE ARGENTINO

Alfonsina Tripaldi

Tesis Doctoral

Director: Dr. Carlos Oscar Limarino

Tomo I

2001

№ 3428

ÍNDICE

Tomo I

Resumen i
Abstract vii
1. INTRODUCCIÓN 1
2. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO 3
3. INVESTIGACIONES ANTERIORES 6
4. METODOLOGÍA 10
5. GEOFORMAS EÓLICAS 14
5.1. Microformas: óndulas eólicas 15
5.1.1. Introducción 15
5.1.2. Aspectos terminológicos de las óndulas eólicas 17
5.1.3. Análisis de las óndulas eólicas en el valle del río Guandacol 19
5.1.4. Óndulas de impacto-proyección (I-P) 20
5.1.5. Óndulas de impacto-reptaje (I-R) 23
5.1.6. Mecanismos de formación de óndulas eólicas 26
5.2. Mesoformas de acresión fijas 35
5.2.1. Sombras de arena 35
5.2.2. *Zibars* 38
5.2.3. *Gozes* 40
5.3. Meso y macroformas de lecho migratorias 45
5.3.1. Protodunas barjan y de crestas barjanoides 48
5.3.2. Dunas barjan y de crestas barjanoides 49
5.3.3. Dunas de crestas trasversales 54
5.3.5. Dunas ascendentes y abanicos de arena 67
5.4. Megaformas eólicas: *draas* 71
5.5. Formas de deflación: hoyos de voladura y canaletas de deflación 75
6. EL SISTEMA EÓLICO INTERMONTANO 83
6.3. Campo de dunas de Lomas de la Estancia 83
6.1.1. Subambientes del campo de dunas de Lomas de la Estancia 87

6.1.2. Caracterísicas texturales del campo de dunas de Lomas de la Estancia 93
6.1.3. Composición de las arenas eólicas de Lomas de La Estancia 101
6.2. Campo de dunas de Médanos Grandes 101
6.2.1. Unidades geomórficas del campo eólico de Médanos Grandes 105
6.2.2. Características texturales de los depósitos eólicos de Médanos Grandes 113
6.2.3. Composición de las arenas eólicas de Médanos Grandes 116
6.2.4. Evolución del campo eólico de Médanos Grandes 119
6.3. Ambiente de interacción eólico-fluvial: valle del río Guandacol 122
6.3.1. Subambientes del valle del río Guandacol 124
6.3.2. Caracterísicas texturales del ambiente de interacción eólica-fluvial 129
6.3.3. Composición de las arenas eólicas del valle de Guandacol 132
6.3.4. Características litológicas de los depósitos de interacción eólica-fluvial 134
6.4. Ambiente de manto eólico del Campo de Talampaya 138
6.4.1. Composición de las arenas eólicas del manto eólico del Campo de Talampaya 144
6.5. Ambiente de margen de valle del Campo de Talampaya 146
6.5.1. Dinámica eólica del ambiente de margen de valle 147

Tomo II

7. METODOLOGÍA PARA EL ANÁLISIS DE SECUENCIAS EÓLICAS ANTIGUAS: LITOFACIES, SUPERFICIES LIMITANTES Y ELEMENTOS ARQUITECTURALES 151
7.1. Introducción 151
7.2. Código de litofacies 152
7.3. Superficies limitantes 166
7.4. Elementos arquitecturales 174
7.5. Elementos arquitecturales y el ambiente de interacción eólica-fluvial .. 180
8. ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO DE SECUENCIAS EÓLICAS ANTIGUAS: FORMACIÓN VALLECITO 187

8.1. Introducción 187
8.2. Antecedentes 187
8.3. Litología y relaciones estratigráficas 188
8.4. Edad 189
8.5. Análisis Sedimentológico 190
8.5.1. Perfil de la quebrada de La Flecha 190
8.5.2. Perfil de las nacientes del Río Guandacol 195
8.5.3. Perfil de la Ciénaga del Vallecito 197
8.6. Asociaciones de facies de la Formación Vallecito 200
8.6.1. Asociación de facies I 200
8.6.2. Asociación de facies II 210
8.6.3. Asociación de facies III 218
8.6.4. Asociación de facies IV 226
8.6.5. Asociación de facies V 231
8.6.6. Asociación de facies VI 238
8.7. Paleocorrientes de la Formación Vallecito 243
8.8. Síntesis de la evolución paleoambiental de la Formación Vallecito 243
9. ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO DE SECUENCIAS DE INTERACCIÓN EÓLICA-FLUVIAL: FORMACIÓN VINCHINA 247
9.1. Introducción 247
9.2. Antecedentes 247
9.3. Litología y relaciones estratigráficas 248
9.4. Edad 249
9.5. Análisis Sedimentológico 250
9.6. Depósitos de interacción eólica-fluvial 254
10. CONTROL DE LOS PROCESOS DEPOSITACIONALES SOBRE LA TEXTURA Y FÁBRICA DE LAS ARENISCAS EÓLICAS DE LAS FORMACIONES VALLECITO Y VINCHINA 266
10.1. Análisis de las areniscas de la Formación Vallecito 266
10.1.1. Petrografía 266
10.1.2. Textura y mecanismos depositacionales 272
10.2. Análisis de las areniscas de la Formación Vinchina 288

10.2.1. Petrografía 288
10.2.2. Textura y fábrica de los depósitos de interacción eólica-fluvial ... 294
11. MODELO DEPOSITACIONAL DEL SISTEMA EÓLICO INTERMONTANO 302
11.1. El modelo de mesoescala 302
11.1.1. Campos de dunas dominados por megaformas 303
11.1.2. Campos de dunas dominados por macroformas bidimensionales 307
11.1.3. Campos de dunas dominados por macroformas tridimensionales 309
11.1.4. Mantos eólicos con alta tasa de agradación 311
11.1.5. Mantos eólicos con baja tasa de agradación 314
11.1.6. Ambiente de interacción eólica-fluvial 315
11.1.7. Ambiente de margen de valle 316
11.2. El modelo de megaescala 317
11.2.1. El modelo de megaescala aplicado a los campos de dunas intermontanos 326
11.2.2. El modelo de megaescala aplicado a las eolianitas de las Formaciones Vallecito y Vinchina 329
12. CONCLUSIONES 335
AGRADECIMIENTOS 345
BIBLIOGRAFÍA 347

Análisis sedimentológico de depósitos eólicos de valles intermontanos, su aplicación al estudio de secuencias terciarias del noroeste argentino.

Tesis Doctoral: Alfonsina Tripaldi
Director: Dr. Carlos Oscar Limarino

Palabras clave: sedimentología, ambiente eólico, Formación Vallecito, Formación Vinchina.

RESUMEN

Se presenta en esta Tesis el estudio sedimentológico de ambientes eólicos desarrollados en áreas intermontanas, con el propósito de contribuir a su identificación y caracterización tanto en depósitos modernos como en secuencias antiguas. Las investigaciones fueron llevados a cabo desde dos perspectivas diferentes. Por un lado, los estudios desarrollados en depósitos eólicos actuales y subactuales de las provincias de La Rioja y San Juan (localidades de Lomas de La Estancia, Médanos Grandes, valle del río Guandacol y Campo de Talampaya) y, por el otro, el análisis detallado de secuencias miocenas que incluyen importantes espesores de eolianitas (Formaciones Vallecito y Vinchina).

Sobre la base de la caracterización morfológica, dinámica y de escala de las diferentes geoformas eólicas identificadas, se propone un esquema de clasificación que inicialmente reconoce: 1) formas de acreción y progradación y 2) formas de deflación. Las primeras son divididas según su escala en: microformas (óndulas de impacto-proyección e impacto reptaje), mesoformas (sombras de arena, *zibars*, *gozes* y protodunas), macroformas (distintos tipos de dunas) y megaformas (*draas*). En lo que respecta a las formas de deflación, son clasificadas de acuerdo a su morfología en hoyos de voladura y canaletas de deflación.

Los estudios focalizados sobre ambientes actuales permitieron reconocer cuatro tipos principales de ambientes de acumulación eólica: 1) campos de dunas, 2) interacción eólica-fluvial, 3) manto eólico y 4) margen de valle. El ambiente de campo de dunas fue primeramente caracterizado en el área de Lomas de la Estan-

cia, donde resulta relativamente simple, formado por una única generación de dunas transversales y con evidencias de fuerte deflación (generación de hoyos de voladura y canaletas de deflación). En contraposición, el campo eólico de Médanos Grandes constituye un sistema complejo, que muestra varias etapas de desarrollo e incluye tanto dunas como *draas*. La caracterización detallada de este campo eólico permitió reconocer cinco unidades geomórficas principales, que posibilitan interpretar su dinámica y reconstruir parte de la historia de acumulaciones eólicas del área de Médanos Grandes.

En lo que respecta a los depósitos de interacción eólica-fluvial, los mismos fueron caracterizados en el valle del río Guandacol, donde la estrecha interrelación entre procesos eólicos y fluviales produce singulares asociación de facies, en las que coexisten depósitos de canales efímeros y geoformas eólicas, éstas últimas desarrolladas principalmente en las áreas de intercanal.

Para caracterizar al ambiente de manto eólico se efectuaron estudios en el Campo de Talampaya, allí predominan las micro y mesoformas eólicas, mayormente fijas (sombras de arena, *zibars* y *gozes*), que generan una topografía suavemente irregular, de relativamente bajo relieve, que se asocia estrechamente al ambiente de interacción eólica-fluvial que rodea el curso efímero del río Talampaya.

Finalmente, al aquí denominado ambiente de margen de valle, reúne a depósitos eólicos formados al pie de frentes montañosos y comúnmente asociados a sedimentos de origen aluvial y coluvial. Este ambiente fue estudiado en la vertiente occidental de la Sierra de los Tarjados, y en el han podido reconocerse dos tipos de acumulaciones principales: dunas ascendentes, de morfología compleja (formadas a barlovento de la sierra), y abanicos de arena (a sotavento).

Los cuatro ambientes hasta aquí considerados fueron además caracterizados desde el punto de vista textural y se ha brindado en cada caso una breve reseña sobre la composición de las arenas que conforman las geoformas eólicas.

Para el análisis de secuencias antiguas se ha utilizado un código de litofacies adaptado a las caracterísiticas propias de los depósitos eólicos. Dicho código se encuentra integrado por tres términos. El primero hace alusión a la textura dominante del sedimento (S para areniscas y F para pelitas), el segundo corresponde a los rasgos estructurales mayores (laminación entrecruzada, horizontal, de bajo

ángulo, etc.) y el tercero describe rasgos particulares, generalmente de pequeña escala, que brindan información acerca de los procesos de transporte y depositación. Al análisis de litofacies se ha sumado la caracterización y ordenamiento jerárquico de las superficies limitantes observadas en secuencias eólicas, habiéndose distinguido un total de cinco órdenes de superficies. Las de orden 0 corresponden a las láminas de *sets* horizontales o entrecruzados y las de orden 1 son superficies que limitan *sets* de laminación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo y base hoyos de deflación de escala pequeña. Se ha incluido en el orden 2 a las superficies que limitan sub*sets* en estructuras entrecruzadas, las que resultan en gran medida equivalentes a las superficies de reactivación de autores previos. Las superficies de orden 3 separan *sets* de estratificación entrecruzada, paquetes de *sets* con laminación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo y superficies extensas de deflación. En la clasificación propuesta se identifica como superficies de orden 4 a las que limitan *cosets* de estratificación entrecruzada. Finalmente, las de orden 5 son las de mayor extensión areal y resultan planos que cortan a todas las estructuras eólicas y superficies limitantes previas. La suma del análisis litofacial, de superficies limitantes, escala de los cuerpos de roca y la geometría de los depósitos ha permitido definir un total de 8 elementos arquitecturales: MA (manto de arenas), MF (mesoformas eólicas), DC1 (dunas crecientes de crestas rectas), DC2 (dunas crecientes de crestas ligeramente sinuosas), DC3 (dunas crecientes de geometría variable), DCS (dunas crecientes de crestas sinuosas), DR (*draas*) e ID (interdunas).

Utilizando la metodología arriba señalada, se efectuó el estudio facial de las eolianitas de la Formación Vallecito, aflorante en la Precordillera de San Juan y La Rioja. Esta unidad representa la depositación en un gran campo eólico intermontano, desarrollado durante el Mioceno en conección con el inicio de los corrimientos andinos. Los perfiles analizados (quebrada de La Flecha, nacientes del río Guandacol y Ciénaga del Vallecito) permitieron reconocer seis asociaciones de facies en la unidad. La asociación I, interpretada como depositada en un ambiente de manto eólico, está dominada por areniscas con laminación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo, que representan los elementos arquitecturales MA y MF, y a las que se asocian discretos niveles de areniscas entrecruzadas de moderado a alto ángu-

lo (elemento DC1). La asociación II incluye *sets* gigantes (hasta 20 metros) de estratificación entrecruzada (elemento DR), que aparecen junto con *sets* de similares estructuras pero más delgados (elemento DC1). El conjunto ha sido interpretado como originado a partir del crecimiento de *draas* y dunas sobreimpuestas. En lo que respecta a la asociación III muestran *sets* acuñados y en artesa de estratificación entrecruzada de escala mediana y grande. Esta asociación fue originada por el apilamiento de dunas crecientes de crestas ligeramente sinuosas (elemento DC2) a sinuosas (elemento DCS). Delgadas intercalaciones correspondientes a depósitos de interduna se presentan en la asociación de facies IV, la que se encuentra compuesta por areniscas con laminación horizontal, ondulítica, entrecruzada de bajo ángulo o bien capas masivas. Un importante cambio litológico ocurre en la asociación de facies V, integrada por conglomerados, areniscas guijarrosas, pelitas laminadas y areniscas finas bien seleccionadas. El conjunto presenta una génesis compleja, en la que interactúan procesos fluviales, lacustres y de interacción eólica-fluvial. Finalmente, la asociación de facies VI, compuesta por areniscas con estratificación entrecruzada festoneada (elemento DC3) y tabular planar (elemento DC1), sería el resultado de la migración de dunas crecientes de crestas rectas, que muy probablemente sufrían periódicas fluctuaciones en su morfología (altura o espaciamiento) y/o velocidad de migración.

El análisis espacial de las asociaciones de facies citadas permite describir la evolución del campo eólico en los tres perfiles analizados. En el caso de la quebrada de La Flecha, la sedimentación se inició con depósitos de manto eólico (asociación de facies I), los que pasaron verticalmente a secuencias de *draas* con dunas de menor porte sobreimpuestas (asociación de facies II). Por el contrario, en los perfiles de Ciénaga del Vallecito y nacientes del río Guandacol la acumulación de arena comenzó directamente con depósitos de *draas* y dunas de gran porte (asociación de facies II), señalando un muy rápido crecimiento del campo eólico. En todos los perfiles y localidades de control analizadas, las acumulaciones de *draas* fueron seguidas por dunas crecientes de crestas ligeramente ligera o fuertemente sinuosas (asociación de facies III), las que pueden asociarse a delgados depósitos de interdunas (asociación de facies IV). El avenimiento de sistemas fluviales (Formación Cerro Morado), puso fin a la sedimentación eólica en los perfiles más

occidentales (Ciénaga del Vallecito y nacientes del río Guandacol).

Por el contrario, en la quebrada de La Flecha, de posición más distal, la incursión fluvial tuvo una duración limitada, determinando un ambiente de interacción eólica-fluvial junto con facies lacustres efímeras asociadas (asociación V). Posteriormente, se reestableció la sedimentación eólica, primero con dunas crecientes de cresta ligeramente a muy sinuosas (asociación de facies III) y luego de crestas rectas (asociación VI). Finalmente, existe una recurrencia a la asociación de facies V, que marca una nueva incursión fluvial.

Los depósitos de interacción eólica-fluvial fueron también estudiados en secciones pertenecientes al miembro superior de la Formación Vinchina. Esta unidad, también de edad miocena, fue depositada mayormente en distintos tipos de ambientes fluviales, pero muestra esporádica aparición de intervalos eólicos. El análisis detallado de perfiles métricos y decamétricos levantados a lo largo del río de La Troya (perfil tipo de la unidad) permitió discriminar entre los términos fluviales y eólicos de las secuencias de interacción. Los principales criterios que permitieron la identificación de las eolianitas fueron: 1) presencia de muy fina laminación, 2) gradación inversa de intralámina, 3) muy buena selección granulométrica, 4) fábrica abierta y 5) ausencia de intraclastos pelíticos.

Además de los rasgos megascópicos de las secuencias eólicas, se examinaron rasgos microscópicos, con el objeto de caracterizar los mecanismos de sedimentación eólica. De esta forma, y en el caso de la Formación Vallecito, se practicaron estudios texturales en sección delgada que demostraron un fuerte control de los mecanismos de transporte y sedimentación sobre las distribuciones granulométricas. Paralelamente, en la Formación Vinchina fueron comparados los rasgos de fábrica entre las areniscas de los términos fluviales y eólicos en los depósitos de interacción. Estos estudios, efectuados mediante análisis de imágenes petrográficas, evidenciaron las distintas heterogeneidades de la fábrica que muestran las eolianitas y el empaquetamiento más abierto que exhiben frente a los términos de origen fluvial.

Finalmente, y sobre la base de la información obtenida en el estudio de ambientes actuales y antiguos se proponen modelos que caracterizan la sedimentación eólica en valles intermontanos. Para ello fueron consideradas dos escalas

diferentes de trabajo: 1) la mesoescala, en la que se analizan los criterios de identificación de los diferentes subambientes eólicos reconocidos y 2) la megaescala, en la que se examina la evolución vertical (temporal) de las asociaciones de facies. En lo que corresponde al primer punto fueron identificados y caracterizados un total de 7 subambientes para las eolianitas de valle: 1) campos de dunas dominados por megaformas, 2) campos de dunas dominados por macroformas *bidi*mensionales, 3) campos de dunas dominados por macroformas tridimensionales, 4) mantos eólicos con alta tasa de agradación, 5) mantos eólicos con baja tasa de agradación, 6) ambiente de interacción eólica-fluvial y 7) ambiente de margen de valle.

En lo que hace al modelo de megaescala se han discutido los factores que condicionan la construcción y preservación de los campos eólicos intermontanos. En este sentido, fue analizado el concepto de "estado de sedimento", especialmente las variables que lo definen: aporte, disponibilidad y capacidad de transporte. Estos conceptos fueron aplicados a la evolución del campo eólico representado por la Formación Vallecito, donde han sido reconocidas tres secuencias depositacionales, limitadas por superficies de progradación de sistemas fluviales.

Sedimentological analysis of eolian deposits in intermontane valleys, its application to the study of Tertiary sequences in Northwestern Argentina.

Doctoral Thesis: Alfonsina Tripaldi
Director: Dr. Carlos Oscar Limarino

Key words: sedimentology, eolian environment, Vallecito Formation, Vinchina Formation.

ABSTRACT

The sedimentological characteristics of the intermontane eolian deposits are analyzed in this Thesis. The studies were carried out from two different points of view. On the one hand, modern eolian depositional environments from different valleys of La Rioja and San Juan Provinces (Lomas de La Estancia, valle del Río Guandacol, Campo de Talampaya and Médanos Grandes localities) were studied and on the other, ancient intermontane eolian deposits belonging to Vallecito and Vinchina Formations were analysed.

On the basis of morphology, dynamics and size a classification of eolian geoforms, frequently found in intermontane areas, is proposed. Initially, this model recognized two major types: 1) acretional and progradational forms and 2) deflationary forms. The former are divided according to their size in: microforms (different kinds of eolian ripples), mesoforms (sand shadows, *zibars*, *gozes* and protodunes), macroforms (severals types of dunes) and megaforms (*draas*). Deflationary forms comprise saucer and trough blowouts.

Four major kinds of intermontane eolian depositional environments were recognized in modern valleys: 1) dune fields, 2) eolian-fluvial interaction, 3) eolian sand sheets and 4) valley side. The dune field environment was studied in the Lomas de la Estancia area, where a unique formation of partially deflationed transversal dunes is developed. On the contrary, several *draas* and dunes generations are present in the Médanos Grandes eolian dune field. In this area, a complex network of mega and macroforms points out different stages of eolian development.

The eolian-fluvial interaction environment was characterized in the río Guandacol valley, where eolian sands are closely connected with fluvial deposits. A group of conspicuos eolian geoforms appear mainly in interchannel areas.

In so far as, the eolian sand sheet was studied in Campo de Talampaya area where eolian micro and mesoforms (sand shadows, *zibars*, *gozes*) predominate, which promote a low and irregular relief. Finally, the here named valley side environment, includes eolian geoforms located at the foot of cliffs, commonly associated to alluvial fan and talus deposits. This environment was analyzed on the western slope of the Sierra de los Tarjados where climbing and falling dunes were identified.

Ancient sequences were investigated using lithofacies description, bounding surfaces characterization and architectural elements analysis. As regards the latter, eight architectural elements were defined: MA (sand sheets), MF (eolian mesoforms), DC1 (straight-crests crescentic dunes), DC2 (low-sinuosity crescentic dunes), DC3 (crescentic dunes with changeable morphology), DCS (high-sinuosity crescentic dunes), DR (*draas*) and ID (interdunes).

The Vallecito Formation, outcroping in Precordillera, was studied using the above mentioned methodology. This unit represents the deposition in a large intermontane eolian field during the Miocene. According to lithology and sedimentary structures observed in three logs (quebrada de La Flecha, nacientes del río Guandacol and Ciénaga del Vallecito), Vallecito was divided in six facies association. *Association I*, interpreted as deposited in an eolian sand sheet, is made up by horizontally laminated or low-angle crossbedded sandstones (MA and MF architectural elements) with discrete intercalations of high-angle crossbedded sandstones (DC1 element). *Association II* includes large and giant-scale tabular crossbedded sandstones (DR element), together with thinner crossbedded sets (DC1 element). These rocks have been interpreted as originated in a large dune field dominated by *draas* with superimposed dunes. Wedge and trough crossbedded sets of fine-grained sandstones (DCS and DC2 elements) which are attributed to migration of moderate-sinuosity crescentic dunes associated to highly sinuosity ones form *Asociación III*. Thin intercalations of interdune deposits (*Association IV*) are mainly composed of horizontally bedded and ripple crosslaminated sandstones. An important lithological

change occurs in *Association V*, where gravelly sandstones, conglomerates, mudstones and very well-sorted fine-grained sandstones predominate. These sediments represent a conspicuous fluvial flooding that produces sandy rivers, ephemeral lakes and eolian-fluvial interaction deposits. Finally, *Association VI* is made up by scalloped and tabular planar crossbedded sandstones (DC3 and DC1 elements) which could be interpreted as changeable morphology crescentic dunes.

Ancient deposits of eolian-fluvial interaction were studied in some sections of the Upper Member of the Vinchina Formation (Miocene). This unit was deposited in different kinds of fluvial environments but isolated eolian deposits are also found. Metric to decametric logs were obtained along the La Troya river (type section of the unit) to separate fluvial and eolian terms in the interaction sequences. The principal features that allowed the identification of eolianites were the following: 1) presence of very fine lamination, 2) inverse gradation development inside the laminae, 3) fine-grained and very well-sorted sandstones, 4) open packing and 5) lack of muddy intraclasts.

Besides megascopic features here considered, microscopic studies were made in order to characterize mechanisms of eolian deposition. In this manner, analyses carried out in Vallecito Formation sandstones have shown a strong control in the textural parameters depending on the dominating mechanism of transport and deposition. At the same time, similar studies in Vinchina Formation sandstones have revealed different kinds of fabric in the eolianites as well as a more open packing compared with those of fluvial sandstones.

Finally, on the basis of the information obtained in both modern and ancient deposits some models for intermontane eolian sedimentation are proposed. This analysis considered two different scales of work: 1) the mesoscale that deals with the criterion for different eolian environments characterization, and 2) the megascale that examines with the vertical (temporal) evolution of the facies associations. In so far as the mesoscale, seven different environments for the intermontane eolian deposits were characterized: 1) megaform dominated dune fields, 2) dune fields formed by bidimentional macroforms, 3) dune fields made up by tridimentional macroforms, 4) highly aggradational eolian sand sheets, 5) lowly aggradational eolian sand sheets, 6) eolian-fluvial interaction environments and 7) valley side

environment.

The megascale model deals with the "sediment stage" concept and its major variables: sediment supply, availability and transport capacity. These principles were applied to recent intermontane eolian fields and to the Vallecito Formation, where three depositional sequences bound by fluvial progradation surfaces were recognized.

1. INTRODUCCIÓN

En nuestros días los procesos de transporte y sedimentación eólica son dominantes en casi un tercio de la superficie emergida del planeta y aportan significativas cantidades de sedimentos finos a las cuencas oceánicas. Sin dudas, la acción eólica alcanza mayor importancia en regiones sujetas a climas áridos y semiáridos, conformando los grandes desiertos (mares de arena) y las fajas de dunas en bolsones intermontanos, éstas últimas de extensión más reducida.

Claramente, el mayor número de estudios sedimentológicos se han efectuado en áreas de grandes desiertos, los que han servido de base para la elaboración de modelos extrapolados al análisis de secuencias antiguas. En contraposición las arenas eólicas de valles intermontanos han merecido mucha menor atención, y con frecuencia fueron consideradas sólo elementos accesorios de importancia local. Por otro lado, los modelos planteados para grandes desiertos no son siempre aplicables al ambiente eólico de valle, debido a que éstos son muy permeables a cambios climáticos (aún de corta duración) lo que aumenta la complejidad de las transiciones faciales tanto en sentido áreal como temporal. Además, la participación relativa de formas de lecho de menor porte y mantos de arena es mucho mayor en ambientes eólicos de valle, como así también la formación de depósitos de interacción eólica-fluvial (Langford, 1989; Purvis, 1991).

En lo que respecta a la real importancia de este tipo de secuencias eólicas, bajo condiciones climáticas apropiadas conforman una parte sustancial del relleno de cuencas intermontanas. Sólo a modo de ejemplo, y restringiéndonos al área que ocupa a la presente Tesis, pueden citarse los potentes niveles de eolianitas terciarias presentes en las cuencas de antepaís andinas (Formaciones Vallecito y Vinchina, Braccaccini 1946, Limarino *et al.*, 2001; Tripaldi *et al.*, 2001), las secuencias eólicas triásicas de la Cuenca Ischigualasto (Milana, 1993) y las eolianitas pérmicas que cubrieron buena parte de la Cuenca Paganzo a fines del Paleozoico Superior (Limarino y Spalletti, 1986, Limarino *et al.*, 1993).

Los ejemplos arriba señalados demuestran la importancia de la sedimentación eólica intermontana y destacan la necesidad de un mayor conocimiento de este tipo de ambiente. En esta línea de pensamiento, el objetivo de este trabajo de

Tesis es el estudio de acumulaciones eólicas intermontanas con el propósito de contribuir a su identificación y caracterización en secuencias antiguas. Para ello, en una primera fase, se analiza la sedimentología de ambientes eólicos modernos, identificando los principales subambientes depositacionales y su dinámica. En una segunda parte, se examinan las eolianitas presentes en dos unidades miocenas del noroeste argentino (Formaciones Vallecito y Vinchina), las que fueron depositadas en cuencas intermontanas de antepaís durante el levantamiento de la Cordillera de Los Andes.

La suma de la información obtenida en ambientes modernos y antiguos permite proponer un modelo sedimentario que intenta contribuir al mayor conocimiento del ambiente eólico de valle.

2. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área en estudio comprende buena parte de las provincias de San Juan y La Rioja extiendiéndose entre los 28º 30' y 32º 15' de latitud sur y los 68º 30' y 69º 00' de longitud oeste (Fig. 2.1). Desde el punto de vista fisiográfico, la región está formada por un conjunto de cuencas de antepaís, de orientación aproximadamente norte-sur, determinadas por la presencia de una faja plegada y corrida al oeste (Precordillera). Las cuencas se encuentran además segmentadas por bloques de basamento, limitados por fallas inversas (sierras de Famatina, Sañogasta, Morada, Valle Fértil, etc.), que producen la formación de valles y bolsones con importante desarrollo de sedimentación fluvial y eólica.

Dentro de este contexto, para el estudio de ambientes modernos fueron seleccionadas cuatro áreas en las que predominan acumulaciones eólicas (Fig. 2.1):

1) Lomas de la Estancia (La Rioja)
2) Médanos Grandes (San Juan)
3) Guandacol (La Rioja)
4) Campo de Talampaya (La Rioja)

En lo que repecta a las secuencias antiguas, fueron levantados tres perfiles en la Formación Vallecito y se estudio en detalle una sección de la potente sucesión estratigráfica correspondiente al perfil tipo de la Formación Vinchina (Fig. 2.2):

1) Quebrada de La Flecha (Fm. Vallecito)
2) Nacientes del río Guandacol (Fm. Vallecito)
3) Ciénaga del Vallecito (Fm. Vallecito)
4) Quebrada de La Troya (Fm. Vinchina)

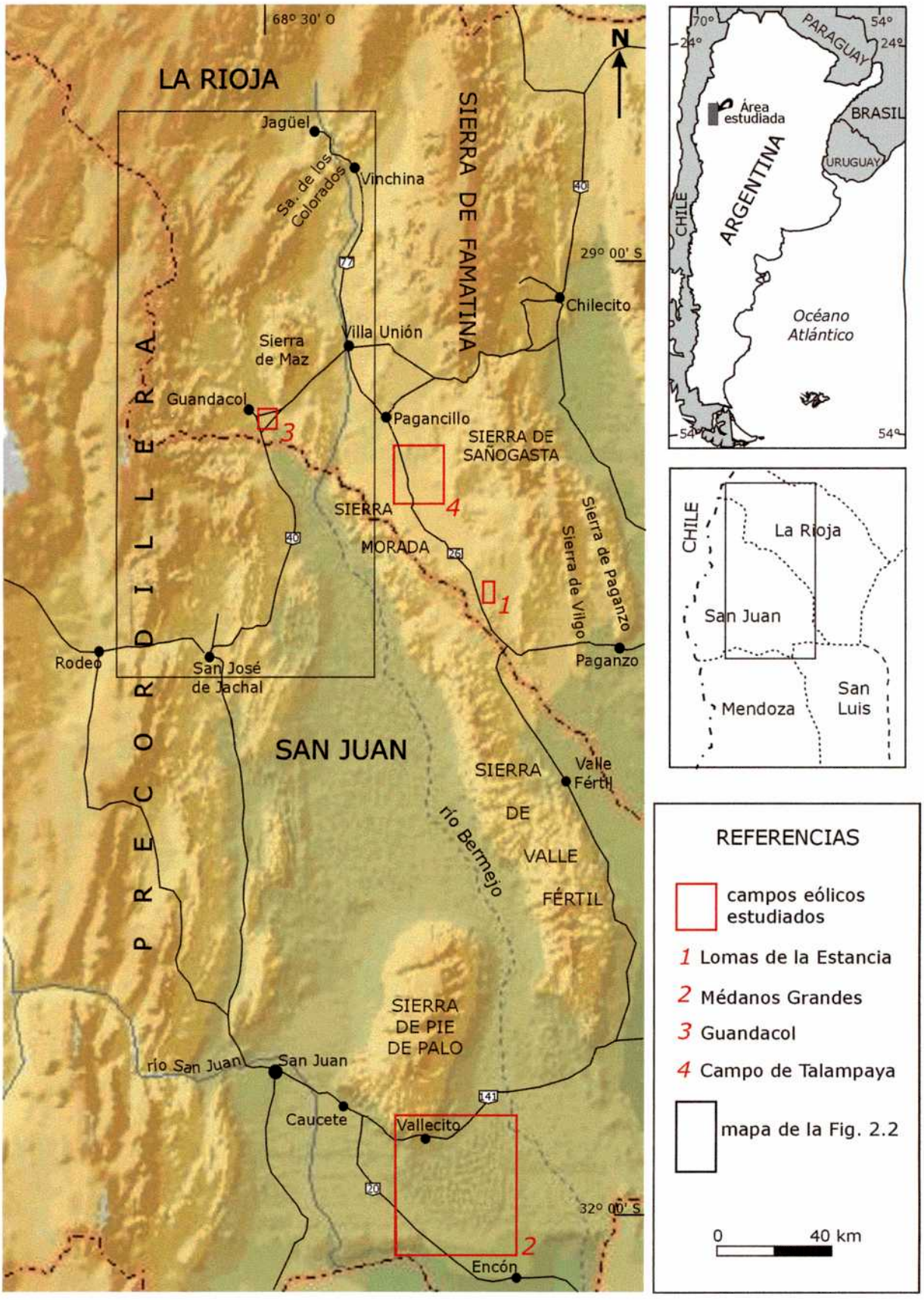


Figura nº 2.1. Mapa de ubicación de las áreas de acumulaciones eólicas modernas analizadas en esta Tesis.

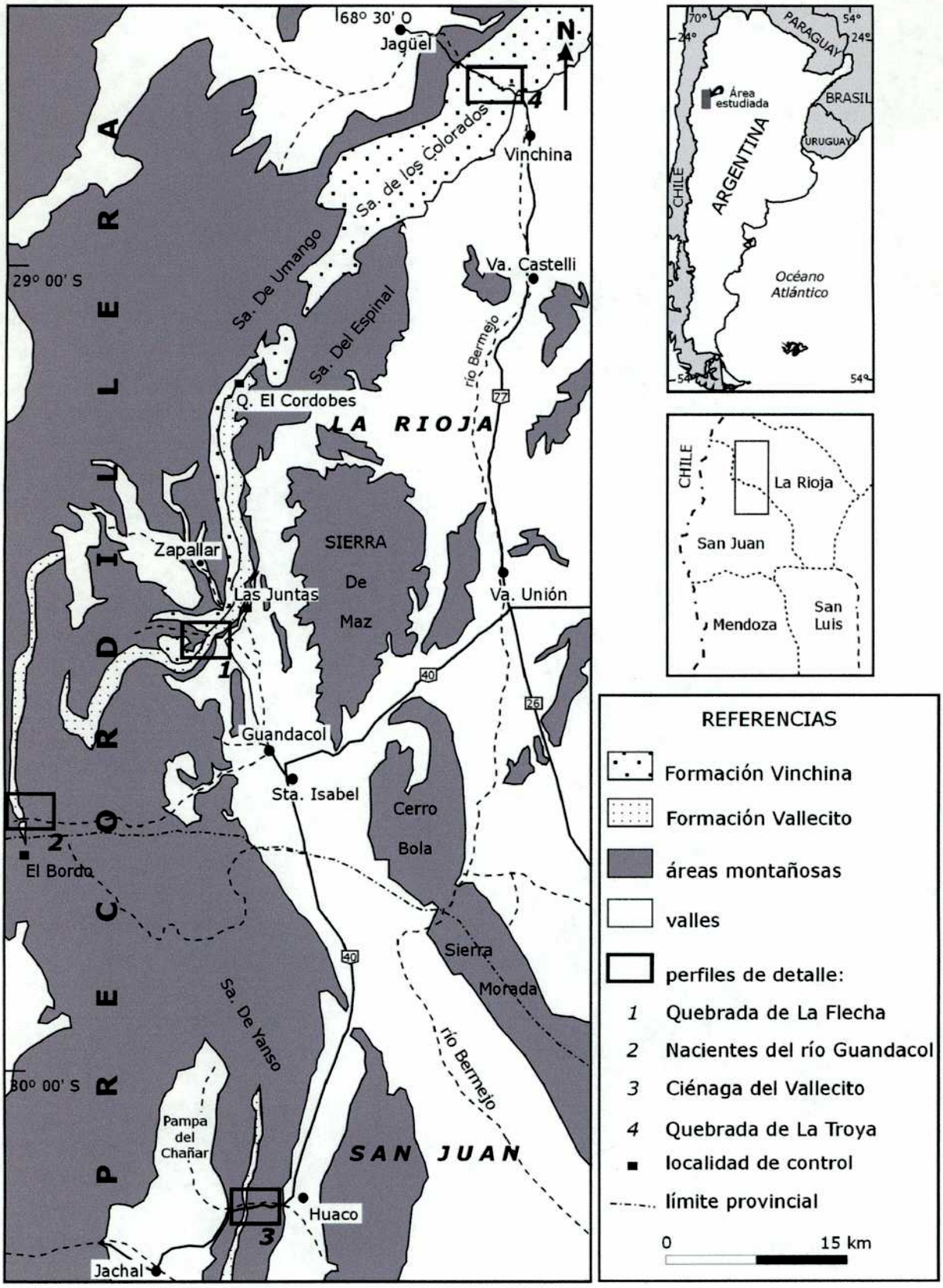


Figura 2.2. Ubicación de las áreas donde se realizaron los perfiles de detalle sobre las Formaciones Vallecito y Vinchina.

3. INVESTIGADORES ANTERIORES

El tratamiento de los investigaciones previas relacionadas con la presente Tesis Doctoral debe ser dividido en dos aspectos, por un lado los estudios sedimentológicos relacionados a sedimentación eólica en valles intermontanos y por el otro, las investigaciones, principalmente estratigráficas, efectuadas sobre las Formaciones Vallecito y Vinchina.

En lo que hace a las investigaciones de ambientes eólicos de valle, durante el curso de varias décadas han sido realizados numerosos estudios, referidos a: 1) la morfología y clasificación de los cuerpos arenosos eólicos, 2) los estudios granulométricos de sedimentos, 3) los mecanismos de tranporte y depositación involucrados en el desarrollo de las geoformas eólicas, 4) el análisis de las estructuras sedimentarias generadas por la acción eólica, y 5) la dinámica de los sistemas depositacionales eólicos.

En particular, el clásico trabajo de R. A. Bagnold *"The physics of blown sand and desert dunes"* (1954) sentó las bases de los estudios referidos al ambiente eólico y le dio un gran ímpetu al estudio general de los mares de arena. El análisis del movimiento de la arena por el viento fue el principal objetivo del trabajo de Bagnold (1954), donde estudió y clasificó los mecanismos que determinan el desarrollo de las formas eólicas.

Dentro de los estudios referidos a la clasificación morfológica y descripción de dunas y acumulaciones de menor porte, se destaca la contribución pionera de Melton (1940), y la propuesta de McKee (1979), esta última de uso más extendido. McKee (1979) distinguió las siguientes formas: mantos (*sheet*) y cordones (*stringer*) de arena, domos, dunas barjan, dunas de crestas barjanoides o de crestas transversales, dunas parabólicas, longitudinales o *seif*, reversas, estrelladas y hoyos de voladura (*blowouts*). El autor también señaló que el número de formas de dunas básicas o simples es limitado, pero que existe un gran número de combinaciones de distintos tipos de dunas. Estas combinaciones determinan otros dos tipos: 1) dunas compuestas, formadas por la superposición de dos o más dunas de un mismo tipo, y 2) dunas complejas, en las cuales dos diferentes tipos de dunas simples se combinan o sobreimponen.

En el caso especial de las dunas formadas contra los frentes montañosos, relativamente comunes en valles intermontanos, fueron estudiadas por Smith (1954), Evans (1962), Tsoar (1983), Howard (1985) y Lancaster y Tchakerian (1996). Al estado actual del conocimiento es posible reconocer dos clases de acumulaciones en este tipo de ambientes, denominadas rampas de arena (Lancaster y Tchakerian, 1996) y dunas ascendentes (*climbing dunes* c.f. Smith, 1954).

Las terminología empleada para mesoformas eólicas ha sido discutida por Bagnold (1954), Limarino y Martinez (1992) y Nielson y Kocurek (1986) quienes diferenciaron y caracterizaron a las sombras de arena, *zibars* y *gozes*. En lo que respecta a las óndulas eólicas fueron estudiadas por Sharp (1963), Folk (1971), Wilson (1972), Ellwood *et al.* (1975), Chaudri y Khan (1981), Fryberger *et al.* (1979), Kocurek (1981), Clemmensen y Abrahamsen (1983), entre otros.

Las formas de deflación fueron descriptas por Cowles (1898) y observadas en varias áreas desérticas y semiáridas (Melton, 1940; Bagnold, 1954; Eriksson *et al.* 1989). Cooper (1958) definió dos tipos principales: hoyos y canaletas de deflación (*saucer* y *trough blowouts*, respectivamente), en tanto, Hesp y Hyde (1996) analizaron la dinámica y geomorfología de las canaletas de deflación.

Los estudios granulométricos de sedimentos fueron empleados con frecuencia en el análisis de depósitos actuales y antiguos. En particular, las características texturales de las arenas eólicas han sido presentadas en gran cantidad de trabajos (Folk, 1971; Ahlbrandt, 1979; Chaudhri y Khan, 1981; entre muchos otros). Una de las aplicaciones de los parámetros texturales fue su utilización como elementos que ayudan en la identificación de ambientes depositacionales (Folk y Ward, 1957; Mason y Folk, 1958; Friedman, 1961, 1979; Shepard y Young, 1961; Folk, 1962; Schelee, Uchupi y Trumbull, 1964; Bigarella, 1972; Ahlbrandt, 1974; Mazzoni, 1978; Spalletti, 1979). Los diagramas de truncamiento de curvas acumulativas han sido también aplicados al estudio y caracterización de los ambientes de sedimentación, entre ellos al ambiente eólico (Visher, 1969; Limarino y Martinez, 1992).

Los mecanismos de tranporte y depositación determinados por la acción del viento fueron estudiados, principalmente, en las últimas dos décadas. Estos trabajos incluyen experiencias con túneles de viento, como la Fryberger y Schenk (1981), donde los autores estudiaron las estructuras producidas por los diferentes proce-

sos de transporte y depositación. Otros trabajos muestran el desarrollo de complejos modelos de simulación de los procesos de transporte de la arena en el aire (Jensen y Sørensen, 1986; Anderson, 1987a y b; Werner, 1990; McEwan, Willetts y Rice, 1992; Rice, Willetts y McEwan, 1995 y 1996; entre otros). En particular, diversos autores estudiaron los procesos relacionados al origen y desarrollo de óndulas eólicas (Sharp, 1963; Wilson, 1972; Ellwood, Evans y Wilson, 1975; Rubin y Hunter, 1982, Anderson, 1987 y 1990).

Los distintos tipos de estratificación debidos a la acción eólica sobre los sedimentos han sido caracterizados tanto en depósitos actuales como antiguos por varios autores (McKee, 1957, 1966, 1979; Bagnold, 1954; McKee y Tibbitts, 1964; McKee y Moiola, 1975; Kocurek y Dott, 1981). En particular, y de importancia para el estudio de secuencias eólicas antiguas, puede señalarse la definición de varios tipos de laminación eólica hecha por Hunter (1977a y b).

Existen numerosos trabajos donde se exponen las características de los sistemas depositacionales eólicos. De interés en este trabajo de Tesis resultan aquellos estudios referidos a los depósitos de manto eólico (*aeolian sand sheet*; Bagnold, 1954; Fryberger, Ahlbrandt y Andrews, 1979; Maxwell, 1981; Kokurek y Nielson, 1986; Lancaster, 1993) y aquellos relacionados a los sistemas de interacción eólico-fluvial (Gradzinsky y Jerzykiewicz, 1974; McCauley, *et al.*, 1981; Clemmensen y Abrahamsen, 1983; Sneh, 1983; Glennie, 1983; Mader, 1983; Middleton y Blakey, 1983, 1983; Marzolf, 1983; Ward, 1988; Langford, 1989; Langford y Chan, 1988 y 1989; Purvis, 1991; Sweet, 1999). Los conceptos de estratigrafía secuencial también fueron aplicados a las secuencias eólicas (Kocurek y Havholm, 1993).

Por último, en nuestro país el ambiente eólico ha sido estudiado en sedimentos actuales o subactuales por Iriondo (1990), Limarino y Martínez (1992), Iriondo y García (1993), Iriondo y Kröhling (1996), entre otros; y en secuencias antiguas por Spalletti y Mazzoni (1972), Limarino y Spalletti (1986) y Limarino, Spalletti y Siano (1993), entre otros.

En lo que se refiere a las investigaciones previas llevadas a cabo sobre las Formaciones Vallecito y Vinchina, se enfocan mayormente a aspectos estratigráficos y paleoambientales de las unidades terciarias. En el caso de la Formación Vallecito, fue originalmente identificada por Braccaccini (1946) en el área de Cuesta de Hua-

co. Este investigador propuso la denominación de Grupo de las arenisca eólicas para incluir a las rocas aquí tratadas, a las que considero de edad triásica por correlación con secuencias aflorantes en la Precordillera de Mendoza. Posteriormente, Furque (1979), al levantar la Hoja Geológica Jachal, propuso el toponímico de Formación Vallecito, que es el utilizado en la actualidad. Finalmente, se debe a Jordan *et al.* (1993) la reubicación en el Terciario de las areniscas eólicas.

La rocas incluidas en la Formación Vinchina han sido objeto de observaciones estratigráficas desde los trabajos pioneros de Hausen (1921), Bodenbender (1924) y Frenguelli (1950). Fue Turner (1964) quien propuso la denominación de Formación Vinchina y la asignó al Mioceno. Años más tarde, Ramos (1970) estudió con mayor detalle la unidad, reconociendo en ella dos miembros y reportando el hallazgo de restos de vertebrados que permitieron acotar fehacientemente su antigüedad. Tabbutt (1987) dió a conocer dos edades radimétricas obtenidas de niveles de tobas, en tanto Re y Vilas (1990) y Re y Barredo (1995) realizaron estudios paleomagnéticos en el área. Recientemente, Marenssi *et al.* (2000) reportaron la existencia de una discordancia intraformacional que separa a los dos miembros de la Formación Vinchina.

4. METODOLOGÍA

Como ha sido señalado en el capítulo introducción, el sistema eólico intermontano fue analizado desde dos perspectivas diferentes: 1) Estudio de acumulaciones eólicas modernas y 2) Análisis de secuencias antiguas.

En lo que repecta al estudio de sedimentos modernos fueron analizadas 4 áreas (Lomas de la Estancia, Médanos Grandes, Guandacol y Campo de Talampaya, Fig. 2.1) las que caracterizan los distintos ambientes del sistema eólico intermontano. En todos los casos se procedió a la definición, caracterización y muestreo superficial de las principales geoformas identificadas, efectuándose la cartografía de los mayores subambientes reconocidos. El muestreo comprendió principalmente a poblaciones superficiales de sedimentos, aunque en algunos casos fue posible, y se consideró de importancia, tomar muestras de los sedimentos parcialmente consolidados, cuaternarios, asociados a los depósitos actuales.

Los análisis texturales se llevaron a cabo con el fin de obtener los parámetros granulométricos estadísticos de las 202 muestras recolectadas durante la etapa anterior. Para ello se procedió al análisis mecánico de sedimentos de la población de clastos comprendida entre los 2 mm (-1 ø) y 0,053 mm (4,25 ø), mediante el empleo de tamices tipo Tayler, con un espaciado de raíz cuarta de dos, de la escala granulométrica de Udden-Wentworth. El límite inferior del tamizado se eligió en 53 µ debido a que la relación entre los tamaños de grano y la velocidad de caída libre en aire muestra un quiebre mayor en ese tamaño de grano (Reineck y Singh, 1973, pag. 212). Según estos autores allí se halla el límite entre las poblaciones que viajan en suspensión y en saltación, en el caso de los depósitos eólicos. Los sedimentos de menos 53 µ de diámetro (4,25 ø), fracción limoarcillosa, fueron estudiados empleando el método de la pipeta (Galehouse, 1971).

Los parámetros granulométricos estadísticos calculados fueron la media, selección y factor S, mediante el método de momentos, y los valores de mediana, moda, asimetría, agudeza, percentil del 1% y porcentaje de material inferior a 53 µ, mediante medidas gráficas (Folk y Ward, 1957). Para el cálculo de los parámetros estadísticos se utilizaron las fórmulas que consideran a las distribuciones granulométricas como log-normales, y no log-hiperbólicas como recomiendan otros

autores (Barndorff-Nielsen *et al.*, 1982). Se decidió emplear estas fórmulas porque el análisis de los parámetros granulométricos sobre la base de distribuciones log-normales es el más utilizado, lo que permite comparar los resultados obtenidos con un número mayor de trabajos previos, y debido además a que existe cierto controversia sobre la conveniencia del empleo de distribuciones log-hiperbólicas (véase Wyrwoll y Smyth, 1988 y Christiansen y Hartmann, 1988). En la figura 4.1 pueden observarse las fórmulas empleadas y en la figura 4.2 los rangos cuanti-cualitativos para la selección, asimetría y agudeza.

Parámetros estadísticos	**Fórmulas para el cálculo por momentos**	**Fórmulas para el cálculo mediante medidas gráficas**
media (x)	$(\sum f \cdot m) / 100$	----------
selección (σ)	$((\sum f \cdot (m - x)^2) / 100)^{1/2}$	----------
factor S (S)	$((\sum f \cdot (m - x)^3) / 100)$	----------
mediana (Md)	----------	$\varnothing_{50}$
asimetría (SK_1)	----------	$\{ (\varnothing_{16} + \varnothing_{84} - 2. \varnothing_{50}) / (2.\varnothing_{84} - \varnothing_{16}) \} + \{(\varnothing_5 + \varnothing_{95} - 2.\varnothing_{50}) / (2.\varnothing_{95} - \varnothing_5)\}$
agudeza (K_G)	----------	$(\varnothing_{95} - \varnothing_5) / 2{,}44.(\varnothing_{75} - \varnothing_{25})$

Figura nº 4.1. Fórmulas empleadas para el cálculo de los parámetros estadísticos. Referencias: f, frecuencia; m, punto medio de los intervalos granulométricos; $\varnothing_x$, percentil del x %.

Por otro lado, se ha estudiado también la composición de las arenas eólicas al microscopio. Para ello se muestrearon poblaciones superficiales de los distintos campos de dunas y posteriormente fueron confeccionadas secciones delgadas. Teniendo en cuenta que en el estudio de ambientes actuales se trabaja con sedimento suelto, los cortes petrográficos fueron realizados sobre muestras artificialmente consolidadas. Para ello, y sobre un pequeño recipiente plástico lleno de resina epoxy caliente, se volcó la arena obteniéndose al enfriar pastillas de 1 cm de espesor por 2 cm de diámetro, aproximadamente. Éstas fueron luego pegadas con resina a un portaobjeto y confeccionados los cortes delgados como si se trataran de fragmentos de rocas. Esta técnica aventaja claramente al grano suelto pues: 1) permite una mucho más precisa determinación de los fragmentos monominerales y líticos, 2) hace posible el estudio específico de los distintos tipos de líticos (muy

Selección (σ)	
Muy bien seleccionado	< 0,35
Bien seleccionado	0,35-0,50
Moderadamente bien seleccionado	0,50-0,70
Moderadamente seleccionado	0,70-1,00
Mal seleccionado	1,00-2,00
Muy mal seleccionado	2,00-4,00
Extremadamente mal selecionado	> 4,00
Agudeza (K_G)	
Muy platicúrtica	<0,67
Platicúrtica	0,67-0,90
Mesocúrtica	0,90-1,11
Leptocúrtica	1,11-1,50
Muy leptocúrtica	1,50-3,00
Extremadamente leptocúrtica	>3,00
Asimetría (SK_1)	
Muy asimétrica positiva	+0,3 a +1,0
Asimétrica positiva	+0,1 a +0,3
Asimétrica positiva	+0,1 a +0,3
Simétrica	+0,1 a -0,1
Asimétrica negativa	-0,1 a -0,3
Muy asimétrica negativa	-0,3 a -1.0

Figura nº 4.2. Rangos cuanti-cualitativos para la selección, asimetría y agudeza (de Scasso y Limarino, 1997).

dificultoso en grano suelto), 3) eventualmente permite la realización de tinciones (p.e. para diferenciar cuarzo de feldespato no maclado) y 4) permite una mejor conservación de los preparados.

En una segunda etapa de las investigaciones fueron estudiadas en detalle dos unidades miocenas del noroeste argentino (Formaciones Vallecito y Vinchina). En ambos casos fueron levantados perfiles sedimentológicos de detalle con el propósito de reconocer las principales asociaciones de facies presentes. Teniendo en cuenta la monotonía litológica de las secuencias analizadas, estas asociaciones fueron caracterizadas sobre la base de: 1) tipo de litofacies presentes, 2) jerarquía de las superficies limitantes y 3) arquitectura de los litosomas. Para la denominación de las litofacies fue propuesto el código mostrado en la tabla 7.1 y para la jerarquización de las superficies límites se utilizaron los criterios sumarizados en la tabla 7.5. En lo que respecta a los estudios de arquitectura se realizaron paneles representativos de cada una de las asociaciones de facies identificadas (véase por ejemplo Fig. 8.32), en los que además de caracterizarse la geometría, se estudió la orientación de capas frontales (lecturas de paleocorrientes).

El control que los distintos mecanismos de transporte y depositación eólica ejercen sobre la fábrica de las areniscas fue examinado mediante cortes petrográficos y observación en lupa binocular de superficies pulidas. Además fueron construidos fotomosaicos, en los que se caracterizaron las distintas fábricas observadas. En el caso específico de la distribución de la porosidad y espacio intergranular fue analizada mediante la utilización de un programa de análisis de imágenes petrográficas (Ehrilch *et al.*, 1984, 1991; White *et al.*, 1998).

5. GEOFORMAS EÓLICAS

Debido a que numerosos investigadores se dedicaron al estudio de los cuerpos arenosos originados por el viento han proliferado gran cantidad de nombres para las distintas geoformas que se desarrollan en el ambiente eólico. Dentro de las clasificaciones se destacan la contribución de Melton (1940), y la propuesta de McKee (1979). La clasificación de Melton (1940) distingue básicamente dos clases de dunas: aquellas desarrolladas sobre superficies de arena suelta (*barchan dunes*, *transverse dunes* y *lee dunes*), y otros tipos de dunas formadas en conflicto con la vegetación (*shrub-coppice dune* y *blowout* o *parabolic dunes*).

En esta Tesis se propone una clasificación de las geoformas eólicas frecuentes en sistemas eólicos de valles intermontanos (Fig. 5.1), que se basa en la propuesta de McKee (1979, pág. 10). La clasificación de McKee se establece a partir de la observación del cuerpo de arena en estudios de campo (forma, presencia o no de caras de avalancha y estructura interna) y de los diseños de dunas reconocidos a partir de imágenes satelitales. Los nombres propuestos, según su forma, incluyen: mantos (*sheet*) y cordones (*stringer*) de arena, domos y varios tipos de dunas: barjan, de crestas barjanoides, de crestas transversales, parabólicas, longitudinales o *seif*, reversas y estrelladas; y hoyos de voladura (*blowouts*). McKee (1979) también señaló que el número de formas de dunas básicas es limitado, pero que existen una gran cantidad de combinaciones posibles de dunas de distinto tipo. Estas combinaciones determinan otras dos clases: 1) dunas compuestas, formadas por la asociación de dos o más dunas de un mismo tipo, y 2) dunas complejas, en las cuales dos o más tipos de dunas simples se combinan o sobreimponen.

Las geoformas eólicas identificadas en este trabajo de Tesis pueden dividirse básicamente en: 1) formas de acreción y progradación, y 2) formas de deflación (Fig. 5.1). Las formas de acreción pueden clasificarse según su escala en: microformas, mesoformas, macroformas y megaformas. Las microformas de acreción, de espaciamiento centimétrico a decimétrico, son las óndulas eólicas e incluyen dos tipos principales: óndulas de impacto-proyección (I-P) y óndulas de impacto-reptaje (I-R). Las mesoformas (espaciamiento métrico a decamétrico) comprenden formas fijas, como sombras de arena, *zibars* y *gozes*, y formas móvi-

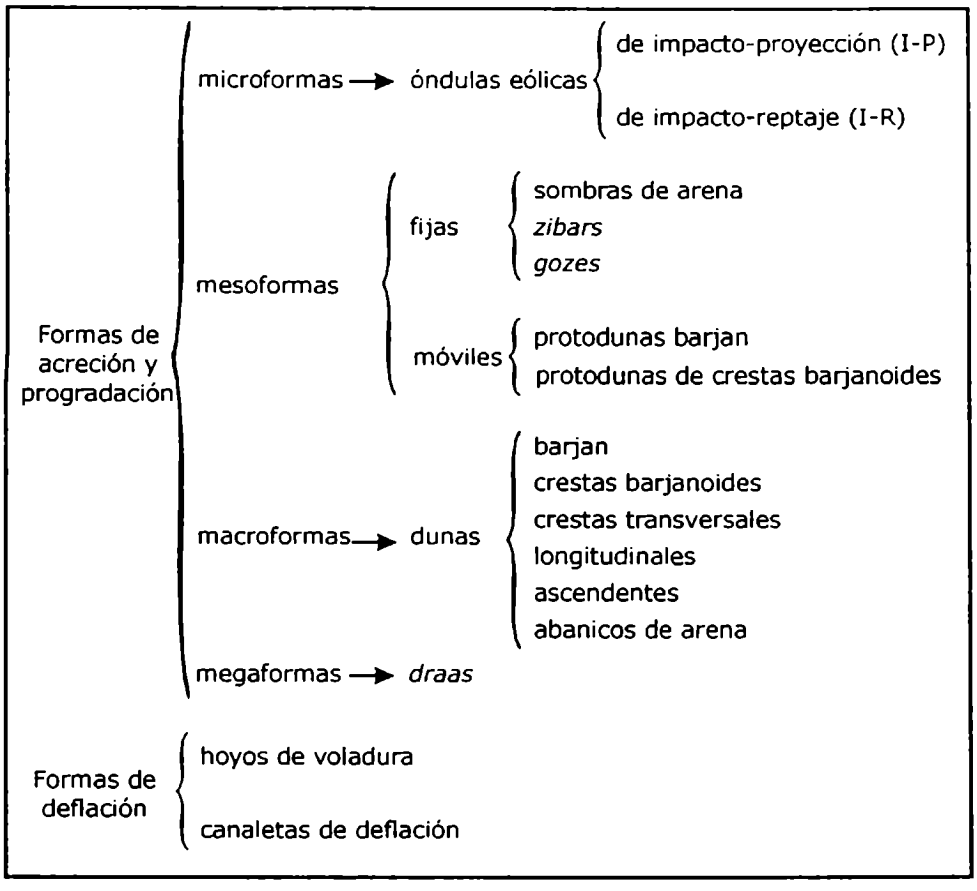


Figura nº 5.1. Clasificación de las geoformas eólicas propuesta en esta Tesis.

les, como protodunas de los tipos barjan y de crestas barjanoide. Las macroformas, donde el espaciamiento varía entre decenas de metros y algunos pocos cientos de metros, incluyen los siguientes tipos de dunas: de crestas barajanoides, de crestas tranversales, longitudinales, ascendentes y abanicos de arena. Por su parte, ondas de arena de varios cientos de metros de espaciamiento, conocidas con el nombre de *draas* (Wilson, 1973), se incluyen en el grupo de las megaformas. Finalmente, las formas de deflación pueden clasificarse en hoyos de voladura y canaletas de deflación.

5.1. Microformas: óndulas eólicas

5.1.1. Introducción

Las microformas de lecho eólicas se diferencian claramente de las microformas de origen fluvial debido fundamentalmente a que concentran el material más grue-

so en las crestas y el más fino en los senos (contrariamente a lo que sucede en las óndulas formadas por corrientes subácueas). Así mismo, presentan un mayor índice de óndula (relación altura/espaciamiento), que varia entre 30 y 70 y es frecuente que muestren crestas anastomosadas.

No obstante su reducida expresión morfológica la migración de óndulas eólicas es un proceso dominante en las áreas de extraduna e interduna de los desiertos arenosos, siendo capaz de generar importantes espesores de arenas laminadas o entrecruzadas de bajo ángulo que, conjuntamente con los depósitos de dunas, conforman las secuencias de origen eólico (Reineck y Singh, 1973; Collinson, 1996; Limarino y Spalletti, 1986; Clemmensen y Blakey, 1989; Loope y Simpson, 1992; Kocurek *et al.*, 1992). Por otro lado, las óndulas eólicas aparecen también sobre formas de lecho de mayor porte (meso y macroformas), contribuyendo de esta forma a su crecimiento. Principalmente, determinan el crecimiento vertical de las mesoformas fijas, aunque no puede despreciarse su participación en la construcción de dunas y protodunas.

Las óndulas eólicas han sido motivo de diversos y variados estudios desde los trabajos pioneros de Bagnold (1936, 1937, 1954). Bagnold (1954) fue el primero en estudiar exhaustivamente el comportamiento de las partículas de arena en el aire y las características de los depósitos producidos por la acción eólica, ya sea mediante experiencias en laboratorio con túneles de viento como durante investigaciones de campo realizadas en los desiertos del norte de África. Dicho autor propuso un modelo de generación y desarrollo de estas microformas que fue escasamente modificado en trabajos posteriores.

La generación y migración de óndulas bajo la acción del viento han sido examinadas más tarde en diversos trabajos, tanto desde un punto de vista teórico, mediante el desarrollo de modelos matemáticos (Jensen y Sørensen, 1986; Anderson, 1987a y b; Anderson y Haff, 1988; Werner, 1990; McEwan *et al.*, 1992) como en experiencias realizadas con túneles de viento (Fryberger y Schenk, 1981). Sin embargo, son escasos los trabajos donde se hayan analizado, bajo condiciones naturales, los efectos de los mecanismos de transporte y depositación sobre la granulometría y microestructuras de las microfornas eólicas. En este sentido se examinan aquí sus características texturales, las cuales, como fue señalado por

Friedman (1961), reflejan los procesos que actúan en el desarrollo de las formas de lecho y la energía de los mismos.

5.1.2. Aspectos terminológicos de las óndulas eólicas

Existe cierta confusión en la terminología utilizada para describir a las microformas de lecho eólico. Mientras algunos autores mencionan la existencia de dos grupos distintos de microformas eólicas (Bagnold, 1954; Sharp, 1963; Fryberger *et al.*, 1979; Kocurek, 1981; Clemmensen y Abrahamsen, 1983) otros se refieren a éstas simplemente como óndulas eólicas sin hacer mayores diferenciaciones (Folk, 1971; Wilson, 1972; Ellwood *et al.*, 1975; Hunter, 1977).

Bagnold (1954), por ejemplo, clasificó a las microformas eólicas en *ripples* y *ridges*, señalando en ambos casos que el material más grueso es recolectado en las crestas y el más fino en los senos. Según dicho autor las *ripples* son aquellas formas cuyo espaciamiento depende de la velocidad del viento y permanece constante en el tiempo. Por el contrario, en el caso de las *ridges* la altura y el espaciamiento pueden alcanzar mayores valores, dependiendo de la cantidad de material grueso disponible y de la intensidad del bombardeo de granos. Bagnold (1954) señaló que estas últimas formas pueden desarrollar grandes tamaños, mencionando la existencia en el desierto de Libia de *ridges* de 20 metros de espaciamiento y más de 60 cm de altura. Estas formas ocurrirían cuando se produce una concentración de clastos gruesos debido a la erosión selectiva de aquellos de tamaño arena fina a mediana.

Sharp (1963), por su parte, también distinguió dos tipos de óndulas eólicas, que denominó *sand ripples* y *granule ripples*, en tanto el material que las componga sea arena mediana en el primer caso, y clastos desde tamaño arena hasta sábulo en el segundo. Las primeras poseen un espaciamiento de entre 7,5 y 15 cm, su altura varía entre 0,5 y 1 cm, tienen una distribución granulométrica unimodal y, según dicho autor, corresponderían a los *ripples* de Bagnold. Por el contrario, las *granule ripples* tienen una forma en planta más irregular, con una tendencia a poseer formas cuspadas, similar a las dunas barjan. Así mismo, el autor señaló que poseen mayores tamaños, con espaciamientos de entre 30 y 90 cm y alturas de 5

a 7,5 cm, conjuntamente con una distribución granulométrica bimodal. Sharp comparó estas microformas con las *ridges* descriptas por Bagnold (1954).

Con respecto a los depósitos generados por la migración de óndulas eólicas Fryberger *et al.* (1979) reconocieron la presencia de dos tipos principales en los depósitos de manto eólico (*sand sheet*) y se refirieron a ellos como tipos *a* y *b*. Los depósitos tipo *a* son mejor seleccionados, comúnmente unimodales y de arena más fina que los del tipo *b*, que resultan peor seleccionados y con distribuciones granulométricas generalmente bimodales. A estos últimos también se refirieron como debidos a la migración de *coarse crested granule ripples*, en referencia a las óndulas definidas por Sharp (1963).

Kocurek (1981) también distinguió dos tipos de depósitos de óndulas eólicas. Uno se trata de un depósito finamente laminado, mayormente continuo, con gradación inversa y con pocas o ninguna cara frontal preservada, interpretado como *climbing translatent strata*, siguiendo la denominación propuesta por Hunter (1977b). El autor los correlacionó con los depósitos tipo *a* de Fryberger *et al.* (1979). Al otro lo denominó *ripple forms*, debido a la presencia de formas de óndulas aisladas o en trenes cortos, de 1 cm de espesor y generalmente cubiertos por granos gruesos. El autor señaló que estos últimos parecen ser los mismos que Fryberger *et al.* (1979) llamaron depósitos tipo *b*.

Otra referencia a la existencia de dos tipos de estratificación producto de la migración de óndulas se debe a Clemmensen y Abrahamsen (1983). Dichos autores analizaron una secuencia pérmica en la cual reconocieron una laminación producto de la migration de óndulas eólicas "normales" y otra debido a la presencia de las *granule ripples* de Sharp (1963). Los primeros son depósitos laminados, de arena muy fina a mediana y de 1 mm a 1 cm de espesor, interpretados como *climbing translatent strata* o *ripple-foresets cross lamination* (Hunter, 1977), dependiendo respectivamente de la preservación o no de la forma de las óndulas. Los segundos poseen una distribución granulométrica bimodal (arena fina y arena gruesa a gránulo), mayor espesor (de 1 a 4 cm) y aparecen comunmente desarrollados en el tope de depósitos fluviales. Kocurek y Nielson (1986) también se refirieron a la presencia de *granule ripples* en superficies cubiertas por sedimentos muy gruesos (con una moda mayor a 0,65 mm), asociados a acumulaciones carácterísticas de

manto eólico.

Por el contrario, Wilson (1972) y Ellwood *et al.* (1975) señalaron que existen formas transcionales entre las óndulas eólicas pequeñas (*small aeolian ripples*), formadas por arena fina y con distribuciones granulométricas unimodales, y las óndulas mayores (*larger ripples*), compuestas por arena gruesa y distribuciones bimodales, distinguidas como vimos por otros autores como dos grupos separados. Ellwood *et al.* (1975) indicaron que el mecanismo de formación de todas las óndulas es producto de la movilización de los clastos por saltación debido al impacto de los granos. Según estos autores el mayor espaciamiento presente en las óndulas compuestas en parte por arena gruesa o gránulos, se debe a que el espaciamiento depende de la distancia media del salto de los granos (*mean grain jump length*), y ésta se hace mayor a medida que aumenta el tamaño de los mismos. Estas óndulas se formarían entonces con mayores velocidades de viento, que permitan movilizar los clastos de mayor granulometría.

Otros autores, como Folk (1971), Hunter (1977), Taira y Scholle (1979) y Kocurek y Dott (1981), se refirieron a las microformas eólicas simplemente como óndulas. Folk (1971), por ejemplo, describió óndulas eólicas formadas sobre depósitos fluviales y compuestas por arena gruesa a muy gruesa, bien seleccionada, mostrando en algunos casos distribuciones granulométricas bimodales. Taira y Scholle (1979), en su trabajo sobre el origen de la bimodalidad en arenas, se refirieron a *megaripples*, presentes en la zona de interduna y en la cara de barlovento de dunas barjan. Estos autores señalaron que las arenas que componen estas formas son mayormente bimodales, con una moda gruesa entre −0,05 y 1,2 ø y una moda fina entre 2,3 y 2,9 ø.

5.1.3. Análisis de las óndulas eólicas en el valle del río Guandacol

Para la caracterización de las microformas de lecho eólicas se analizaron fundamentalmente las óndulas desarrolladas en el campo eólico del valle de Guandacol, ubicado al oeste de la provincia de La Rioja (Fig. 2.1), aunque también se realizaron observaciones en el resto de las áreas relevadas. Durante los trabajos de campo se procedió a la medición del espaciamiento y altura de estas formas de lecho,

en distintos sectores de dicho campo eólico, observándose también el diseño de las mismas en planta (sinuosidad y anastomosis de las crestas). Con el fin de determinar sus características texturales se realizó un muestreo superficial de las microformas eólicas (39 muestras). Se tomaron muestras separadamente de crestas y de senos, que permitieran representar la segregación textural observada entre ambas partes de las óndulas. También se colectaron muestras de cortes transversales a las crestas de las óndulas, de forma tal de tomar material tanto de las crestas como de los senos, para caracterizar asi a la forma de lecho en su conjunto.

En base a las observaciones realizadas, y siguiendo la discriminación hecha por varios autores (Bagnold, 1954; Sharp, 1963, entre otros), se propone en esta Tesis la existencia de dos clases de óndulas eólicas (véase también Tripaldi, 1998), a las que se denominó: 1) óndulas de impacto-proyección (I-P) y 2) óndulas de impacto-reptaje (I-R), dependiendo de sus características morfológicas y granulométricas, determinadas por los mecanismos de transporte y depositación que actúan en su desarrollo.

5.1.4. Óndulas de impacto-proyección (I-P)

Las óndulas de impacto-proyección (I-P) estudiadas en esta Tesis poseen crestas continuas y casi rectas, un espaciamiento que varía entre 5 y 35 centímetros y una altura de entre 0,5 y 3 centímetros (Fig. 5.2). Este tipo de óndulas predominan en las áreas de intercanal del campo eólico del valle de Guandacol (Fig. 5.3; véase sección 6.3 y Fig. 6.23) donde se asocian a otras formas de lecho como sombras de arena, *zibars*, *gozes*, protodunas y dunas. También aparecen, aunque en menor proporción, sobre canales y barras fluviales (Fig. 6.23).

Los parámetros granulométricos estadísticos (Tabla 5.1) de las óndulas de impacto-proyección son, como era de esperar, muy semejantes a los señalados por diversos autores como característicos de los sedimentos de origen eólico (Folk, 1971; Ahlbrandt, 1979; Chaudhri y Khan, 1981). Presentan una media en la arena fina (2,86 ø), están bien seleccionadas (s=0,61 ø), y sus distribuciones granulométricas son unimodales. Poseen una moda en la arena fina (2,85 ø) y son

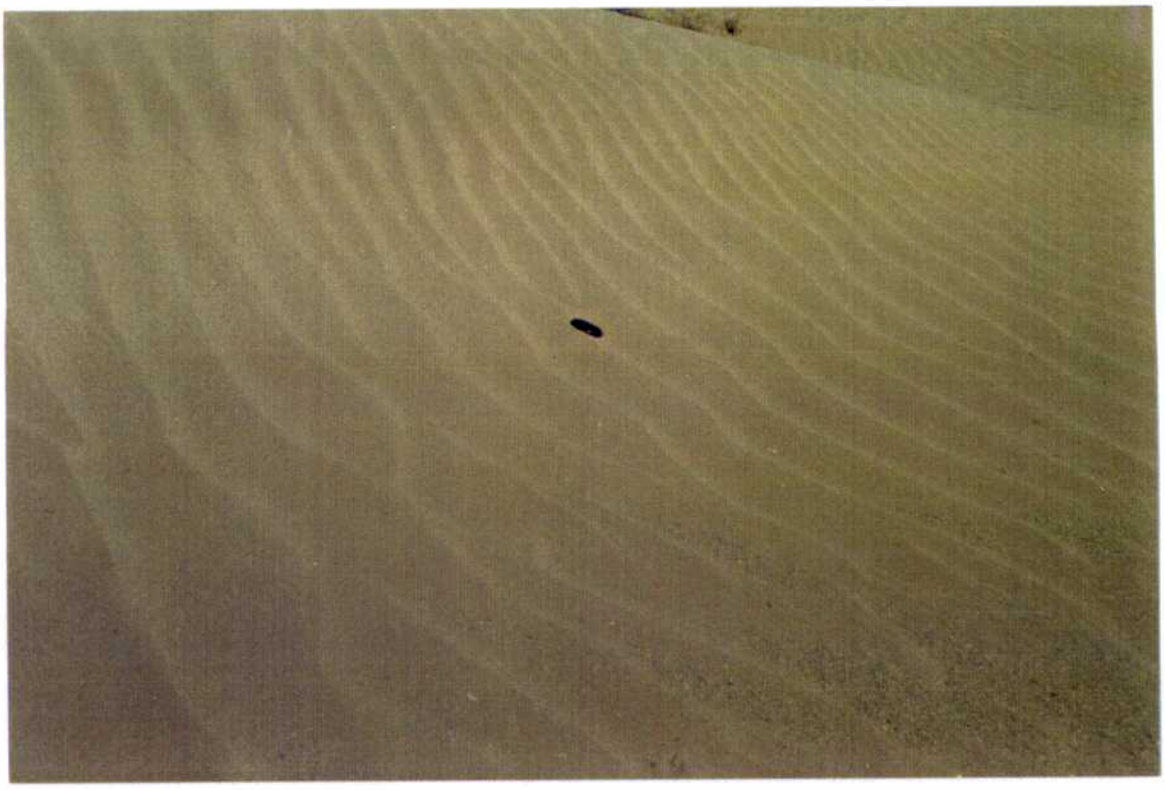


Figura nº 5.2. Detalle de las óndulas de impacto-proyección.

Figura nº 5.3. Aspecto de los trenes de óndulas de impacto-proyección, obsérvese su anastomosis y migración sobre sombras de arena.

simétricas (SK_1=0,03 en promedio). El factor S es, en promedio, igual 0,05 ø, con una muy baja dispersión de los valores y el percentil del 1 % corresponde a la arena mediana (1,54 ø). Las muestras tienen bajo porcentaje de material inferior a 53 µ (2 %) y curvas leptocúrticas (K_G=1,18).

Por otro lado, si se comparan las muestras correspondientes a crestas y senos de estas óndulas pueden observarse ciertas diferencias (Tabla 5.2). En primer lugar se advierte la conocida segregación textural que hace que las crestas tengan mayores tamaños de grano que los senos, siendo los valores de media 2,13 y 2,69 ø, respectivamente. Por su parte, el percentil del 1 % corresponde a la arena gruesa (0,88 ø) en el caso de las crestas y a la arena mediana (1,15 ø) en el de los senos. Estos últimos, a su vez, concentran mayor porcentaje de material inferior a 53 µ, que resulta del 0,40 y 1,75 %, respectivamente.

muestra	X	S	σ	moda	%< 53 µ	ø 1%	Md	K_G	SK_1
G4c	1.45	0.40	0.75	1.375	0.22	0.23	1.34	0.98	0.18
G90c	2.25	0.15	0.72	1.875	0.70	0.79	2.18	0.93	0.14
G94c	2.68	0.02	0.48	2.625	0.28	1.63	2.67	1.02	0.04
promedio de crestas	**2.13**	**0.19**	**0.65**	**1.958**	**0.40**	**0.88**	**2.06**	**0.98**	**0.12**
G5s	2.34	0.04	0.93	2.13	1.58	0.37	2.23	1.07	0.14
G91s	2.85	0.00	0.65	2.88	1.75	1.34	2.84	1.00	0.01
G95s	2.89	0.04	0.58	2.88	1.93	1.74	2.87	1.04	0.09
promedio de senos	**2.69**	**0.03**	**0.72**	**2.625**	**1.75**	**1.15**	**2.65**	**1.04**	**0.08**
G70	2.95	0.02	0.54	2.88	1.50	1.79	2.93	1.24	0.01
G71	3.06	0.01	0.55	2.88	2.26	1.82	3.04	1.19	0.00
G72	2.94	0.04	0.60	2.88	2.20	1.60	2.90	1.21	0.06
G73	2.85	0.04	0.62	2.88	1.83	1.54	2.83	1.16	0.01
G74	2.78	0.07	0.63	2.88	1.77	1.54	2.75	1.11	0.06
G75	2.86	0.02	0.63	2.88	2.23	1.40	2.85	1.29	-0.03
G76	2.85	0.03	0.62	2.88	1.87	1.45	2.82	1.19	0.02
G77	2.82	0.06	0.64	2.88	2.13	1.40	2.80	1.25	0.00
G78	2.74	0.12	0.67	2.63	2.20	1.45	2.65	1.09	0.10
G79	2.76	0.08	0.67	2.88	2.01	1.45	2.45	1.06	0.09
promedio transectas	**2.86**	**0.05**	**0.61**	**2.850**	**2.00**	**1.54**	**2.80**	**1.18**	**0.03**

Tabla nº 5.1. Parámetros texturales estadísticos de las óndulas de impacto-proyección del campo eólico del valle de Guandacol. Referencias: c, cresta; s, seno; p, promedio longitudinall; X, media; S, factor S; σ, selección; () moda secundaria; % < 53 µ , porcentaje de material inferior a 53 micrones ; ø 1 %, percentil del 1 % ; Md, mediana ; K_G, agudeza ; SK_1, asimetría.

Microformas	***Características texturales***	
	Crestas	Senos
Óndulas de impacto-proyección (I-P)	media en la arena fina (2,13ø), bien seleccionadas (0,65 ø), unimodales (2,08 ø), asimetría positiva (0,12), ø 1 % en la arena gruesa (0,88 ø), %< 53 µ menor a 1%, curvas mesocúrticas.	media en la arena fina (2,69 ø), selección moderada (0,72 ø), unimodales (2,75 ø), simétricas (0,08), ø 1 % en la arena mediana (1,15 ø), % < 53 µ menor a 2 %, curvas mesocúrticas.
Óndulas de impacto-reptaje (I-R)	media en la arena gruesa (0,89 ø), selección moderada (0,95 ø), uni a bimodales (0,62 y 3,12 ø, moda principal y secundaria), asimetría muy positiva (0,48), ø 1 % en la arena muy gruesa (-0,52 ø), % < 53 µ menor a 1 %, curvas leptocúrticas.	media en la arena fina (2,49 ø), selección moderada (0,95 ø), uni a bimodales (2,87 y 0,67 ø, moda principal y secundaria), asimetría muy negativa (-0,25), ø 1 % en la arena gruesa (0,01 ø), % < 53 µ menor a 1,5 %, curvas leptocúrticas.

Tabla nº 5.2. Diferenciación textural entre crestas y senos de óndulas de impacto-proyección (I-P) e impacto-reptaje (I-R).

5.1.5. Óndulas de impacto-reptaje (I-R)

Las óndulas de impacto-reptaje (I-R) aquí analizadas poseen crestas más discontinuas y de mayor curvatura que las óndulas de impacto-proyección, tienen un espaciamiento de entre 30 cm y 1 metro, una altura promedio de 5 centímetros y una granulometría más gruesa (Fig. 5.4). En los ambientes de interacción eólica-fluvial y de manto eólico (véase secciones 6.3 y 6.4) se asocian frecuentemente a formas de lecho fluviales, donde aparecen directamente sobre canales y barras (Fig. 5.5). También se desarrollan en las áreas de intercanal del sistema de interacción (Fig. 6.23) y en los mantos eólicos (Fig. 6.35), principalmente en las caras de barlovento de *zibars* y *gozes*.

Con respecto a los parámetros granulométricos de las óndulas de impacto-reptaje (Tabla 5.3) puede observarse que las arenas poseen una media promedio en la arena fina (2,04 ø), son mal seleccionadas (s=1,36 ø) y sus distribuciones granulométricas son bimodales, con una moda principal en la arena muy fina a fina (3,05 ø en promedio) y una moda secundaria en la arena gruesa a muy gruesa (0,20 ø en promedio). El valor promedio del factor S es −0,62 ø y poseen menos de

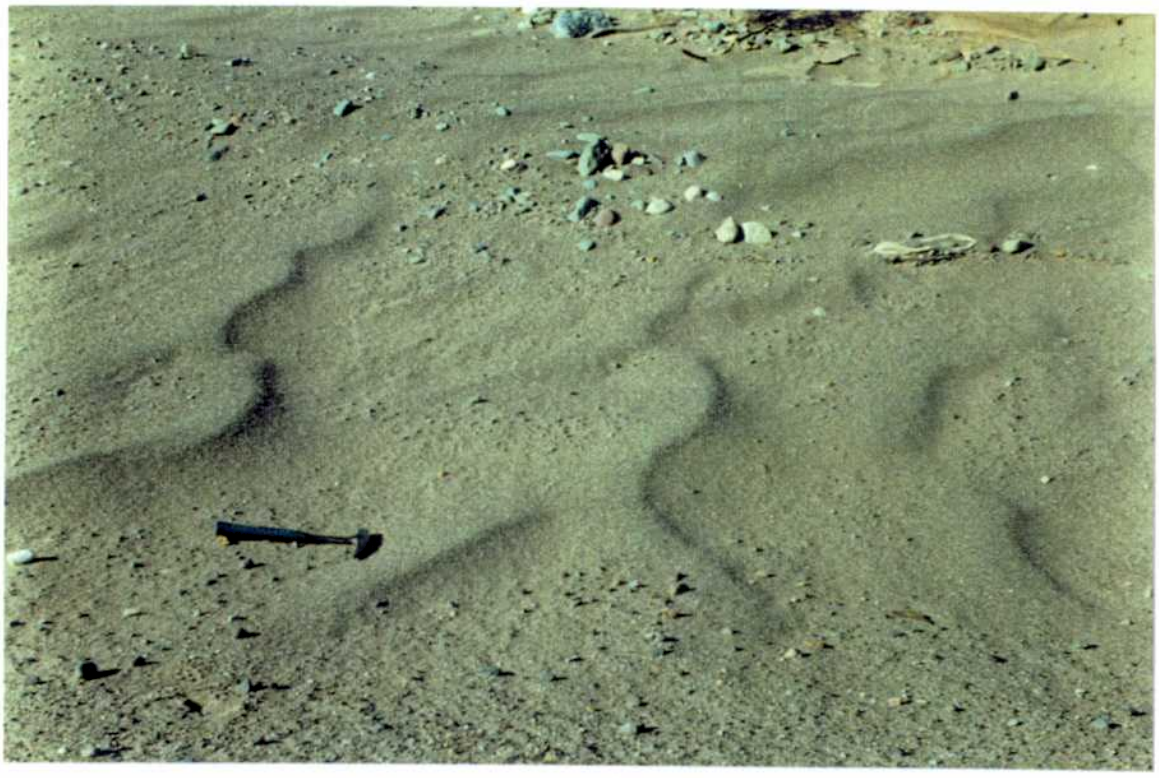


Figura nº 5.4. Detalle de las óndulas de impacto-reptaje.

Figura nº 5.5. Óndulas de impacto-reptaje tapizando los canales fluviales del campo eólico del valle de Guandacol, provincia de La Rioja.

un 5 % de material inferior a 53 µ. El percentil del 1 % corresponde a la arena muy gruesa (-0,46 ø), sus valores de agudeza varían entre 0,59 y 1,10, con curvas mayormente platicúrticas, y poseen asimetría negativa (SK_1=-0,20). Este último parámetro es el único que no coincide con lo indicado como típico para arenas eólicas, caracterizadas generalmente por tener asimetría positiva. Sin embargo, Ahlbrandt (1979) señaló que al menos el 20 % de las muestras de origen eólico por él analizadas presentaban asimetría negativa, principalmente aquellas correspondientes a áreas de interduna o de *serir*. Por otro lado, como se indicó anteriormente, las muestras correspondientes a las óndulas de impacto-reptaje son bimodales y, por lo tanto, la asimetría resultará negativa o positiva dependiendo de si la moda

muestra	X	S	σ	moda	%< 53 µ	ø 1%	Md	K_G	SK_1
G12c	1.30	0.47	0.72	0.625	0.21	0.29	1.12	1.06	0.36
G28c	0.11	0.86	0.74	0.375	0.08	-1.00	0.04	1.52	0.17
G29c	1.07	1.34	1.31	0,375 (2,875)	0.67	-1.00	0.50	0.76	0.51
G49c	1.34	1.06	1.07	0,625 (3,125)	0.24	-0.17	0.85	0.80	0.63
G56c	0.71	0.74	0.66	0.63	0.04	-0.21	0.56	2.05	0.71
G65c	0.81	1.53	1.19	0,375 (2,875)	0.34	-1.00	0.42	0.99	0.47
promedio de crestas	**0.89**	**1.00**	**0.95**	**0,500 (2,958)**	**0.26**	**-0.52**	**0.58**	**1.20**	**0.48**
G13s	2.34	0.12	0.90	2.125	1.94	0.52	2.35	0.98	-0.03
G50s	2.90	-0.84	0.79	3,125 (0,625)	1.18	0.21	3.04	1.88	-0.32
G57s	2.60	-0.85	0.89	2.88	0.76	-0.18	2.79	1.38	-0.37
G66s	2.12	-0.68	1.22	2,875 (0,625)	1.31	-0.50	2.33	0.63	-0.27
promedio de senos	**2.49**	**-0.56**	**0.95**	**2,750 (0.625)**	**1.29**	**0.01**	**2.63**	**1.22**	**-0.25**
G30	1.19	1.08	1.38	0,375 (2,125)	1.04	-1.00	0.62	0.74	0.41
G51	2.48	-1.05	1.07	3,125 (0,625)	0.84	0.15	2.85	1.10	-0.52
G67	1.43	0.58	1.26	0,375 (2,875)	0.60	-0.87	1.14	0.74	0.28
G80	2.28	-0.60	1.38	0,625 (3,125)	6.26	-0.25	2.47	0.59	-0.25
G81	2.29	-0.44	1.30	0,625 (3,125)	4.29	-0.10	2.55	0.60	-0.29
G82	2.52	-0.62	1.20	0,625 (3,125)	5.70	0.30	2.75	0.70	-0.36
G83	2.34	-0.14	1.15	3,125 (0,625)	3.71	0.35	2.45	0.69	-0.19
G84	2.52	-0.14	1.02	3,125 (1,375)	3.55	0.54	2.62	0.75	-0.21
G85	2.53	-0.53	1.12	3,125 (0,625)	4.24	0.30	2.75	0.73	-0.35
G86	1.70	-1.28	1.67	3,125 (-0,625)	3.52	-1.45	1.87	0.72	-0.22
G87	1.66	-0.98	1.68	3,125 (-0,625)	3.14	-1.37	1.82	0.66	-0.19
G88	1.98	-3.08	1.77	3,375 (-1,125)	4.55	-1.42	2.45	0.72	-0.44
G89	1.65	-0.87	1.74	-0,875 (3,125)	3.31	-1.19	1.85	0.62	-0.20
promedio transectas	**2.04**	**-0.62**	**1.36**	**3,048 (0,202)**	**3.44**	**-0.46**	**2.17**	**0.72**	**-0.20**

Tabla nº 5.3. Parámetros texturales estadísticos de los óndulas de impacto-reptaje texturales estadísticos de las óndulas de impacto-proyección del. Referencias: ver tabla 5.1.

fina o gruesa es, respectivamente, la más abundante (Folk y Ward, 1957). Así mismo, Chaudhri y Khan (1981) señalaron que obtuvieron valores de asimetría negativa en el caso de muestras con distribuciones polimodales.

Las diferencias observadas entre las muestras de crestas y senos de óndulas de impacto-reptaje son aún más grandes que las correspondientes a las óndulas de I-P (Tabla 5.2). En tanto la media de las crestas se halla en la arena gruesa (0,89 ø), la de los senos corresponde a la arena fina (2,49 ø). El percentil del 1 % de las primeras es −0,52 ø (arena muy gruesa) y el de los senos 0,01 ø (arena gruesa), contando éstos últimos con un mayor porcentaje de material inferior a 53 μ.

Al igual que las muestras de las óndulas de I-P, las crestas de estas óndulas poseen valores del factor S positivos (1,00 ø) y asimetría muy positiva (SK_1=0,48), en tanto que los senos tienen valores negativos del factor S (-0,56 ø) y asimetría muy negativa (SK_1=-0,25). Otra característica observada es que, en la mayoría de los casos, las muestras tienen distribuciones bimodales. Mientras que las crestas tienen una moda principal en la arena gruesa o muy gruesa y una moda secundaria en la arena fina o muy fina, lo contrario sucede con las muestras de los senos.

5.1.6. Mecanismos de formación de óndulas eólicas

Como puede observarse las características texturales de las muestras de las óndulas varían en función de su ubicación dentro de las mismas (crestas o senos). Por lo cual, si se desean analizar los procesos de transporte y depositación que actúan en el desarrollo de estas microformas de lecho deben discriminarse las distintas partes que la componen.

Las diferencias observadas entre los parámetros estadísticos de las crestas y de los senos de las óndulas eólicas indican, en primer lugar, que existe una clara segregación textural entre ambos sectores, ubicándose, como ya se ha dicho, los tamaños mayores en las crestas y los menores en los senos. Esta diferencia ya ha sido señalada previamente por otros autores como Bagnold (1954), Sharp (1963), Reineck y Singh (1973), Anderson (1987b), Limarino y Martínez (1992), entre otros.

El origen de las diferencias texturales aquí observadas puede ser explicado

mediante la figura 5.6. Allí se han superpuesto dos diagramas, el superior (de Sharp, 1963) muestra la diferente exposición al bombardeo de partículas ubicadas sobre las superficies de barlovento y sotavento de las óndulas eólicas, que define una "zona de sombra" (Fig. 5.6) donde el bombardeo es mínimo. La parte inferior del diagrama (obtenido de Anderson, 1987) gráfica el "índice de intensidad de impacto" (IR en la Fig. 5.6) en función de la posición de las partículas sobre una óndula eólica. Dicho índice, definido como el cociente entre el número de impactos sobre una superficie plana y el correspondiente a la superficie de óndula, alcanza valores superiores a 1 en la cara de barlovento (alta exposición a bombardeo, zona A en la Fig. 5.6) y valores muy inferiores a 1 en la zona de sombra (baja exposición a bombardeo, zona C en la Fig. 5.6).

Del análisis de ambos diagramas se desprende que la zona de barlovento-cresta de las óndulas está expuesta a intenso bombardeo, permitiendo el desarrollo de dos tipos diferentes de transporte de granos: impacto-proyección e impacto-reptaje. Ambos mecanismos ya fueron señalados por Bagnold (1954) como responsables del movimiento de la arena por el viento. El proceso de impacto-proyección implica el alzamiento (proyección) de un grano debido al impacto (bombar-

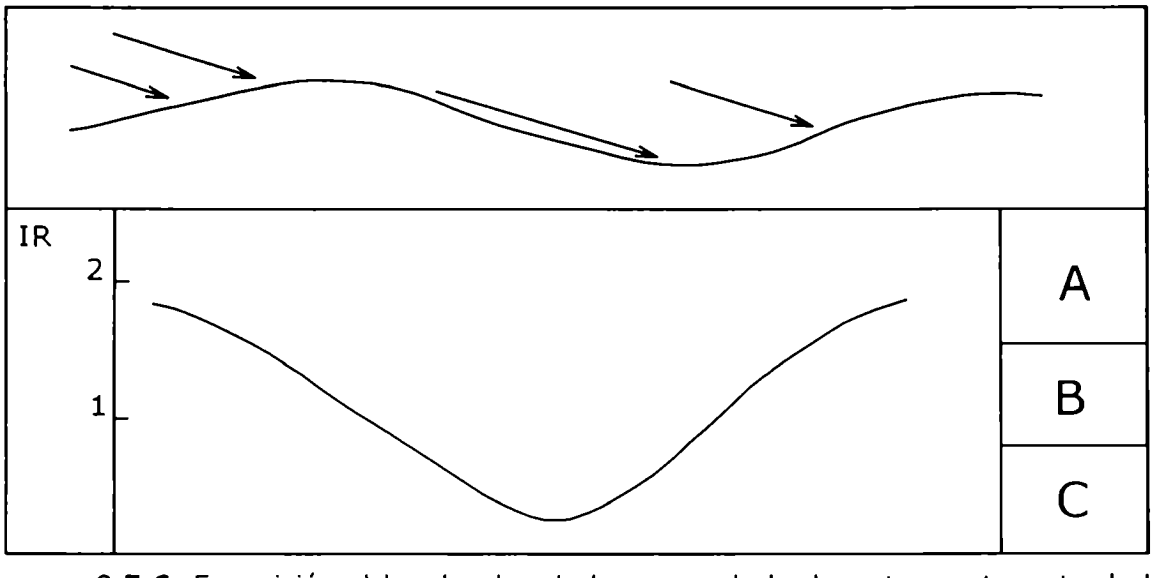


Figura nº 5.6. Exposición al bombardeo de las caras de barlovento y sotavento de las óndulas. En la parte superior el diagrama de Sharp (1963) muestra la "zona de sombra". Abajo, variación del "índice de intensidad de impacto" (IR) desde la cara de barlovento a sotavento de la óndula (Anderson, 1987b). Modificado de Limarino y Martínez (1992).

deo) de otro grano, determinando una población de clastos que se mantienen en saltación (Fig. 5.7). En el mecanismo de impacto-reptaje, la energía entregrada por el impacto de los granos que viajan en saltación (saltación descendente en la Fig. 5.7) no alcanza a levantar a la partícula y ésta es desplazada hacia adelante, mayormente en contacto con el lecho (reptaje en la Fig. 5.7). Como es obvio entonces, los granos más gruesos serán transportados por reptaje y los más finos por saltación, generando la segregación textural característica de las óndulas eólicas. Cabe destacar que los granos menores a 53 μ, en promedio, constituyen la población que viaja en suspensión. Una vez que éstos son puestos en el aire, por el impacto de granos mayores, se mantienen en él debido a que por su tamaño poseen muy baja velocidad de caída, viajando en suspensión por la turbulencia del fluido.

Volviendo a la figura 5.6 podemos ver que el tramo correspondiente a la parte media a inferior de la cara de sotavento y el seno de una óndula es una zona de muy baja intensidad de bombardeo (zona de sombra) en comparación con la zona de barlovento-cresta. Así, la depositación en los senos está dominada por el impacto-proyección de baja energía y el impacto-reptaje sólo ocurre esporádicamente. Por el contrario, en la zona de barlovento-cresta pueden ocurrir ambos mecanismos de transporte y depositación. De esta forma, la granulometría mayor se concentra en las crestas y en la parte superior de las caras de sotavento, donde los granos de mayor tamaño pueden ser movilizados solo mediante el impacto-reptaje y los de menor tamaño lo hacen por el mecanismo de impacto-proyección, que

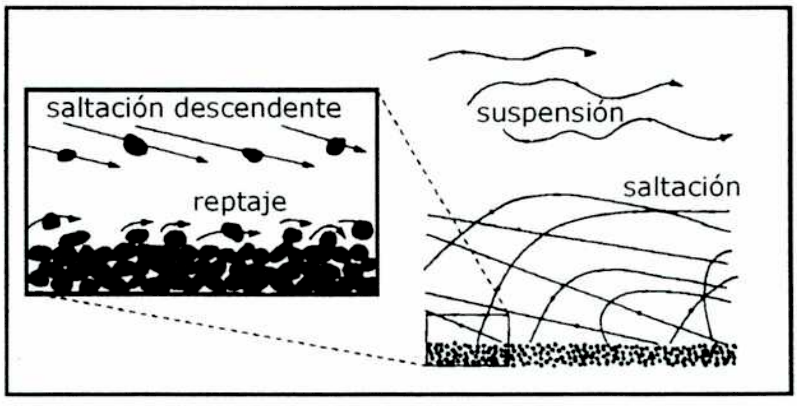


Figura nº 5.7. Mecanismos de transporte de granos por el viento.

domina la depositación en los senos de las óndulas. Como ejemplo de ello pueden observarse, en la figura 5.8, curvas de distribución granulométrica de muestras de crestas (en azul) y de senos (en rojo) de óndulas de impacto-reptaje (5.8A) y de óndulas de impacto-proyección (5.8B). Allí se ve como la zona de cresta presenta mayor granulometría que la zona de seno, tanto en el caso de las óndulas de impacto-proyección como en las de impacto-reptaje. También en la misma figura puede notarse como la segregación textural está muy bien definida para las primeras óndulas y es más sutil para las segundas. Lo dicho queda evidenciado en la figura 5.8, por la separación de las modas de crestas y senos, que es mayor en las óndulas I-R (2,50 ø) y menor en las I-P (0,75 ø). Aún más, obsérvese en la figura 5.8B como las óndulas de impacto-reptaje presentan una muy clara deficiencia granulométrica entre 1,25 ø y 2,30 ø.

De esta forma, si ambos procesos de transporte y depositación actúan en el desarrollo de las óndulas eólicas, se determinarían dos poblaciones de clastos, con características propias, que se verían reflejadas en los parámetros texturales de los sedimentos que las componen.

En nuestro caso la presencia de dos poblaciones se evidencia claramente en las muestras correspondientes a las óndulas aquí denominadas de impacto-reptaje, las cuales en su mayoría poseen distribuciones granulométricas bimodales. Los histogramas de muestras correspondientes a crestas y senos de estas óndulas (Fig. 5.9) muestran como la moda principal de las crestas (0,75 ø) coincide con la moda secundaria de los senos, en tanto la moda secundaria de las crestas (3,25 ø) lo hace con la moda principal de los senos. De esta forma, el mecanismo de impacto-proyección predomina en la zona de seno, determinando una población de clastos más fina (arena mediana, fina y muy fina), en tanto el proceso de impacto-reptaje es el principal responsable de la depositación de clastos en las crestas y parte superior de las caras de barlovento, donde predomina la población más gruesa (arena gruesa y muy gruesa).

Un gráfico de la media en función de la asimetría de muestras de crestas y de senos de óndulas de impacto-reptaje (Fig. 5.10) permite observar también como se separan claramente las dos poblaciones. Las muestras correspondientes a las crestas de las óndulas presentan una media más gruesa (arena mediana en pro-

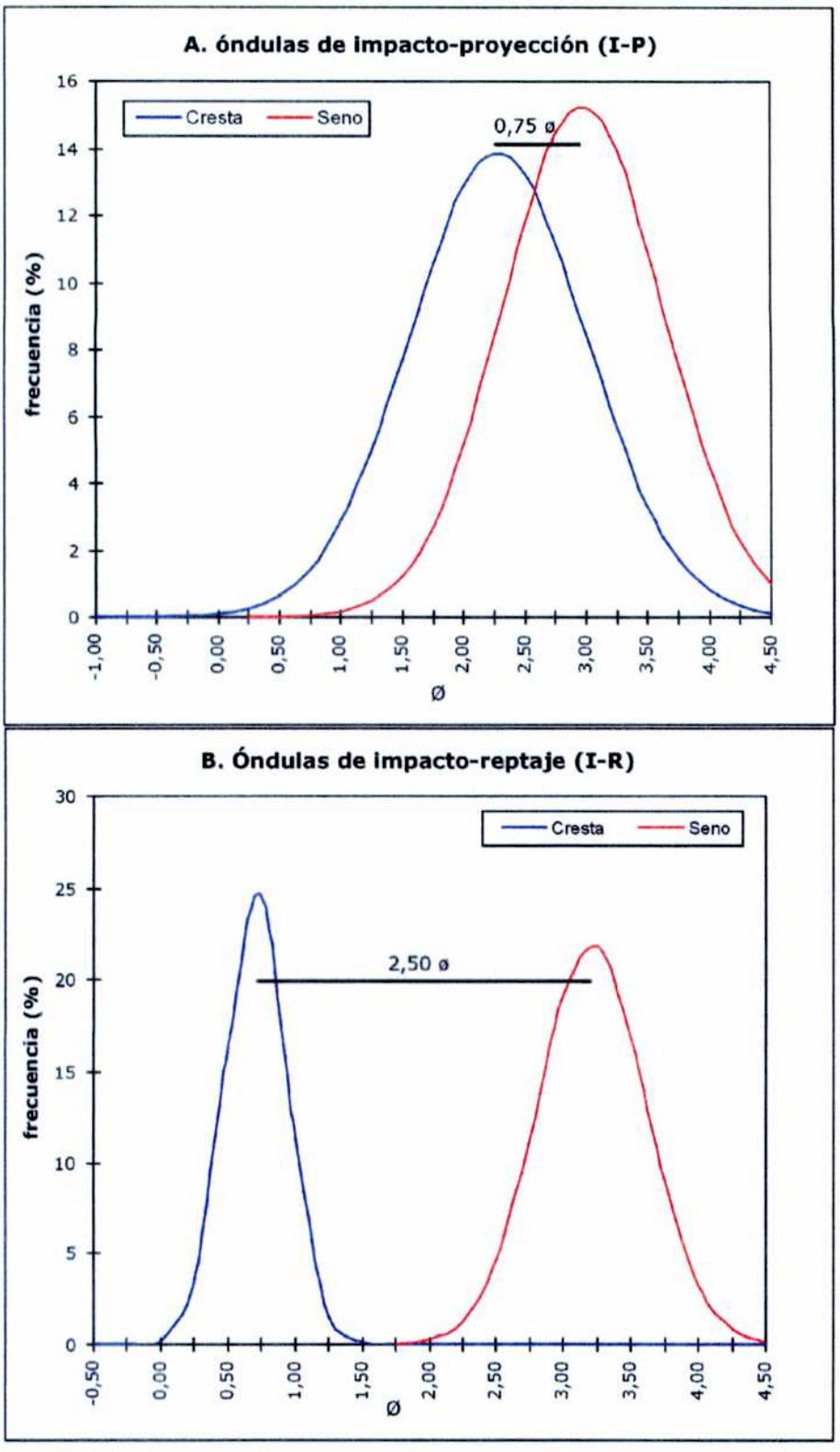


Figura nº 5.8. Curvas de distribución granulométrica de muestras de óndulas de impacto-proyección (A) y de óndulas de impacto-reptaje (B). Obsérvese como la zona de cresta (líneas azules) presenta mayor granulometría que la zona del seno (curvas rojas), a diferencia de lo que ocurre en las óndulas fluviales,y como esta diferencia granulométrica es mucho mayor en las óndulas I-R (2,50 ø) que en la óndulas I-P (0,75 ø).

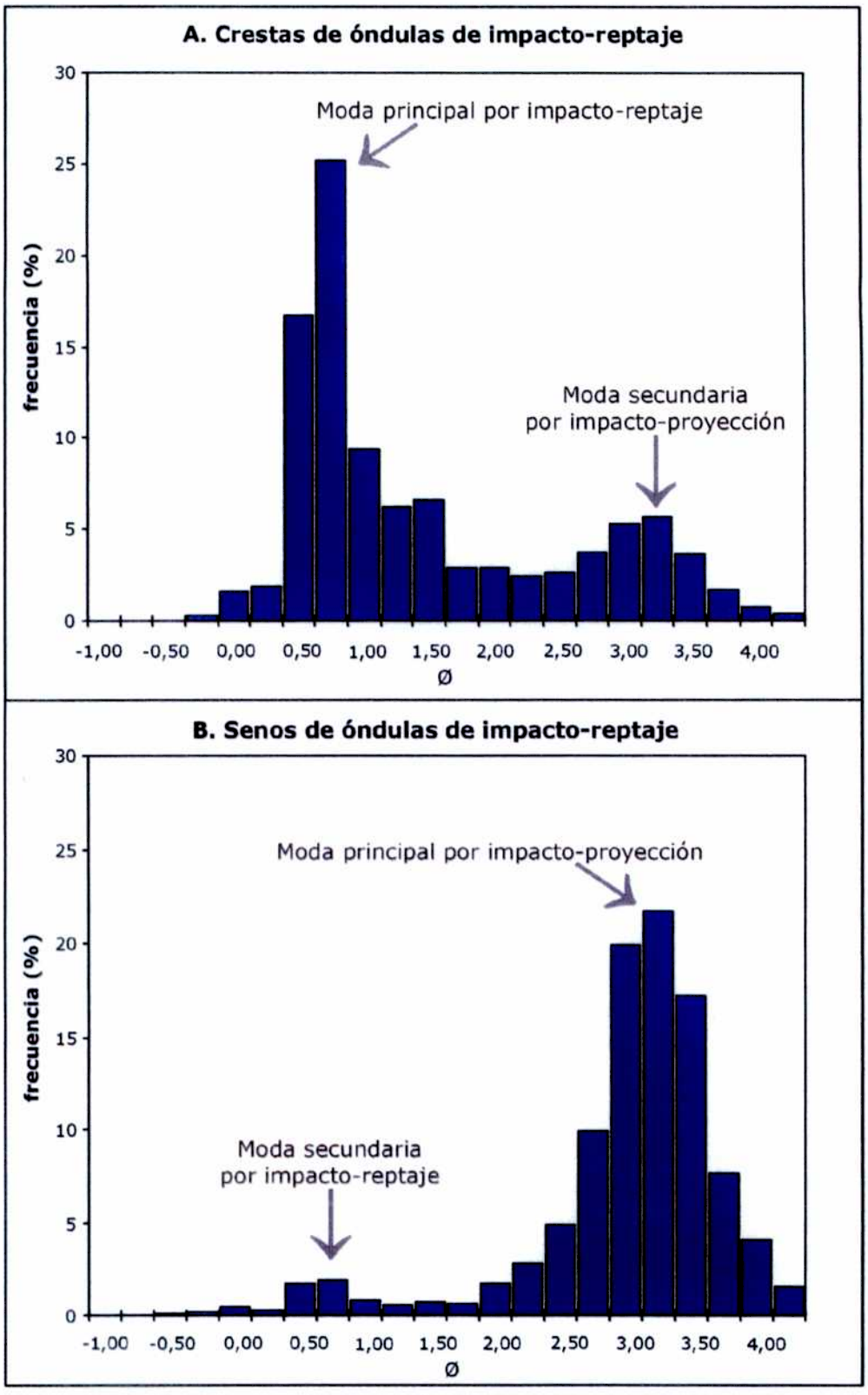


Figura nº 5.9. Histogramas correspondientes a las crestas (A) y a los senos (B) de óndulas de impacto-reptaje. Obsérvese la bimodalidad de los mismos y como la moda principal de la cresta (0,625 ø) coincide con la moda secundaria del seno, en tanto la moda secundaria de la cresta (3,125 ø) lo hace con la moda principal del seno (los valores de ø corresponden al punto medio del intervalo granulométrico).

medio) y asimetría positiva, en tanto las muestras de los senos tienen una media más fina (arena fina en promedio) y asimetría negativa. La asimetría positiva y negativa se debe entonces a la predominancia de los procesos de impacto-reptaje e impacto-proyección en la zona de crestas y de senos, respectivamente.

En el caso de las óndulas de impacto-proyección identificadas, las diferencias entre crestas y senos no son tan grandes, aunque siguen el mismo patrón observado en las óndulas de impacto-reptaje (Tabla 5.2). Principalmente, la media de las crestas tiene un valor promedio de 2,13 ø y el percentil del 1 % corresponde a la arena gruesa, en tanto la media promedio de la zona de senos es más fina (2,69 ø en promedio) y el percentil del 1 % pertenece a la arena mediana (Tabla 5.2). Una diferencia destacable con las otras óndulas es que éstas presentan, como ya se dijo, distribuciones granulométricas unimodales. La presencia de una única moda y con una media en la arena fina permite suponer que estas óndulas se desarrollan principalmente por el proceso de impacto-proyección, por lo que se las denominó óndulas de impacto-proyección. Para diferenciarlas las otras óndulas fueron entonces denominadas óndulas de impacto-reptaje. En la tabla 5.4 se resumen las prin-

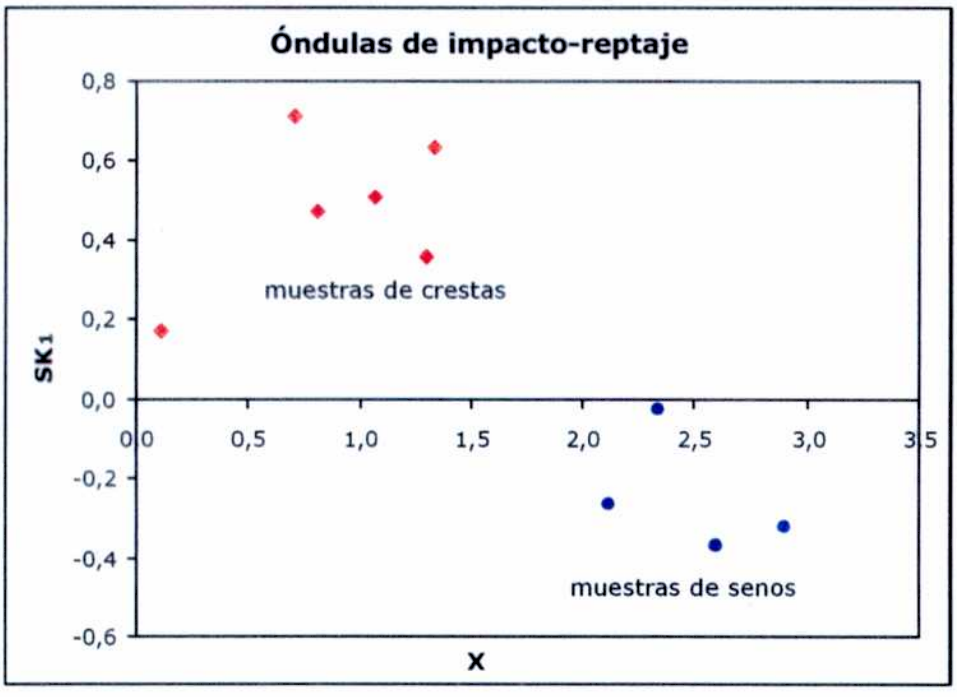


Figura nº 5.10. Gráfico de la asimetría (SK_1) en función de la media (X) de muestras de crestas y senos de óndulas de impacto-reptaje.

Microformas	*Morfología*	*Características texturales*
Óndulas de impacto-proyección (I-P)	crestas continuas y casi rectas, L entre 5 y 35 cm, H entre 0,5 y 3 cm	media en la arena fina (2,86 ø), bien seleccionadas (0,61 ø), unimodales (2,05 ø), simétricas (0,20), ø 1 % en la arena mediana (1,54 ø), % < 53 µ menor a 2 %, curvas leptocúrticas.
Óndulas de impacto-reptaje (I-R)	crestas discontinuas y sinuosas, L entre 30 cm y 1 m H ≈ 5 cm	media en la arena fina (2,04 ø), mal seleccionadas (1,36 ø), uni a bimodales (3,20 y 0,30 ø, moda principal y secundaria respectivamente), asimetría negativa (-0,20), ø 1 % en la arena muy gruesa (-0,46 ø), % < 53 µ menor a 3,5 %, curvas platicúrticas. Poseen una fuerte diferenciación textural entre crestas y senos.

Tabla nº 5.4. Resumen de las diferencias morfológicas y texturales de ambos tipos de óndulas eólicas, donde L = espaciamiento, H = altura.

cipales diferencias entre ambos tipos de óndulas eólicas.

Distintos gráficos que relacionan los parámetros texturales permiten ilustrar las características de ambas clases de óndulas. En estos gráficos se han separado a las óndulas de impacto-reptaje en dos grupos, distinguiendo las muestras de aquellas óndulas que se desarrollan en los canales fluviales asociados al campo eólico del valle de Guandacol (Fig. 6.23), de las que se presentan en las áreas de intercanal. Por ejemplo, un gráfico de la asimetría en función de la media (Fig. 5.11) permite observar como se separan ambos tipos de óndulas debido a que las de impacto-proyección tienen, como se describió anteriormente, valores de media más finos y distribuciones granulométricas simétricas, en tanto las óndulas de impacto-reptaje presentan valores más gruesos de media y asimetría negativa.

Otro gráfico, en este caso de la selección en función de la media (Fig. 5.12), muestra como las muestras de óndulas de impacto-reptaje de los canales fluviales presentan la peor selección y los valores de media más gruesa. La media se hace más fina y mejora la selección en las óndulas de impacto-reptaje desarrolladas en las áreas de intercanal, en tanto las óndulas de impacto-proyección tienen los valores de media más finos y poseen la mejor selección. Otro gráfico, en este caso del percentil del 1 % en función de la media (Fig. 5.13) muestra la misma tendencia que el diagrama anterior. Las óndulas de impacto-reptaje presentes en los canales fluviales tienen los valores más gruesos del percentil del 1 %, éste se hace

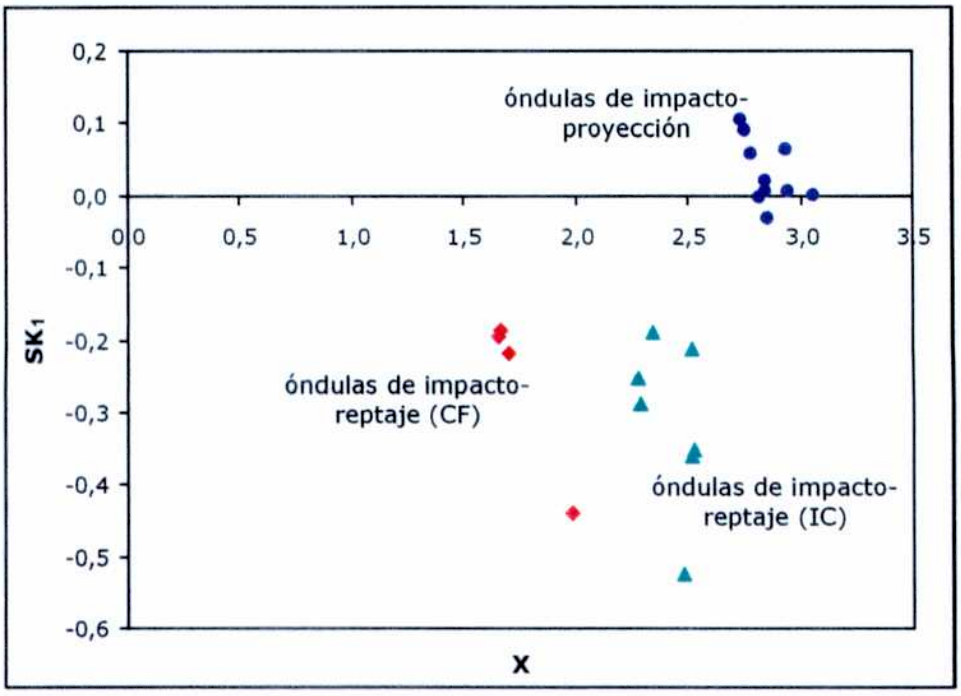


Figura nº 5.11. Gráfico de la asimetría (SK_1) en función de la media (X) de óndulas de impacto-proyección y de impacto-reptaje, estas últimas de los canales fluviales (CF) y áreas de intercanal (IC) del campo eólico del valle de Guandacol (véase Fig. 6.23).

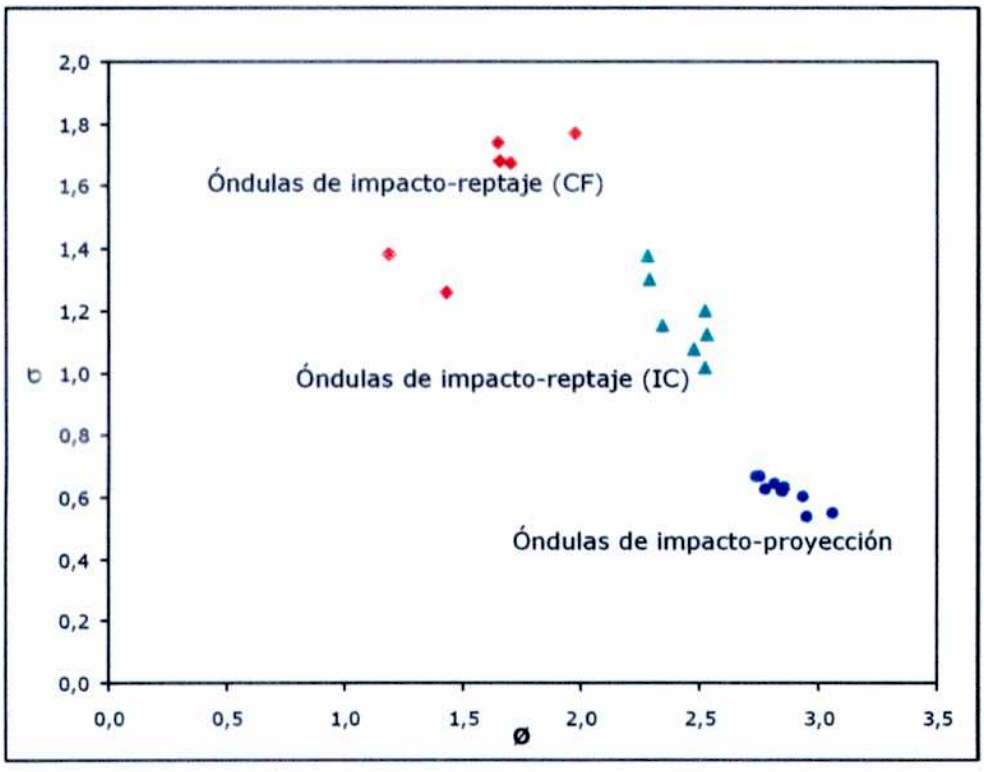


Figura nº 5.12. Gráfico de la selección (s) en función de la media (X) de muestras de óndulas de impacto-reptaje, desarrolladas en los canales fluviales (CF, véase Fig. 6.23) y en las áreas de intercanal (IC, véase Fig. 6.23), y óndulas de impacto-proyección.

más fino en las desarrolladas en las áreas de intercanal y más fino aún en el caso de las óndulas de impacto-proyección. De esta forma, puede observarse como la acción eólica sobre los depósitos fluviales determina la generacción de óndulas de impacto-reptaje, que se desarrollan sobre los canales y barras fluviales y poseen la peor selección y los valores más gruesos de media y del percentil del 1 %. Por su parte, las óndulas de impacto-reptaje que migran en las áreas de intercanal tienen ligeramente mejor selección y valores de media y del percentil del 1% más finos, en promedio. Finalmente, las óndulas de impacto-proyección poseen la mejor selección y los valores de media y del percentil del 1 % más finos.

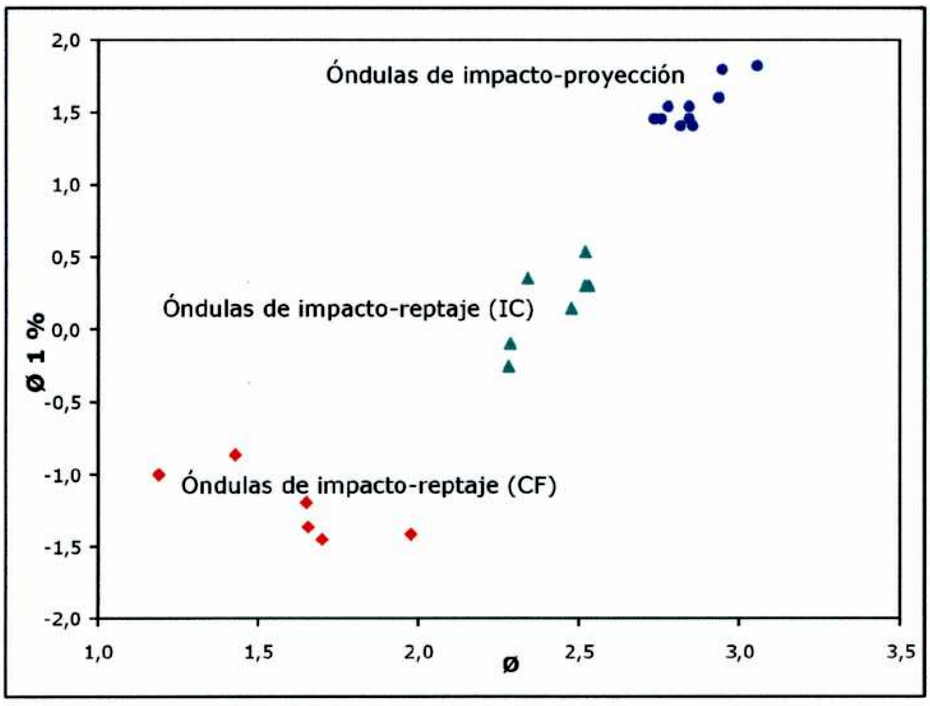


Figura nº 5.13. Gráfico del percentil del 1 % (ø 1 %) en función de la media (X) de muestras de óndulas de impacto-reptaje, desarrolladas en los canales fluviales (CF, véase Fig. 6.23) y en las áreas de intercanal (IC, véase Fig. 6.23), y óndulas de impacto-proyección.

5.2. Mesoformas de acreción fijas

5.2.1. Sombras de arena

Las sombras de arena, *sand shadow* o *sand drift* en la nomenclatura de Bagnold (1954) y *shrub-coppice dune*, según Melton (1940), son formas en gene-

ral pequeñas, elongadas con respecto a la dirección del viento predominante y que no poseen cara de sotavento (Fig. 5.14). En todos los casos se asocian a un arbusto, desarrollándose a sotavento del mismo debido a la interacción del viento, que transporta la arena, con un elemento de rugosidad (en este caso la vegetación) que se proyecta sobre el suelo (Hesp, 1981). Vistas en planta las sombras de arena tienen forma triangular, con el ancho máximo en la cercanía del arbusto (núcleo), y una altura variable, en general menor a 50 centímetros, que disminuye a partir del núcleo y hacia sotavento. Como máximo pueden alcanzar un largo de 8 metros (en promedio menos de 2 metros) y un ancho máximo, medido en la zona del núcleo, de 2 metros.

En la figura 5.15 se muestra un esquema (modificado de Hesp, 1981) de las principales líneas de flujo que quedan determinadas por la interacción del flujo de aire con un arbusto. Allí puede observarse como en las proximidades del obstáculo, que constituye la vegetación, existe una componente del flujo hacia abajo (región 2 de la Fig. 5.15) que, conjuntamente con la disminución de la velocidad del flujo por la expansión del mismo (región 3 de la misma figura), determina la depositación de arena por el proceso de caída de granos (véase Fig. 5.14). También puede advertirse que las líneas de flujo sobre la superficie (región 1 de la Fig. 5.15), responsables de la migración de óndulas eólicas sobre la sombra de arena, tienden a converger formando la línea divisoria longitudinal que comunmente se observa en estas formas de lecho (Fig. 5.14). Esta línea va desapareciendo hacia sotavento con la disminución de la altura de la geoforma. Sobre las sombras de arena migran fundamentalmente óndulas de impacto-proyección, muy escasamente óndulas de impacto-reptaje, y en general, lo hacen en dos trenes a ambos lados de la línea divisoria (Fig. 5.14). Hacia sotavento estos dos trenes tienden a formar uno solo, pasando transicionalmente a los trenes de óndulas que migran en la superficie arenosa que ocurre entre las sombras de arena. En general, los trenes de óndulas eólicas migran en el mismo sentido en que se hallan desarrolladas las sombras de arena a partir de la vegetación. Sin embargo, también pueden migrar en otros sentidos, especialmente cuando los vientos predominantes provienen de otras direcciones. Por lo tanto, el crecimiento y la progradación hacia sotavento de estas formas de lecho se produce debido a dos procesos concomitantes, caída de granos,

Figura nº 5.14. Pequeña sombra de arena en la cual pueden verse los trenes de óndulas I-P que migran sobre estas formas (a), convergiendo hacia la línea divisoria longitudinal, y en la superficie arenosa que aparece entre ellas (b). Obsérvese la zona masiva próxima al obstáculo, debida a la depositación por caída de granos.

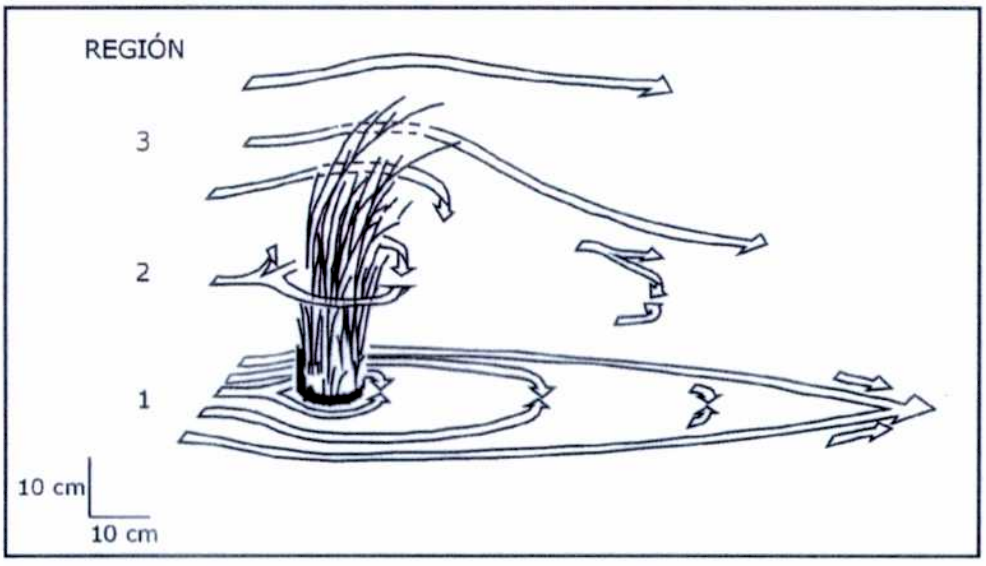


Figura nº 5.15. Esquema de los principales componentes del flujo al atravesar un arbusto. Obsérvese como en la región 1 las líneas de flujo, horizontales y simétricamente opuestas, converger dentro de una zona de sombra triángular, que se angosta hacia sotavento. En la región 2 la estructura del flujo es similar pero aparece un componente hacia abajo que favorece la depositación por el proceso de caída de granos. Véase también la expansión del flujo a sotavento del obstáculo (3), que disminuye su capacidad de transporte de sedimento (modificado de Hesp, 1981).

que se concentra en la cercanía del obstáculo, y migración de óndulas eólicas.

Con respecto a sus parámetros estadísticos (Tabla 5.5), las sombras de arena tienen una media que varía entre 2,07 y 3,17 ø (media promedio de 2,74 ø, arena fina). Las arenas están bien seleccionadas (s=0,65 ø), con dispersión de los valores desde bien seleccionadas hasta moderadamente seleccionadas, mostrando mejor selección las sombras de arena sin línea divisoria. En todos los casos las muestras resultan unimodales (2,57 ø) y tienen asimetría positiva (SK_1=0,14), aunque las sombras de arena con línea divisoria son más asimétricas que las que no la poseen.

Ambas sombras de arena muestran valores similares de agudeza (curvas en promedio mesocúrticas), en el factor S (0,06 ø en promedio) y en el percentil del 1 % (1,42 ø, arena mediana). En tanto las sombras de arena con línea divisoria tienen ligeramente mayor cantidad de material inferior a 53 µ (2,02 %) que las sombras de arena sin línea divisoria (1,57 %).

Puede considerarse entonces que las muestras correspondientes a sombras de arena con línea divisoria resultan peor seleccionadas, más asimétricas positivas y con un porcentaje mayor de material inferior a 53 µ debido a que en ellas el flujo de aire al atravesar el obstáculo deposita sedimentos por caída de granos, que determina una mayor participación de granos finos.

muestra	X	S	σ	moda	%< 53 µ	ø 1%	Md	K_G	SK_1
G1a	2.62	0.08	0.74	2.125	2.66	0.92	2.55	1.21	0.20
G2a	2.84	0.02	0.66	2.625	2.04	1.42	2.73	0.89	0.27
G6a	2.78	0.10	0.73	2.125	2.26	1.33	2.66	0.86	0.21
G7a	2.07	0.17	0.89	1.875	0.83	0.38	1.97	0.95	0.12
G8a	3.11	-0.03	0.55	2.875	2.29	1.79	3.10	1.06	0.02
promedio a	**2.68**	**0.07**	**0.71**	**2.325**	**2.02**	**1.17**	**2.60**	**0.99**	**0.16**
G92b	2.64	0.07	0.64	2.750	1.31	1.69	2.61	0.97	0.09
G93b	2.71	0.06	0.54	3.000	0.60	1.63	2.68	1.03	0.09
G96b	2.70	0.07	0.57	2.750	1.25	1.6	2.67	1.01	0.09
G97b	3.17	0.00	0.50	3.000	3.12	2.06	3.13	1.05	0.13
promedio b	**2.81**	**0.05**	**0.56**	**2.875**	**1.57**	**1.75**	**2.77**	**1.02**	**0.10**
promedio	**2.74**	**0.06**	**0.65**	**2.57**	**1.82**	**1.42**	**2.68**	**1.00**	**0.14**

Tabla nº 5.5. Parámetros texturales estadísticos de las sombras de arena, con y sin línea divisoria (a y b, respectivamente). Referencias, ver tabla 5.1.

5.2.2. *Zibars*

En este trabajo se emplea la denominación de *zibars*, siguiendo a Nielson y Kocurek (1986), para montículos irregulares de arena, de baja altura (menor a 1

metros), que tienen una cara de barlovento muy tendida (menor a 5º) y una cara de sotavento con ángulos que varían entre 25º y 28º, donde no es común el desarrollo de lóbulos de avalancha (Fig. 5.16). Los *zibars* se asocian a la vegetación, de forma similar a como lo hacen las sombras de arena. La superficie de los *zibars* se halla cubierta enteramente por trenes de óndulas eólicas, óndulas de impacto-reptaje migran únicamente en la cara de barlovento, en tanto trenes de óndulas de impacto-proyección lo hacen en ambas caras.

Nielson y Kocurek (1986) señalan que los *zibars* son formas de lecho migratorias pero en las áreas aquí estudiadas estas geoformas pueden ser consideradas como formas fijas, que crecen verticalmente por el proceso de caída de granos y, fundamentalmente, por la migración de óndulas eólicas (Limarino y Martinez, 1992). En este sentido la figura 5.16 muestra como trenes de óndulas oblicuas tapizan la cara de sotavento de los *zibars*, favoreciendo su crecimiento hacia adelante. La generación de avalanchas de granos estaría muy limitada en este tipo de forma de lecho debido probablemente a que por su reducida altura no se generan un gradiente de presión suficientemente contrastante como para favorecer una acumulación im-

Figura nº 5.16. Vista de un *zibar*, obsérvese la migración de óndulas I-P en su cara de sotavento (s).

portante de material en la zona de cresta (véase sección 5.3).

Con respecto a los parámetros estadístico, los *zibars* (Tabla 5.6) presentan valores de media de entre 2,68 y 3,15 ø, con una media promedio de 2,84 ø (arena fina) y tienen muy buena selección (s=0,47 ø). Poseen distribuciones granulométricas unimodales (con una moda promedio en la arena muy fina), simétricas y curvas mesocúrticas (K_G=1,03 ø). El factor S promedio es -0,01 ø, el porcentaje de material inferior a 53 µ es inferior al 1 % y el percentil del 1 % correponde a la arena mediana (1,73 ø).

muestra	X	S	σ	moda	%< 53 µ	ø 1%	Md	K_G	SK_1
G37	3.15	-0.08	0.46	3.125	1.22	1.70	3.17	1.16	-0.02
G38	2.76	-0.02	0.52	2.875	0.27	1.61	2.77	0.91	-0.09
G39	2.96	0.00	0.41	2.875	0.11	2.02	2.96	1.00	0.03
G40	2.68	0.02	0.43	2.875	0.21	1.78	2.67	1.02	0.06
G41	2.80	0.00	0.48	2.875	1.16	1.74	2.78	1.05	0.06
G42	2.80	0.00	0.48	2.875	1.16	1.74	2.78	1.05	0.07
G43	2.74	-0.01	0.50	2.875	0.79	1.54	2.77	1.00	-0.04
promedio	**2.84**	**-0.01**	**0.47**	**2.911**	**0.70**	**1.73**	**2.84**	**1.03**	**0.01**

Tabla nº 5.6. Parámetros texturales estadísticos de los *zibars*. Referencias, ver tabla 5.1.

5.2.3. *Gozes*

Las mesoformas fijas de mayor porte distinguidas en los campos eólico estudiados, corresponden a las que Bagnold (1954, p. 184) denominó *gozes* y son parcialmente equivalentes a las "ondulaciones" de Chaudri y Khan (1980). Se trata de ondas de arena de origen eólico, transversales a la dirección del viento predominante, con un espaciamiento variable entre 10 y 25 metros y de 1,5 a 3 metros de altura (Fig. 5.17). Alcanzan mayor continuidad lateral que los *zibars*, con hasta 20 metros de longitud. Poseen una cara de barlovento discontinua, con ángulos variables entre 3 y 7º, y una cara de sotavento en general bien desarrollada, con 25º a 31º de pendiente, donde en la parte superior pueden observarse lóbulos de avalancha y en la parte inferior trenes de óndulas de impacto-proyección. Estas formas de lecho también son producto de la desaceleración del flujo debido a la presencia de obstáculos, ya que se desarrollan a sotavento de varios arbustos mayormente alineados. La zona que se halla justo por delante de los arbustos es la más alta (debido a que allí hay mayor acumulación de arena), mientras que entre éstas

existen "canales", que van desapareciendo hacia la cresta, y donde migran en general óndulas de impacto-reptaje (Fig. 5.18). El material más grueso es así transportado hacia la cresta donde luego se producen las avalanchas de grano (Fig. 5.19). Sin embargo, cabe destacar que estas formas de lecho son fijas y crecen verticalmente por la migración de óndulas eólicas (Limarino y Martínez, 1992).

Los parámetros estadístico de los *gozes* pueden observarse en la tabla 5.7. La media varía entre 1,34 y 2,93 ø, con una media promedio de 2,29 ø (arena fina), y la selección es muy buena (s=0,64 ø). La mayoría de las muestras son unimodales (moda promedio en la arena fina), aunque algunas muestras de la cara de barlovento exhiben distribuciones ligeramente bimodales, debido a la presencia de trenes de óndulas de impacto-reptaje. Los *gozes* poseen curvas, en promedio, simétricas (SK_1=0,07) y mesocúrticas (K_G=0,99). El factor S es 0,11 ø, el porcentaje de material inferior a 53 μ es menor al 1 % y el percentil del 1 % corresponde a la arena gruesa (0,97 ø).

Figura nº 5.17. Aspecto de los *gozes* estudiados, obsérvese la cara de barlovento (b) y sotavento (s), tapizada por trenes de óndulas de impacto-proyección (I-P).

Figura nº 5.18. Vista de la cara de barlovento de un *gozes*, donde pueden apreciarse los "canales" en los cuales migran óndulas de impacto-reptaje (I-R).

muestra	X	S	σ	moda	%< 53 μ	ø 1%	Md	K_G	SK_1
G44	2.47	-0.07	0.64	2.875	0.18	0.88	2.53	0.94	-0.14
G45	1.84	0.20	0.76	1.750	0.13	0.52	1.72	0.97	0.21
G46	2.93	-0.01	0.50	2.875	0.48	1.80	2.96	0.97	-0.10
G47	2.80	-0.07	0.59	2.875	0.58	1.41	2.87	0.96	-0.17
G48	1.90	0.23	0.91	1.375	0.23	0.33	1.77	0.76	0.13
G58	2.32	0.11	0.65	1.875	0.59	0.99	2.25	0.92	0.16
G59	2.50	0.07	0.63	2.750	1.03	1.24	2.49	0.98	0.03
G60	1.72	0.11	0.52	1.375	0.07	0.65	1.65	1.12	0.22
G61	2.14	0.08	0.68	1.875	0.21	0.60	2.07	0.90	0.14
G62	2.50	-0.01	0.57	2.125	0.15	1.19	2.50	0.94	0.04
G63	1.59	0.68	0.78	1.375	0.65	0.51	1.36	1.50	0.49
G98	2.33	-0.03	0.77	2.875	0.22	0.60	2.36	0.84	-0.06
G99	2.42	0.03	0.56	2.625	0.12	1.27	2.39	0.88	0.06
G100	1.34	0.47	0.75	0.625	0.25	0.26	1.24	1.07	0.24
G103	2.92	-0.02	0.52	2.875	0.48	1.58	2.94	1.02	-0.04
G104	2.89	-0.02	0.50	2.875	0.39	1.68	2.92	1.07	-0.05
promedio	**2.29**	**0.11**	**0.64**	**2.188**	**0.36**	**0.97**	**2.25**	**0.99**	**0.07**

Tabla nº 5.7. Parámetros texturales estadísticos de los *gozes*, so: cara de sotavento, a: lóbulos de avalancha, c: cresta, b: cara de barlovento. Referencias, ver tabla 5.1.

Las curvas de distribución granulométrica de muestras de distintos sectores de la cara de sotavento de *gozes* exhiben una segregación textural producto del

proceso de flujo de granos (Figs. 5.19 y 5.20), que concentra los granos de tamaño más grueso en la parte inferior debido a la mayor inercia de los mismos.

En la figura 5.21 puede observarse como una muestra correspondiente a la parte superior de la avalancha (curva azul de la Fig. 5.21) presenta una granulometría menor que la correspondiente a la parte inferior de la avalancha (curva verde en la Fig. 5.21). En tanto una muestra del sector más alto de la cara de sotavento, en la cual no hay lóbulos de avalancha y los procesos de depositación son esencialmente la caída de granos y la migración de óndulas, posee una curva de distribución granulométrica que involucra a todos los tamaños de granos presentes en los lóbulos de avalancha, y, por tanto, resulta más platicúrtica y con menor selección (curva roja en la Fig. 5.21). Las diferencias observadas pueden explicarse señalando que en la parte superior de la cara de sotavento se encuentran presentes todos los tamaños de grano disponibles para ser retrabajados y al producirse la avalancha éstos se segregan en dos subpoblaciones. Una subpoblación más gruesa (moda en 1,375 ø, arena mediana) corresponde a la parte inferior de la avalancha (Fig. 5.19) y se origina por gradación tangencial, que concentra la granulometría mayor debido a la inercia de los granos. Por el contrario, en la parte superior de la avalancha quedan concentrados los tamaños más finos (moda en 2,875 ø, arena fina).

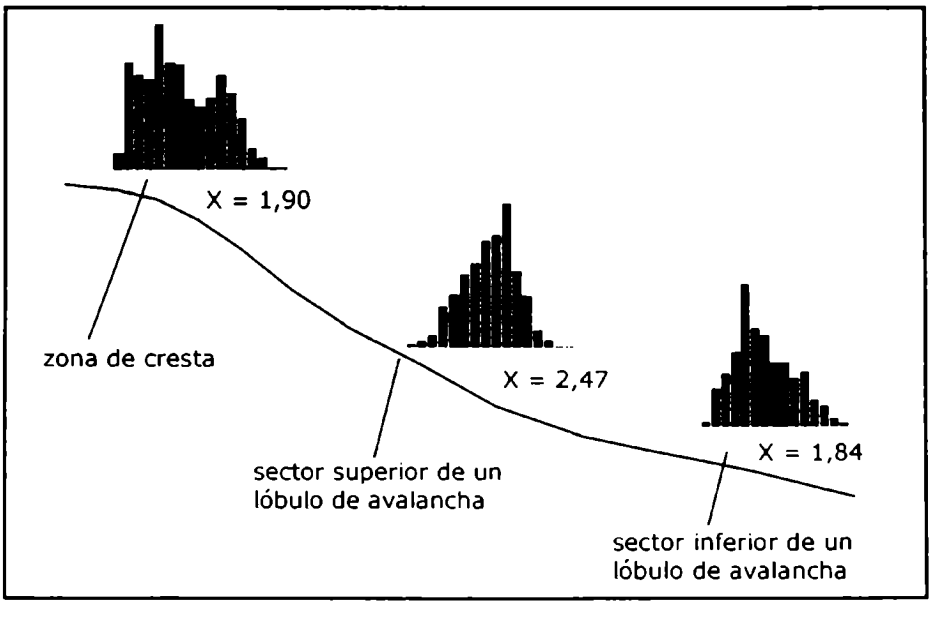


Figura nº 5.19. Distribución granulométrica en la cara de sotavento de *gozes*, donde se producen avalanchas de granos. Nótese el carácter bimodal de los sedimentos de la cresta y como los tamaños más grueso se ubican al pie de los lóbulos de avalancha.

Figura nº 5.20. Avalanchas de granos en la cara de sotavento de *gozes*.

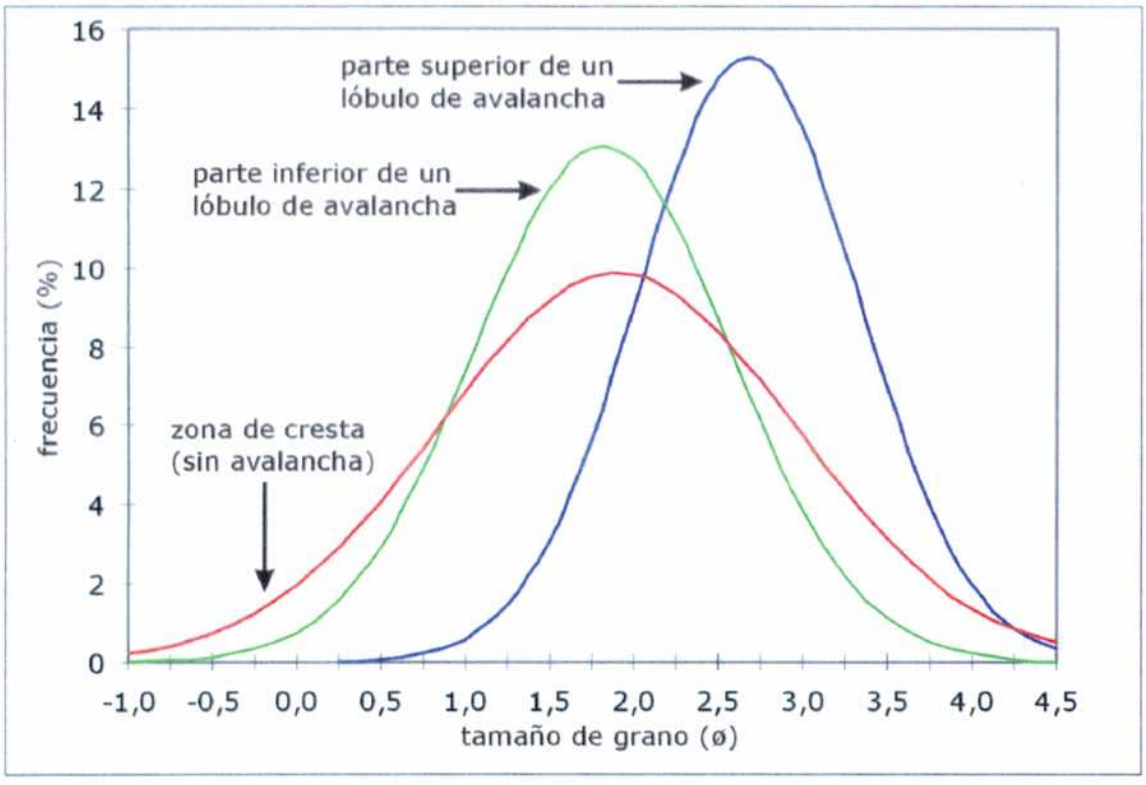


Figura nº 5.21. Segregación textural en la cara de sotavento de *gozes* debido a la presencia de avalanchas de granos. La curva azul corresponde a la zona indicada con a en la figura 5.20 y la curva verde a la zona b de la misma figura.

5.3. Meso y macroformas de lecho migratorias

Las formas de lecho migratorias, protodunas y dunas, no se hallan ancladas a la vegetación, como en el caso de las sombras de arena, *zibars* y *gozes*, sino que migran además de crecer verticalmente. En estas geoformas tienen importancia los tres procesos de depositación debidos a la acción del viento: la migración de óndulas (principalmente en la cara de barlovento), la caída de granos y el flujo de granos, éstos últimos en la cara de sotavento. La avalancha o flujo de granos, aunque presente de forma esporádica en las mesoformas fijas, adquiere mucha mayor relevancia en las formas migratorias.

Una vez que las formas de lecho comienzan a ser migratorias su supervivencia y crecimiento dependen de la habilidad que éstas posean para entrampar y conservar el material depositado en ellas. Uno de los factores que condiciona que esto ocurra es el grado de separación de flujo que se desarrolla en la cara de sotavento (Kocurek *et al.*, 1992). La separación de flujo se produce cuando existe un gradiente de presión importante entre la cara de barlovento y sotavento. Cuando un flujo se acerca a una superficie curva las líneas de flujo convergen (A en la Fig. 5.22), causando un incremento en la velocidad del flujo y reduciendo la presión, debido al efecto Bernoulli (éste indica que a mayor velocidad de flujo existe menor presión y viceversa). Una vez superada esta superficie curva las líneas de flujo divergen, hay desaceleración del flujo, y se incrementa la presión (B en la Fig. 5.22). Fuera de la denominada capa límite, donde son despreciables las fuerzas de fricción, la aceleración del flujo a barlovento de la superficie curva está compensada con la desaceleración a sotavento. Pero dentro de la capa límite las fuerzas de fricción (t en la Fig. 5.22) no pueden despreciarse. Bajo estas condiciones, mientras que a barlovento la aceleración del flujo se opone, y vence, a los efectos de la fricción, a sotavento la fuerza de presión (P en la Fig. 5.22) y de fricción actúan juntas para desacelerar fuertemente el flujo, produciendo su separación. Cuando el gradiente de presión es suficientemente grande aparece un punto donde la velocidad se reduce a cero (punto 3 en la Fig. 5.22), y hacia sotavento de este punto la velocidad se hace negativa (zona sombreada del perfil de velocidad del punto 4 en la Fig. 5.22), constituyendo un flujo reverso (véase Allen, 1997, pág. 177).

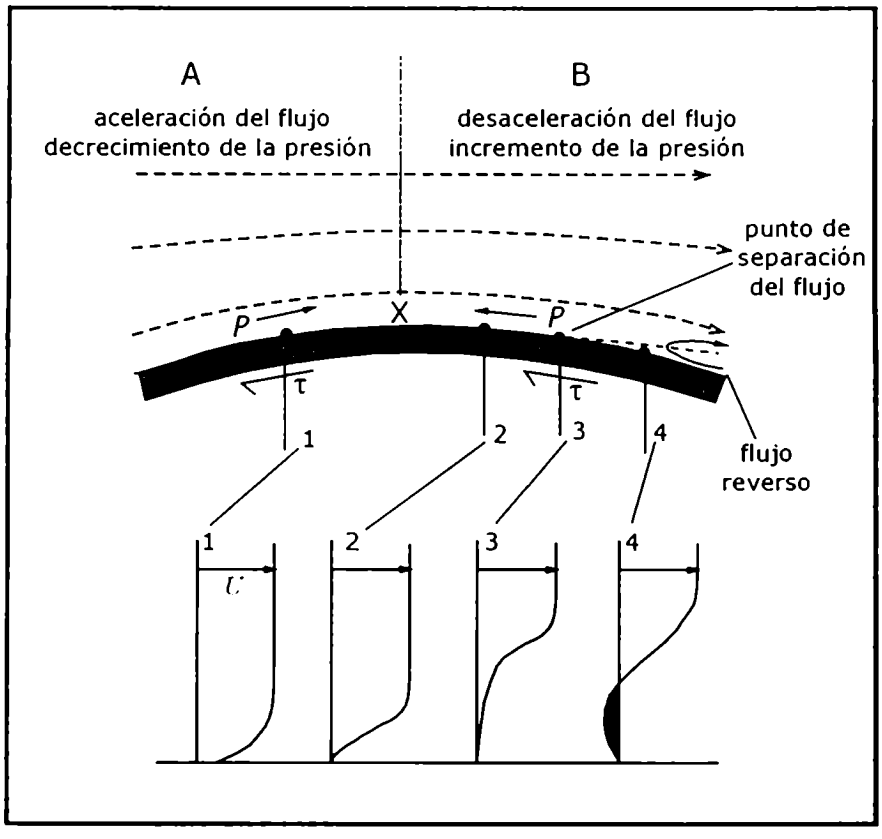


Figura nº 5.22. Esquema idealizado del comportamiento de un flujo que atraviesa una superficie curva, representado por las líneas de flujo (en punteado) y los perfiles de velocidad (*U*=velocidad del flujo), para varios puntos sobre la superficie curva. Obsérvese como a sotavento del punto X, en las cercanías del límite substrato-fluido, donde las fuerzas de fricción (t) y presión (*P*) actúan en el mismo sentido, la velocidad del flujo disminuye (2), llega a cero (3) y finalmente se hace negativa (4), constituyendo es este último caso un flujo reverso (de Allen, 1997).

La zona de cresta de las meso y macroformas de lecho que poseen un perfil donde la cara de barlovento y sotavento se hallan bien definidas puede asemejarse a una superficie curva como la esquematizada en la figura 5.22. A partir de la cresta y hacia sotavento se produce la desaceleración y separación del flujo, y puede aparecer, dependiendo del gradiente de presión, un flujo reverso. La región de separación de flujo constituye entonces una zona de depositación de sedimento debido a que las menores velocidades del flujo, o hasta velocidades negativas (flujo reverso), son incapaces de transportar toda su carga de lecho. Cuanto más grande sea la separación del flujo a sotavento, mayor será la desaceleración del flujo y, por lo tanto, habrá una mayor depositación de material en la cara de sotavento por el proceso de caída de granos. Esta mayor tasa de sedimentación deter-

mina que pueda superarse más facilmente el ángulo de reposo de la arena seca, provocando con mayor frecuencia el proceso de flujo de granos. Como el gradiente de presión que permite el desarrollo de la separación del flujo es causado por un marcado cambio en la orientación del límite substrato-fluido (Allen, 1997, pág. 178), la mayor tasa de sedimentación, y por lo tanto el mejor entrampamiento de material, se dará en las formas de lecho que alcancen un perfil asimétrico importante entre la cara de barlovento y sotavento.

En función de lo dicho, en esta Tesis han podido reconocerse dos estadíos en la evolución de las formas de lecho migratorias mediante la observación de los patrones de óndulas que migran sobre ellas:

protodunas: mesoformas migratorias en las cuales existe una separación de flujo a sotavento de la cresta, aunque aún no han desarrollado un perfil capaz de generar un flujo reverso importante (Fig. 5.23a).

dunas: macroformas migratorias que poseen un perfil suficientemente desarrollado que determina una separación de flujo mucho mayor, permitiendo la existencia de un flujo reverso en condiciones de alta velocidad de viento. Este flujo reverso origina la migración de óndulas que trepan la parte inferior de la cara de sotavento (Fig. 5.23b).

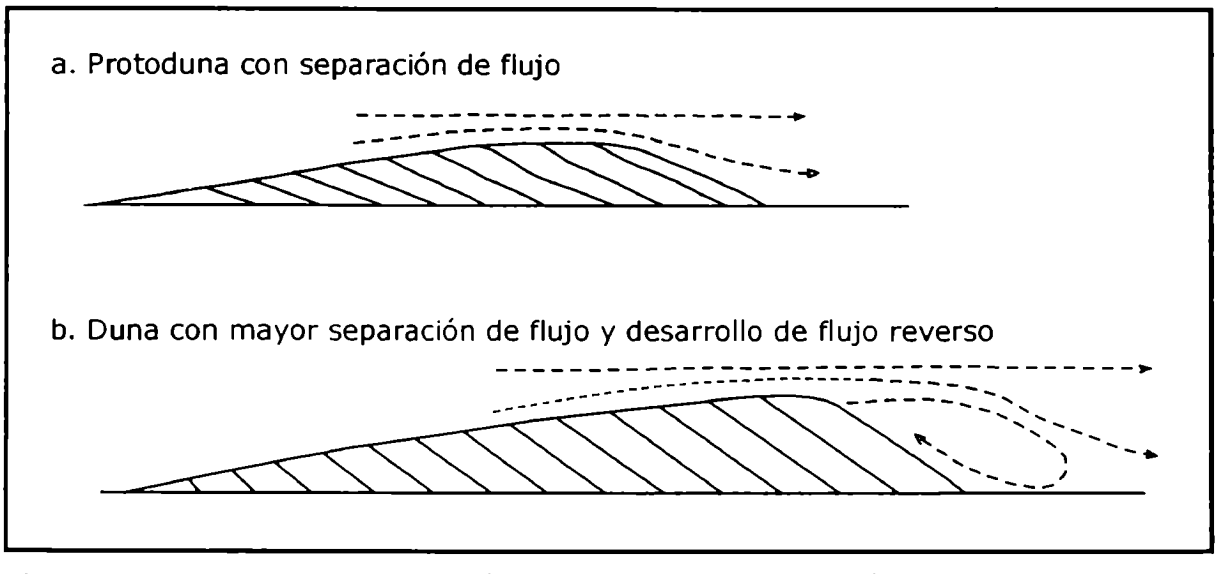


Figura nº 5.23. Diagrama esquemático del proceso de separación de flujo a sotavento de la cresta de protodunas (a) y dunas (b). Véase como en las dunas la separación es mayor permitiendo el desarrollo de un flujo reverso.

En esta Tesis la característica utilizada para la separación entre dunas y protodunas no coincide con el utilizado por Kocurek *et al.* (1992), quienes hacen la distinción dependiendo del desarrollo o no de flujo de granos, respectivamente. Las protodunas aquí estudiadas poseen en general lóbulos de avalancha, aunque tienen menor altura que las dunas y no muestran trenes de óndulas migrando sobre las caras de sotavento y hacia las crestas (flujo reverso).

5.3.1. Protodunas barjan y de crestas barjanoides

Para la presente Tesis se analizaron las protodunas barjan y de crestas barjanoides (Fig. 5.24) presentes en el campo eólico del valle de Guandacol (Fig. 2.1). Estas mesoformas poseen un espaciamiento variable entre 5 y 20 metros, entre 50 cm y 1,50 m de altura, superficies de barlovento tendidas (9º en promedio) y caras de sotavento con pendientes de 30º, donde comunmente se desarrollan lóbulos de avalancha. Estas formas de lecho crecen mediante la migración de óndulas eólicas, en la cara de barlovento, y los procesos de caída de granos y flujo

Figura nº 5.24. Aspecto de las protodunas estudiadas en el valle del río Guandacol, provincia de La Rioja.

de granos, en la cara de sotavento.

Con respecto a sus parámetros estadísticos (Tabla 5.8) las arenas de protodunas poseen valores de media en la arena fina (2,89 ø), están muy bien seleccionadas (s=0,46 ø) y el factor S promedio es 0,01 ø. Tienen distribuciones granulométricas unimodales (con la moda en la arena fina, 2,875 ø) y simétricas (SK_1=-0,04), en tanto sus curvas son mesocúrticas. El porcentaje de material inferior a 53 µ es menor al 2% y el percentil del 1 % corresponde a la arena mediana (1,89 ø).

muestra	X	S	σ	moda	%< 53 µ	ø 1%	Md	K_G	SK_1
G134	2.92	0.02	0.45	2.875	0.69	1.96	2.92	1.13	-0.01
G135	2.93	0.00	0.43	2.875	0.32	1.96	2.94	1.07	-0.08
G136	2.82	0.01	0.49	2.875	0.68	1.75	2.83	1.07	-0.05
promedio	**2.89**	**0.01**	**0.46**	**2.875**	**0.56**	**1.89**	**2.90**	**1.09**	**-0.04**

Tabla nº 5.8. Parámetros texturales estadísticos de las protodunas del campo eólico del valle de Guandacol. Referencias, ver tabla 5.1.

5.3.2. Dunas barjan y de crestas barjanoides

Al igual que las protodunas, las dunas barjan y de crestas barjanoides fueron estudiadas en el campo eólico del valle de Guandacol (Fig. 2.1). Las mismas poseen un espaciamiento aproximado de 40 metros y una altura que varía entre 3 y 9 m (Fig. 5.25). Muestran superficies de barlovento tendidas (ángulo promedio de 15º) y caras de sotavento con pendientes que alcanzan los 33º; en las que son muy abundantes los lóbulos de avalanchas (Fig. 5.26). Sobre la superficie de las dunas migran trenes de óndulas de impacto-proyección y, en menor medida, de impacto-reptaje. El crecimiento y la migración de estas macroformas de lecho se produce por los procesos de caída de granos y de flujo de granos, que se desarrollan en la cara de sotavento, y por la migración de óndulas eólicas. Pero en este caso, y a diferencia de lo que sucede en las protodunas, la migración de óndulas eólicas además de ocurrir en la cara de barlovento también es importante en la cara de sotavento, migrando en algunas ocaciones hacia la cresta por el desarrollo de flujos reversos (Fig. 5.27).

Con respecto a sus parámetros granulométricos (Tabla 5.9), las arenas de dunas poseen valores de media que varían entre 1,78 y 2,50 ø, con una media

Figura nº 5.25. Dunas barjanoides del campo eólico del valle de Guandacol.

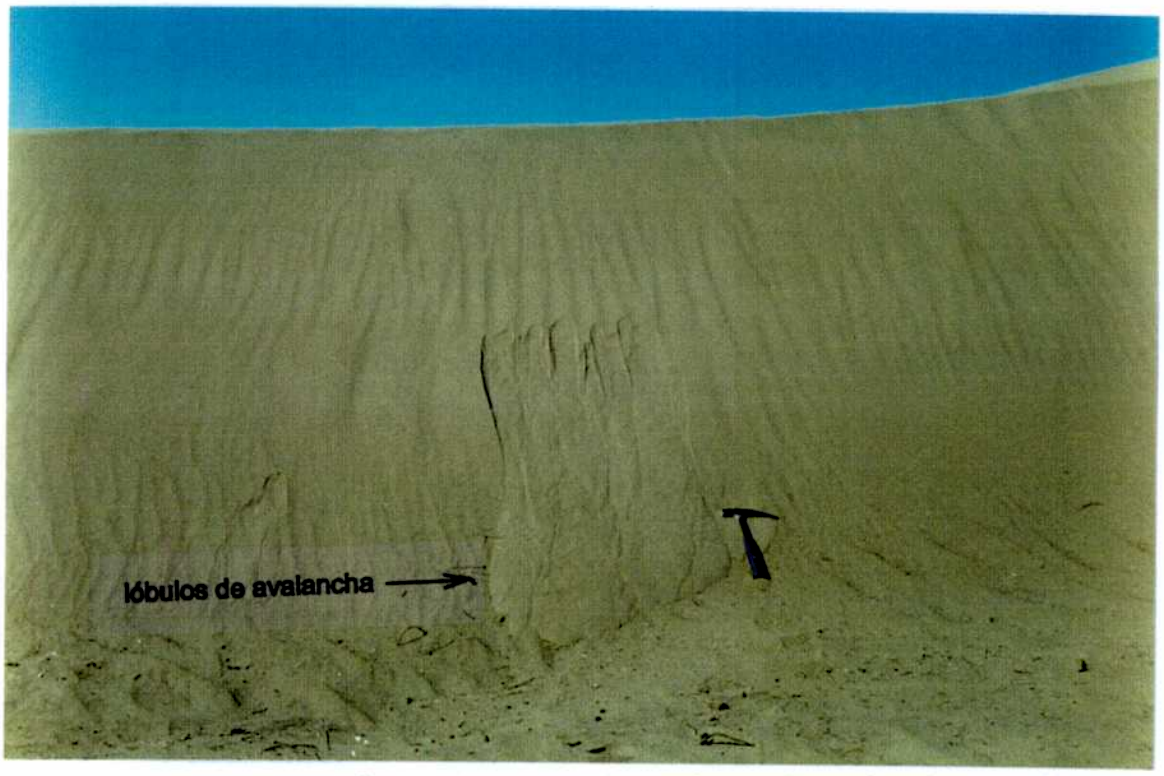


Figura nº 5.26. Lóbulos de avalancha en dunas de crestas barjanoides.

promedio de 2,14 ø (arena fina), están bien seleccionadas (s=0,66 ø) y tienen asimetría positiva (SK_1=0,24). Las muestras son unimodales, con una moda pro-

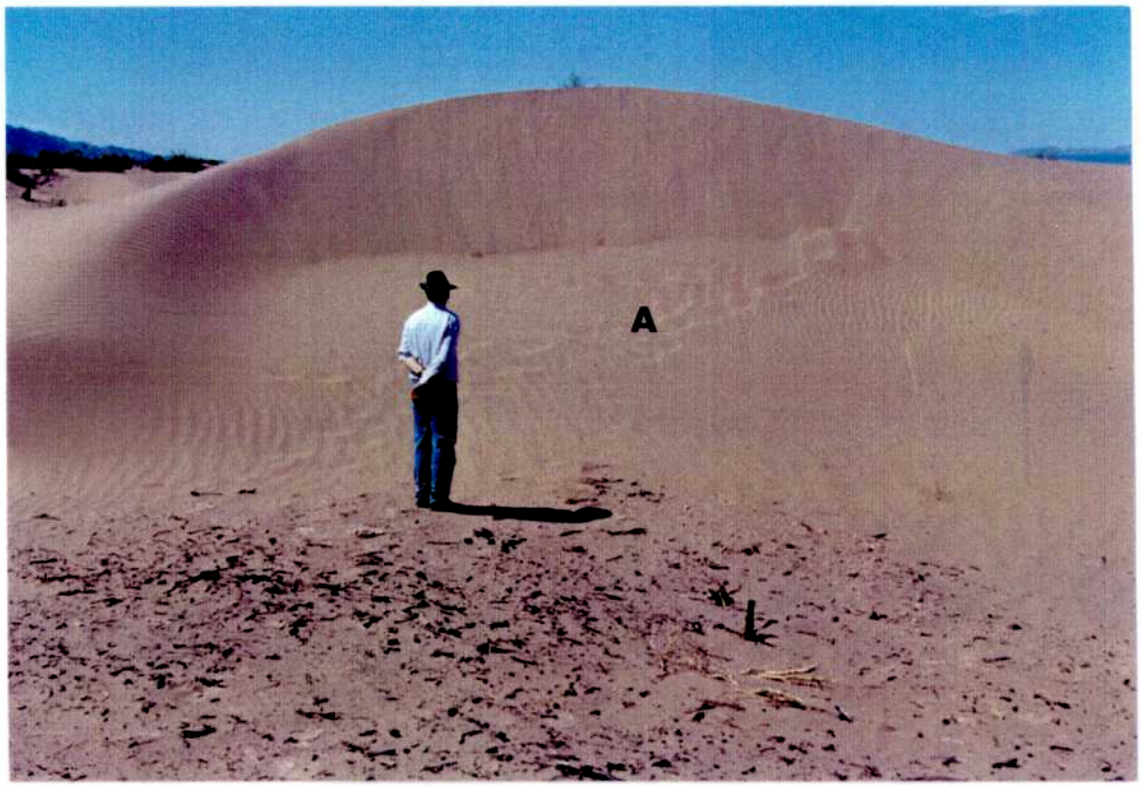


Figura nº 5.27. Cara de sotavento de una duna barjan, donde pueden observarse las óndulas que migran por el flujo reverso (A).

medio en la arena fina (2,02 ø). El factor S muestra un valor promedio de 0,22 ø, en tanto que el percentil del 1 % corresponde a la arena gruesa (0,98 ø) y es muy escaso el porcentaje de material inferior a 53 µ (0,62 %).

Si se comparan las caracteríticas texturales de la zona de sotavento-cresta de dunas y protodunas puede observarse que, aunque ambas poseen una media en la arena fina, las arenas de las dunas resultan algo más gruesas (2,23 ø y 2,89 ø, respectivamente) y son, en promedio, menos seleccionadas (0,61 ø para las dunas y 0,46 ø para las protodunas). Esto podría deberse a que en la cara de sotavento de las dunas se produce, además de flujos de granos, la migración de óndulas y que éstas, en algunos casos, pueden resultar bastante gruesas y peor seleccionadas. A su vez, debido a que las dunas alcanzan mayores alturas y un perfil más asimétrico, el flujo que asciende por la cara de barlovento puede adquirir mayores velocidades y por lo tanto transportar hacia la cresta tamaños de grano más gruesos, que luego son redepositados por el proceso de avalancha de granos, dando así una media más gruesa.

muestra	X	S	σ	moda	%< 53 μ	ø 1%	Md	K_G	SK_1
G113so	2,01	0,57	0,98	1,375 (3,125)	1,74	0,55	1,64	0,75	0,46
G114so,a	2,40	-0,02	0,51	2,625	0,11	1,23	2,47	0,97	-0,05
G115so,a	2,50	0,12	0,56	2,125	0,60	1,52	2,39	0,90	0,25
G116c	2,29	0,15	0,56	2,125	0,74	1,26	2,20	1,00	0,21
G117b	2,30	0,08	0,53	2,125	0,33	1,27	2,23	0,93	0,17
G118b	2,03	0,15	0,59	1,875	0,21	0,92	1,91	1,09	0,29
G119	2,06	0,24	0,72	1,375	0,55	0,79	1,91	0,85	0,28
G120	1,87	0,17	0,55	1,875	0,23	0,79	1,80	1,16	0,14
G126so	2,18	0,24	0,97	1.375 (2.875)	1,41	0,65	2,08	0,73	0,13
G127so	2,70	0,02	0,57	2,875	0,61	1,45	2,73	0,95	-0,03
G128so,a	2,25	0,06	0,45	2,125	0,09	1,40	2,18	1,02	0,23
G129c	1,95	0,27	0,54	1,875	0,35	1,25	1,85	1,45	0,29
G130b	2,00	0,25	0,62	1,875	0,17	0,91	1,84	1,21	0,35
G131b	1,81	0,38	0,68	1,375	0,96	0,55	1,65	1,42	0,34
G132b	2,09	0,31	0,82	1.375 (2.875)	1,04	0,75	1,90	0,77	0,32
G133b	1,78	0,52	0,89	1.375 (2.875)	0,80	0,45	1,45	0,89	0,41
promedio	**2,14**	**0,22**	**0,66**	**2,021**	**0,62**	**0,98**	**2,01**	**1,01**	**0,24**

Tabla nº 5.9. Parámetros texturales estadísticos de dunas barjan y de crestas barjanoide del campo eólico del valle de Guandacol. so: cara de sotavento, a: lóbulos de avalancha, c: cresta, b: cara de barlovento. Referencias, ver tabla 5.1.

Por otro lado, si se analiza como varían las características texturales a lo largo de un perfil longitudinal de una duna barjan (Fig. 5.28) puede observarse que:

1) la mayor granulometría se concentran en la zona de barlovento-cresta, debido a la migración de óndulas (en algunos casos de I-R), hacia la cresta. Allí se concentra el sedimento hasta que es redepositado por avalanchas de granos.

2) los tamaños de grano más finos, depositados por el proceso de caída de granos, aparecen en la parte media de la cara de sotavento. Posteriormente, este material es retrabajado formando óndulas de impacto-proyección, de granulometría fina, que pueden migrar hacia la cresta por el desarrollo de flujos reversos (Fig. 5.27).

3) la zona donde se concentran los lóbulos de avalancha, parte superior de la cara de sotavento, es la mejor seleccionada, empeorando ésta tanto hacia barlovento como hacia sotavento por la presencia de óndulas de impacto-reptaje, que en general tienen una selección de moderada a mala (véase sección 5.1.5). En este caso, la ocurrencia de este tipo de óndulas está influenciada probablemente por la disponibilidad de material grueso en las áreas de interdunas del campo eólico estudiado.

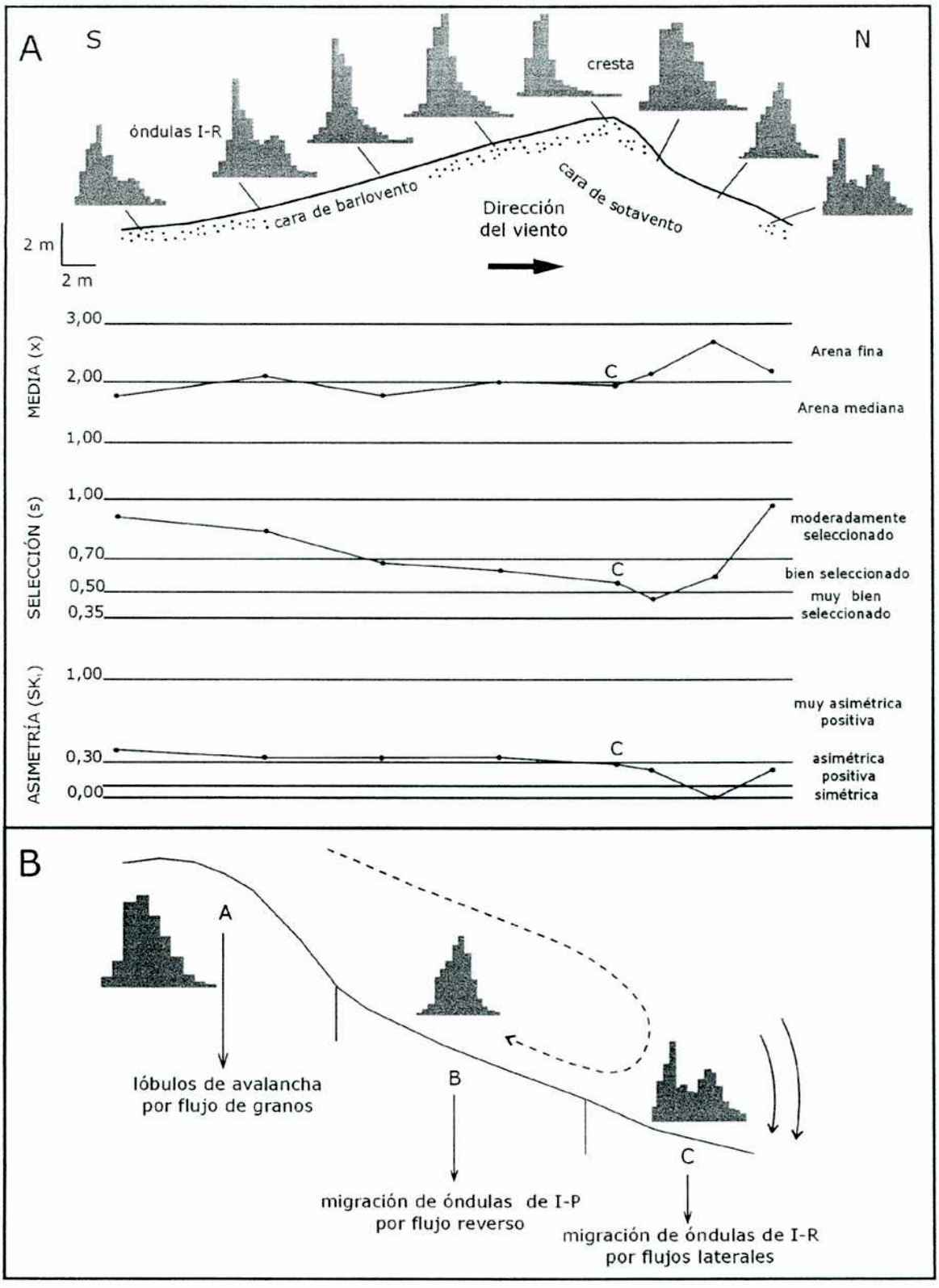


Figura nº 5.28. Análsis de la distribución granulométrica a lo largo de una duna barjan. En A, variación de los valores de media, selección y asimetría a lo largo de un perfil transversal e histogramas representativos. En B, detalle de los procesos que ocurren, bajo condiciones de alta velocidad del viento con flujo reverso (línea punteada), en la cara de sotavento. Más allá de la zona de influencia del flujo reverso, las óndulas migran en dirección aproximadamente paralela a la cresta de la duna, debido a flujos laterales (líneas llenas).

4) la asimetría pasa de muy positiva a positiva desde la cara de barlovento y hacia sotavento, siendo únicamente simétricas las muestras correspondientes a las óndulas de impacto-proyección (véase sección 5.1.4).

También puede observarse en la figura 5.28 que la cara de sotavento presenta un cambio de pendiente, siendo mayor cerca de la cresta donde se concentran los flujos de granos y disminuyendo hacia el pie de la duna debido a la migración de óndulas.

Dunas del tipo barjan se observan también en el campo eólico de Médanos Grandes, principalmente en su extremo sur, a unos 5 km al este de la localidad de Encón (Fig. 2.1). Ocurren mayormente como dunas aisladas dentro de una planicie de origen eólica-fluvial, asociadas al ambiente de manto eólico desarrollado en la periferia de este campo eólico. Estas dunas barjan presentan mayores dimensiones que las existentes en Guandacol, alcanzando alturas de 14 metros y espaciamientos superiores a 40 metros (Fig. 5.29). Sólo esporádicamente desarrollan caras de avalancha y su superficie se halla tapizada de óndulas de impacto-proyección. Ocasionalmente, estas dunas muestran pequeños hoyos de deflación, de pocos metros de diámetro, en la zona cercana a la cresta (Fig. 5.30).

5.3.3. Dunas de crestas trasversales

Este tipo de dunas ha sido estudiado en los campos eólicos de Lomas de La Estancia y Médanos Grandes. El campo eólico de Lomas de la Estancia se ubica en la depresión intermontana que se dispone entre las sierras de Sañogasta (por el este) y de Valle Fértil (por el oeste), en la porción centro sur de la provincia de La Rioja (Fig. 2.1). Cabe destacar que aquí las dunas exhiben formas erosivas debidas a deflación, en particular hoyos de voladura, ubicados mayormente próximos a las crestas, y canaletas de deflación, localizadas en la cara de barlovento (ver sección 5.6). Así mismo, el desarrollo de una escasa vegetación en la superficie de las dunas indica que las mismas se encuentran mayormente estabilizadas, restringiéndose su dinámica a la migración de óndulas sobre su superficie. La orientación de estas microformas es variable según la dirección del viento, en ocasiones sus crestas son coincidentes con las de las dunas, pero en otras oportunidades

Figura nº 5.29. Duna barjan del campo eólico de Médanos Grandes, provincia de San Juan.

Figura nº 5.30. Hoyo de voladura asociado a la cresta de una duna barjan en el campo eólico de Médanos Grandes.

resultan oblicuas o aún opuestas, ascendiendo a lo largo de la cara de sotavento.

Las dunas poseen crestas relativamente rectas y se encuentran alineadas con azimut variable entre 55º y 70°, que indican una dirección de vientos predominante del NO (Fig. 6.3). Por sus dimensiones, se trata de dunas de mediano porte con espaciamientos que varían entre 60 y 140 metros y alturas máximas de entre 10 y 14 metros. A pesar de los procesos deflacionarios estas dunas muestran su morfología bien conservada, con superficies de barlovento tendidas y caras de sotavento con pendientes inferiores al ángulo de avalancha.

Las arenas que conforman estas dunas muestran valores de media comprendidos entre 1,77 y 2,43 ø (media promedio 2,03 ø, arena fina), se encuentran en promedio bien seleccionadas (s=0,58 ø), con dispersión de los valores desde muy bien seleccionadas hasta moderadamente seleccionadas (Tabla 5.10). Prácticamente en la totalidad de los casos la asimetría es positiva (SK_1=0,20), siendo escasa la cantidad de material fino (1,71 % en promedio) y el percentil del 1% se ubica en la arena mediana (1,19 ø).

Con el propósito de mensurar la variación de las características texturales a lo largo de estas dunas se realizaron 5 cortes longitudinales a las mismas. Un esquema de uno de ellos (Fig. 5.31) permite extraer las siguientes conclusiones:

1) los mayores tamaños de grano se encuentran en la zona de barlovento-cresta. En este caso, a diferencia de lo que ocurre en las dunas barjan antes descriptas (véase sección 5.3.2), la mayor granulometría podría deberse a los procesos de deflación eólica que ocurren en estas dunas, que producen la concentración de los granos más gruesos por el arranque diferencial de los más finos.

2) la cara de sotavento presenta, en promedio, menor granulometría que la de barlovento, con el tamaño de grano más fino en la parte media de la cara de sotavento, debido a la depositación por el proceso de caída de granos.

3) la selección y la simetría muestran distribuciones irregulares a lo largo de la duna y sólo puede decirse que las muestras de la parte baja de la cara de sotavento son las mejor seleccionadas y más simétricas, probablemente por el retrabajo de las óndulas eólicas.

Con respecto a la dinámica de estas dunas, como ya se mencionó, las mismas poseen frecuentemente formas de deflación sobreimpuestas que, junto con la pre-

muestra	X	σ	moda	% < 53 μ	ø 1 %	SK_1
L1b	2.43	0.83	2.12	4.52	1.08	0.38
L2b	2.15	0.79	1.87	3.15	0.91	0.28
L3b	2.32	0.63	2.12	1.85	1.30	0.13
L4c	2.07	0.34	1.87	0.11	1.50	0.13
L5so	2.33	0.63	2.12	1.42	1.30	0.19
L6so	2.26	0.58	2.12	1.40	1.05	-0.01
L7so	2.41	0.77	1.62	2.65	0.78	0.22
L8b	2.00	0.75	1.62	3.27	1.07	0.08
L9b	2.15	0.74	1.62	3.40	1.20	0.85
L10b	1.93	0.59	1.62	1.50	1.19	0.11
L11c	1.77	0.41	1.62	0.28	1.12	0.09
L12so	1.96	0.59	1.62	2.08	1.19	0.12
L13so	1.90	0.51	1.62	1.40	1.16	-0.02
L14b	2.10	0.73	1.87	2.44	1.18	0.37
L15b	1.89	0.47	1.62	0.87	1.27	0.14
L16b	2.02	0.63	1.62	2.04	1.31	0.14
L17c	1.78	0.36	1.62	0.37	1.29	0.06
L18so	1.94	0.65	1.87	3.33	1.27	0.19
L19so	1.98	0.74	1.87	4.35	1.29	0.60
L20so	1.90	0.45	1.87	3.30	1.27	0.12
L21b	2.06	0.62	1.87	1.96	1.30	0.29
L22b	1.87	0.48	1.62	0.66	1.20	0.07
L23b	1.95	0.47	1.87	0.74	1.18	0.10
L24c	1.78	0.25	1.62	0.06	1.27	0.00
L25so	2.00	0.46	1.87	0.68	1.27	0.34
L26so	2.00	0.65	1.37	1.76	1.12	0.29
L27so	1.80	0.55	1.87	0.60	0.92	0.18
L28b	2.15	0.60	1.62	1.75	1.00	0.29
L29b	1.82	0.71	1.62	1.00	1.20	0.12
L30b	1.89	0.68	1.62	0.80	1.25	0.21
L31c	1.83	0.61	1.62	0.90	1.11	0.20
L32so	2.25	0.54	2.12	2.00	1.30	0.15
L33so	2.38	0.77	2.12	1.60	1.30	0.21
L34so	1.98	0.40	1.87	0.50	1.15	0.09
L35so	2.05	0.42	1.87	1.20	1.21	0.15
promedio	**2.03**	**0.58**	**1.78**	**1.71**	**1.19**	**0.20**

Tabla nº 5.10. Parámetros texturales estadísticos de dunas de crestas transversales del campo eólico de Lomas de la Estancia. so: cara de sotavento, c: cresta, b: cara de barlovento. Referencias, ver tabla 5.1.

sencia de una escasa vegetación, permite suponer que las mismas se encuentran estabilizadas. Una posible causa de esto es la ocurrencia de vientos de alta velocidad, o bien subsaturados de sedimentos, que erosionan la cara de barlovento en lugar de transportar material hacia la cresta. De esta forma, y debido a que cuando existen hoyos de voladura en la zona de cresta el perfil que adquieren las dunas hace que el proceso de separación de flujo no sea tan eficiente, no se produce una

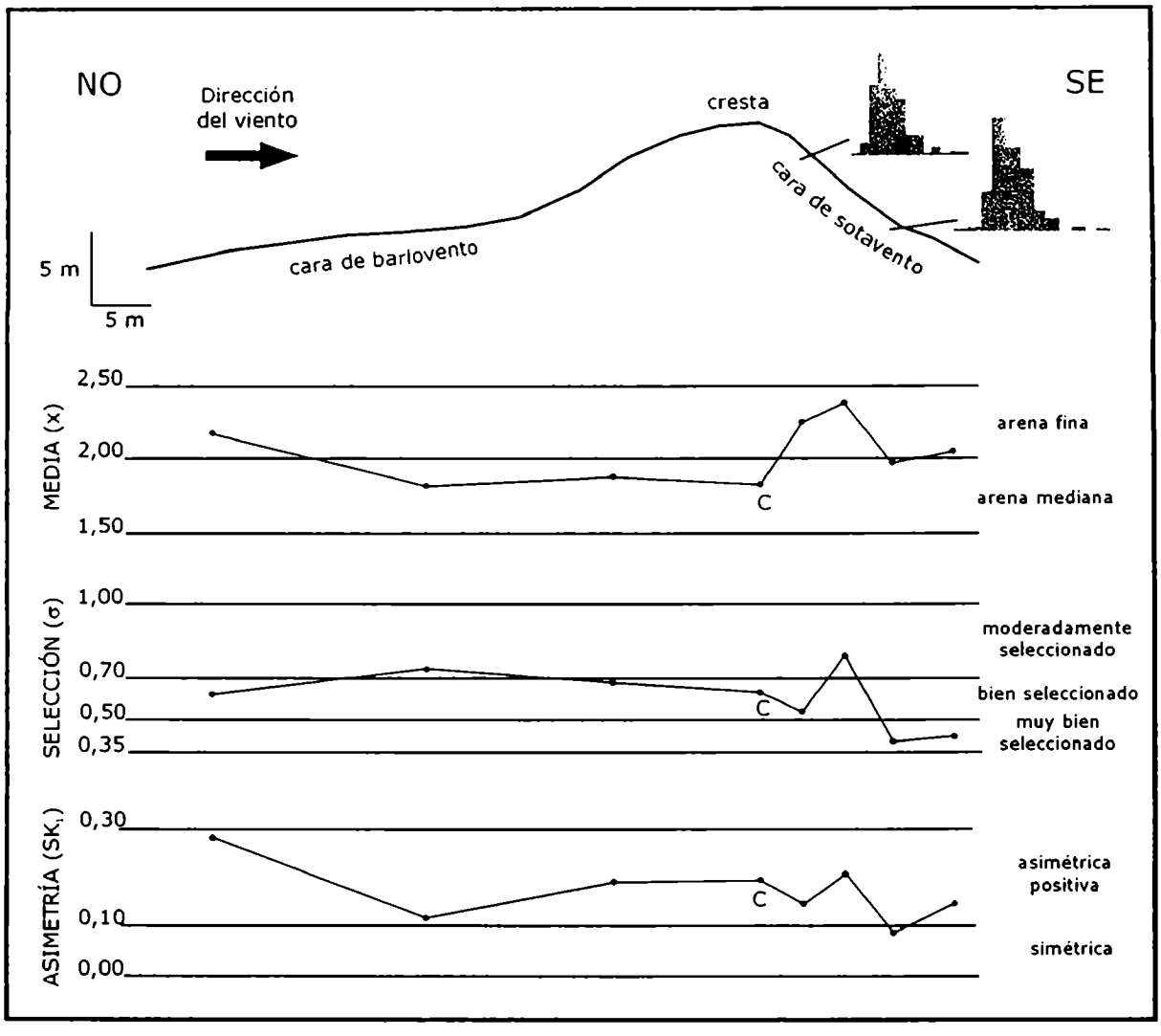


Figura nº 5.31. Variación de los valores de media, selección y asimetría en un perfil transversal de una duna de crestas transversales del campo eólico de Lomas de la Estancia.

acumulación importante de sedimentos en la zona de cresta y por lo tanto no se promueve el desarrollo de avalanchas de granos (véase sección 5.3). Esta deficiencia de flujos de granos, junto con la presencia de vegetación que inhibe el transporte de sedimentos, conlleva a suponer que estas dunas se encuentran mayormente estabilizadas.

Otro ejemplo de dunas transversales ha sido estudiado en el campo eólico de Médanos Grandes, ubicado en el sudeste de la provincia de San Juan (Fig. 2.1). Aunque en ocaciones aparecen como geoformas simples (Fig. 5.32), de forma similar a lo que ocurre con las dunas de Lomas de la Estancia, las dunas transversales de este campo eólico forman parte, en su mayoría, de un conjunto de cuer-

pos eólicos mayores. Estas dunas transversales migran sobre las caras de barlovento, y en menor medida de sotavento, de geoformas eólicas de mayores dimensiones (Fig. 5.33), conocidas como dunas complejas, según la denominación de McKee (1979), o *draas* en la nomenclatura de Wilson (1973).

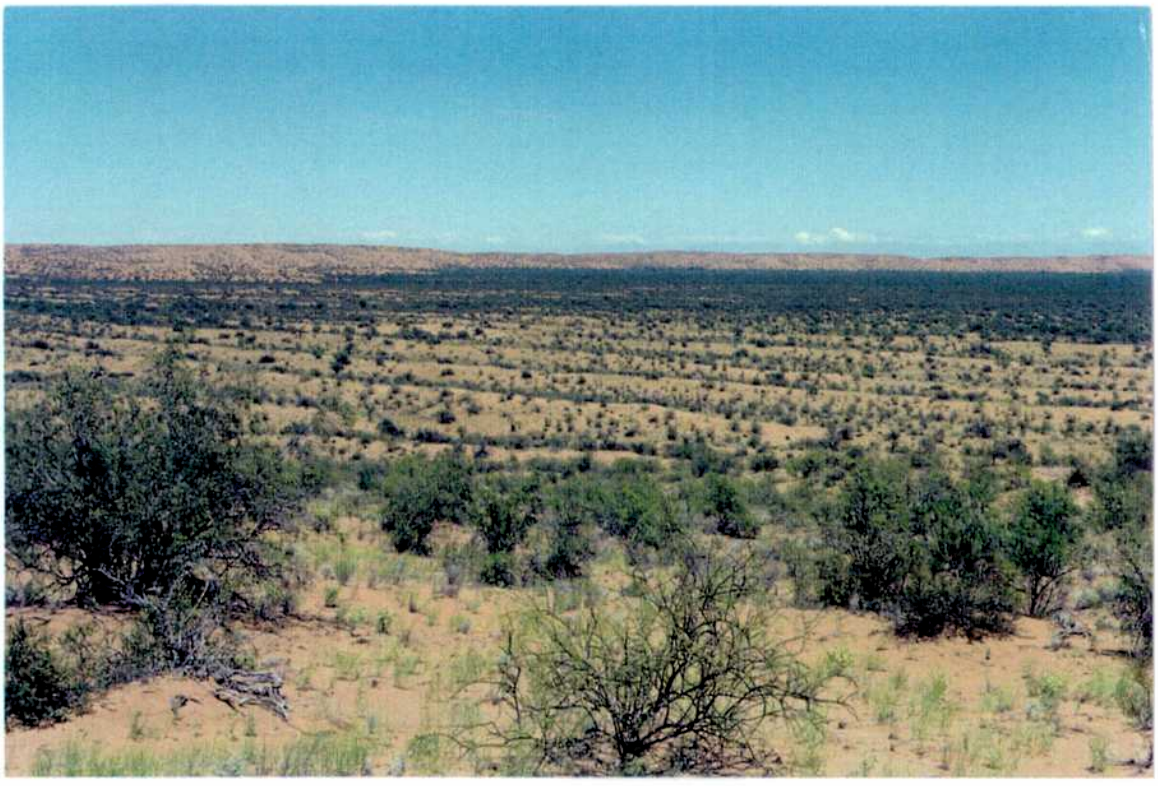


Figura 5.32. En primer plano se observan dunas transversales presentes en el campo eólico de Médanos Grandes, detrás (en color rojizo) grandes ondas de arena interpretadas como *draas*.

Figura 5.33. Imagen satélite mostrando la migración de dunas transversales sobre la cara de barlovento de los *draas* del campo eólico de Médanos Grandes.

Las dunas transversales de Médanos Grandes poseen crestas mayormente rectas, orientadas según un azimut variable entre 135º y 180º (Fig. 5.32). En cuanto a sus dimensiones resultan semejantes a las dunas de Lomas de la Estancia, ya que alcanzan alturas de entre 10 y 12 metros y espaciamiento promedio de 100 metros. Sin embargo, en lo que se refiere a su morfología externa, las dunas aquí tratadas poseen un perfil más simétrico, con caras de barlovento de entre 10º y 15º y de sotavento no mayor de 25º (Fig. 5.34). Es decir que, raramente superan el ángulo de reposo que permita el desarrollo de flujo de granos y, por lo tanto, su dinámica se restringe a la migración de óndulas eólicas y al proceso de caída de granos. Sólo localmente se han observado lóbulos de avalancha, lo que podría indicar, junto con la presencia de vegetación sobre ellas, que estas dunas transversales no son actualmente activas. Sin embargo, cabe destacar que, a diferencia de lo que ocurre en Lomas de la Estancia, las dunas transversales de Médanos Grandes no estan sujetas a importante erosión ya que no poseen formas de deflación asociadas.

Sus características texturales son muy similares a las obtenidas para las dunas transversales de Lomas de la Estancia, aunque las aquí tratadas resultan algo más finas, mejor seleccionadas y simétricas (Tabla 5.11). Estan formadas por arena fina (X=2,96 ø), muy bien seleccionada (s=0,45 ø), con distribuciones granulométricas unimodales (moda en la arena fina, 2,84 ø) y de asimetría positiva (SK_1=0,14). Presentan curvas leptocúrticas (K_G=1,14), el porcentaje de material inferior a 53 µ es del orden del 2 %, el factor S promedio es 0,05 ø y el percentil del 1 % corresponde a la arena mediana-fina (2 ø).

muestra	X	S	σ	moda	%< 53 µ	ø 1%	Md	K_G	SK_1
P19	3.07	0.08	0.49	2.875	3.60	2.08	2.98	1.22	0.22
P20	3.10	0.07	0.49	2.875	3.62	2.17	3.02	1.16	0.23
P21	3.00	0.07	0.46	2.875	2.30	2.06	2.94	1.19	0.18
P22	2.60	0.01	0.35	2.625	0.05	1.87	2.60	1.01	0.00
P23	3.00	0.03	0.44	2.875	1.11	2.00	2.96	1.15	0.13
P24	2.97	0.03	0.46	2.875	1.27	1.87	2.94	1.09	0.09
P25	2.99	0.04	0.47	2.875	1.50	1.96	2.96	1.16	0.10
promedio	**2.96**	**0.05**	**0.45**	**2.84**	**1.92**	**2.00**	**2.91**	**1.14**	**0.14**

Tabla nº 5.11. Parámetros texturales estadísticos de dunas de crestas transversales del campo eólico de Médanos Grandes. Referencias, ver tabla 5.1.

Un perfil de estas dunas, junto con la distribución de los valores de media, selección y asimetría, se muestra en la figura 5.34. En ella puede verse como los valores de media prácticamente no varían a lo largo de la duna, solo hacia la cresta aumenta el tamaño de grano, aunque manteniéndose en la arena fina. Lo mismo ocurre con la selección, que es muy buena para todo el perfil, y solo mejora ligeramente en la zona de cresta. La asimetría, por su parte, es positiva en el sector de sotavento siendo el resto de las arenas mayormente simétricas. El aumento tanto del tamaño de grano como de la selección hacia la cresta es común en dunas transversales y refleja el incremento en la velocidad del viento, como resultado de la mayor compresión del flujo al aumentar la pendiente (Burkinshaw y Rust, 1993). En este caso, aunque no hayan sido observados hoyos de voladura sobre las dunas, no debe descartarse que las variaciones señalada puedan deberse a la exis-

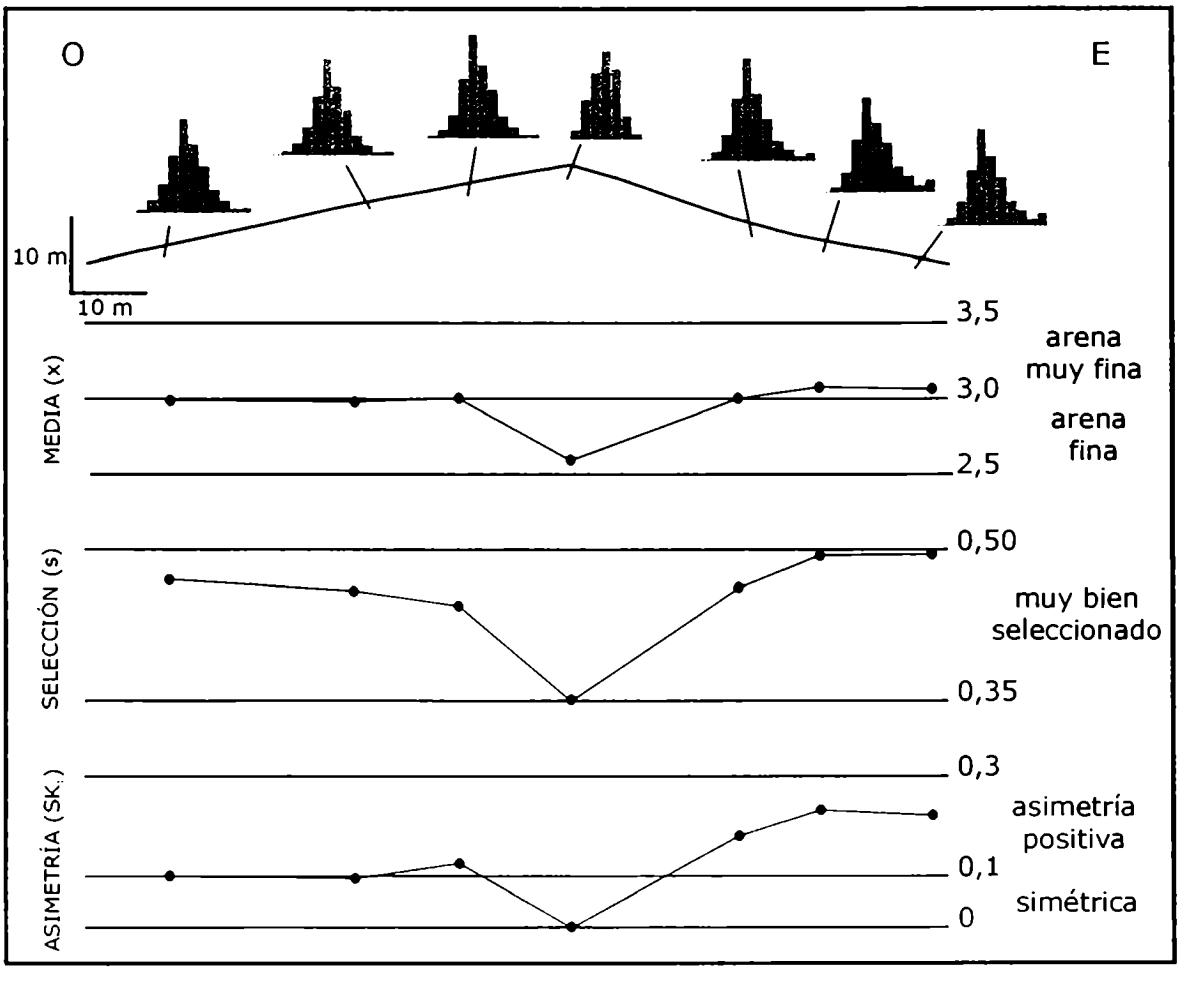


Figura 5.34. Variación de la media, selección y asimetría a lo largo del perfil transversal de una duna transversal del campo eólico de Médanos Grandes.

tencia de moderada deflación, principalmente hacia la zona de cresta. En este sentido, la disminución en los valores de asimetría positiva hacia la cresta estaría indicando la eliminación diferencial de partículas finas por deflación.

Las características granulométricas señaladas muestran algunas similitudes con las dunas de Lomas de La Estancia, así por ejemplo el tamaño de grano aumenta en ambos casos desde la base de las dunas hacia la cresta y las caras de barlovento presentan en general mayor granulometría que las de sotavento. Como diferencias pueden señalarse la menor granulometría promedio, el carácter más simétrico y la mejor selección de las dunas de Médanos Grandes.

5.3.4. Dunas longitudinales

De los campos eólicos estudiados sólo el de Médanos Grandes presenta dunas del tipo longitudinal. En estas dunas, de orientación aproximada noroeste-sudeste, se realizó un muestreo en forma de perfiles transversales a las crestas, para observar las variaciones de sus parámetros granulométricos. Como su nombre lo indica las dunas longitudinales, también conocidas como *seif*, son acumulaciones lineales de arena, que presentan un perfil mayormente simétrico con, en algunos casos, caras de avalancha hacia ambos lados.

Dentro de las dunas longitudinales del campo eólico de Médanos Grandes pueden distinguirse dos tipos principales (Fig. 5.35): 1) dunas longitudinales tipo A, caracterizadas por ser cuerpos cordoniformes, con relación espaciamiento/alto inferior a 5, crestas ligeramente sinuosas y agudas y desarrollo de avalanchas perpendiculares a la cresta (Fig. 5.36A), y 2) dunas longitudinales tipo B, que constituyen formas más tendidas, con relación espaciamiento/alto mayor a 10, y desarrollo de crestas principales pobremente definidas y otras secundarias, de diseño barjanoide, dispuestas en ángulo con la línea de cresta principal (Fig. 5.36B).

Las dunas longitudinales tipo A poseen una altura de entre 25 y 30 metros, con un espaciamiento que varía entre 30 y 150 metros y longitudes de centenas de metros (Fig. 5.37). Estas dunas muestran crestas más rectas que las del tipo B y las caras de avalanchas, cuando presentes, se desarrollan sobre ambos flancos de las dunas. En imagen satélite puede observarse como estas dunas longitudinales

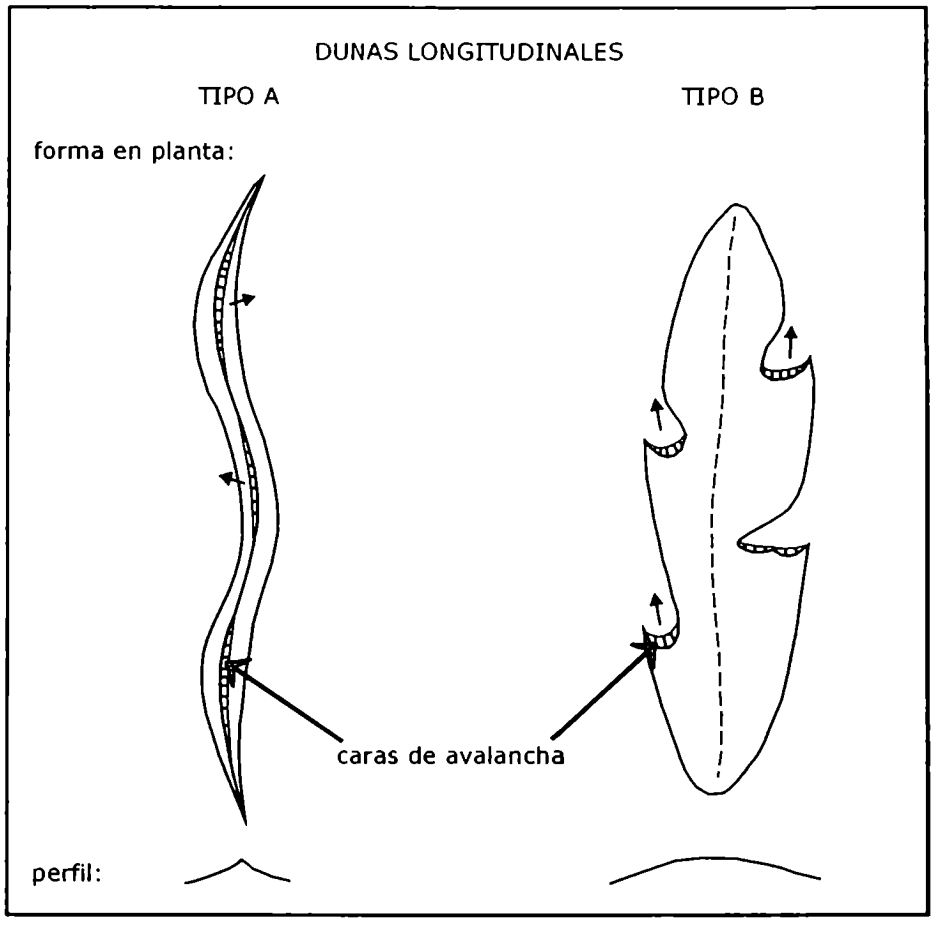


Figura 5.35. Esquema de los dos tipos de dunas longitudinales identificadas en el campo eólico de Médanos Grandes.

se agrupan, dando un patrón de crestas mayormente paralelas y separadas por extendidas áreas de interduna (Fig. 5.37). En 1995, Bullard y otros propusieron un esquema de clasificación de dunas longitudinales, basado en el diseño planimétrico de las mismas. Dentro de este esquema las dunas aquí analizadas serían formas transicionales entre los tipos 3 y 4 por ellos definidos. Constituyen dunas longitudinales bastante continuas, paralelas a subparalelas, que pueden seguirse por varios kilómetros y poseen comunmente uniones en forma de Y (tipo 3 de Bullard *et al.*, 1995). Poseen además un patron secundario de dunas de menor porte, orientadas perpendiculares o ligeramente oblicuas a las dunas mayores (tipo 4 de Bullard *et al.*, 1995). Estas dunas son del tipo transversal aunque sin un perfil bien desarrollado, en el cual prácticamente no se observan caras de avalancha ya que en promedio la cara de sotavento inclina menos de 20º. Poseen una altura de entre 4 y 5 metros y espaciamientos de algunas decenas de metros. En algunos

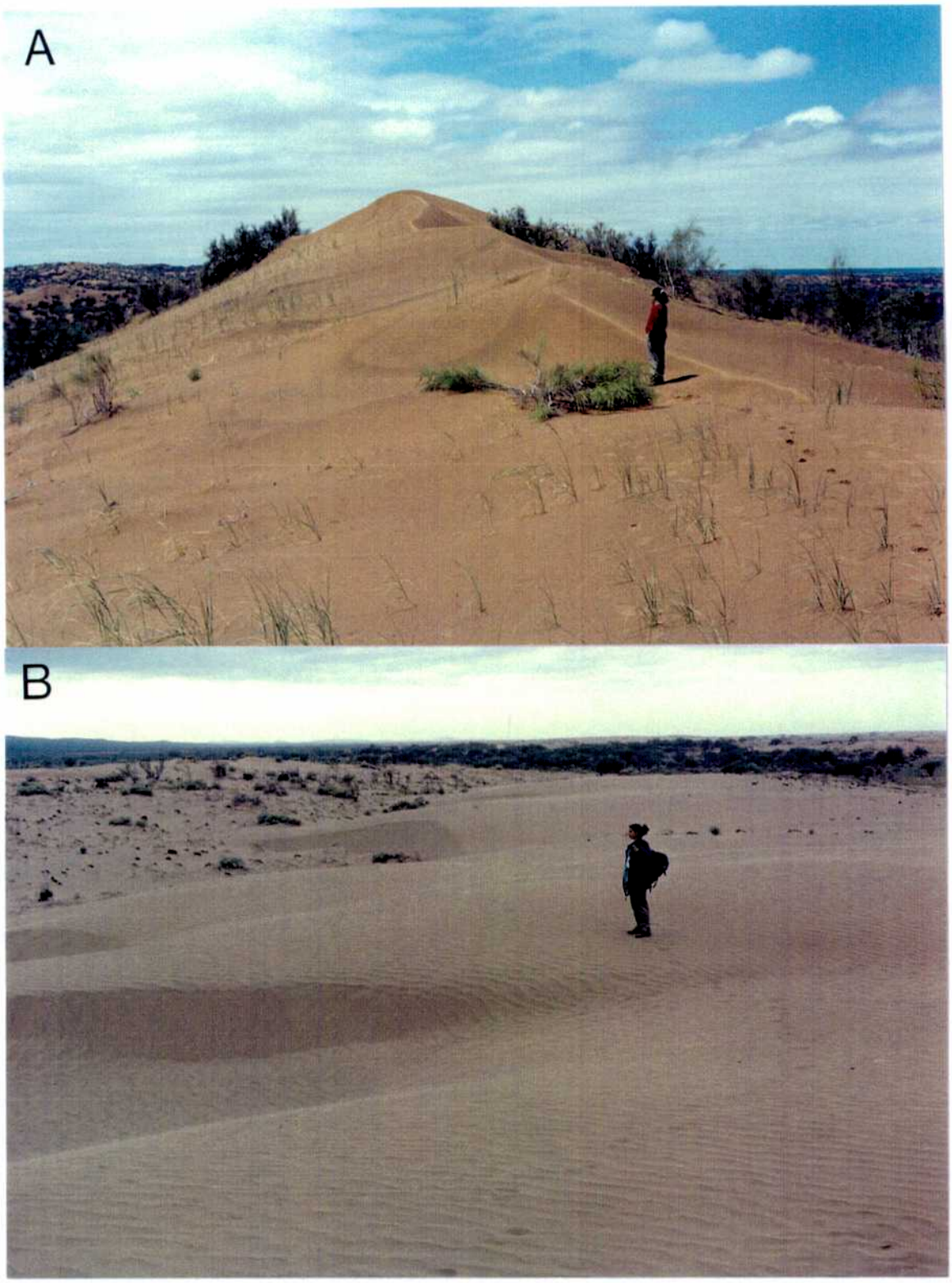


Figura 5.36. Aspecto de las dunas longitudinales del campo eólico de Médanos Grandes. En A, dunas del tipo A y en B, dunas del tipo B.

casos, a sotavento de estas dunas menores quedan determinadas zonas bajas, donde comunmente se producen encharcamientos temporarios que permiten el

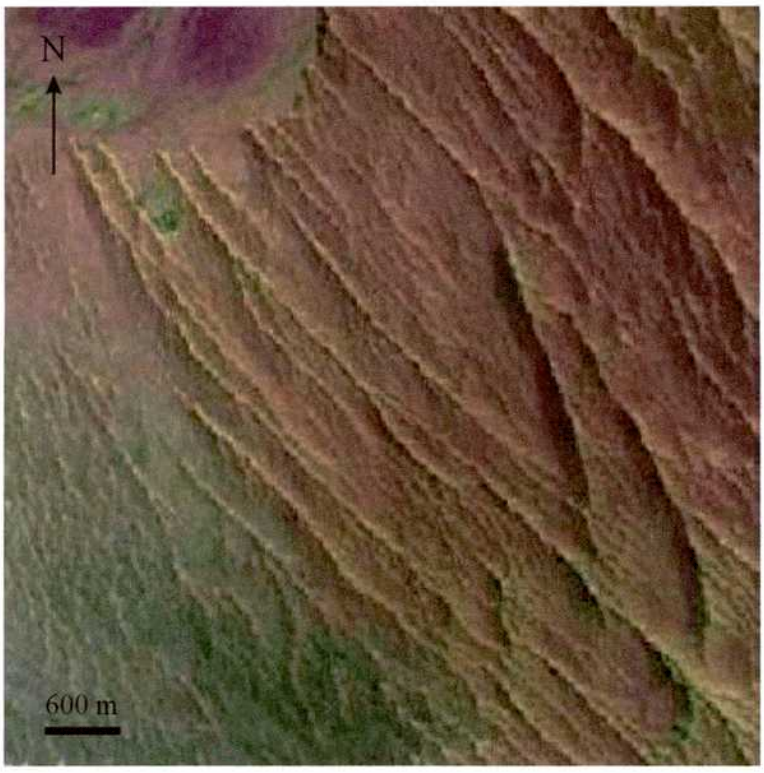


Figura 5.37. Imagen satélite del sector del campo eólico de Médanos Grandes dominado por las dunas longitudinales aquí identificadas como tipo A.

desarrollo de una importante vegetación. Estas zonas pueden considerarse entonces como interdunas húmedas en las que predomina el material fangoso. Con respecto a la zona de interduna puede destacarse que, en nuestro caso, la misma es de carácter mayormente arenoso fino a limoso, a diferencia de lo señalado por otros autores como característico de las interdunas de campos de dunas longitudinales (Folk, 1971). Posee además algunos sectores donde predominan condiciones de mayor húmedad que resultan en la acumulación de sedimentos limoarcillosos.

El segundo tipo de dunas longitudinales (B en esta Tesis) posee un aspecto en planta más o menos sinuoso, con crestas longitudinales romas y un conjunto de crestas secundarias de aspecto barjanoide, que se disponen en forma oblicua a la cresta principal (Fig. 5.35 y 5.36). Son justamente éstas últimas las únicas que desarrollan pequeñas caras de avalancha de hasta un metro y medio de altura, orientadas en la dirección de crecimiento de la duna longitudinal. Estas dunas son de menor tamaño que las del tipo 1, su altura varía entre 6 y 8 metros, con un

de menor tamaño que las del tipo 1, su altura varía entre 6 y 8 metros, con un espaciamiento de hasta 100 m y longitud promedio de 300 metros. Estas dunas lineales de menor porte ocurren en general más o menos aisladas, sin seguir un patrón muy bien definido.

Las características texturales de las dunas longitudinales del campo eólico de Médanos Grandes son semejantes a las observadas por otros autores en este tipo de dunas en varios lugares del mundo. Al igual que lo señalado por Folk (1971), Ahlbrandt (1979) y Lancaster (1981) las dunas aquí estudiadas están formadas por arena muy fina (media promedio en 3,04 ø), muy bien seleccionada (s=0,46 ø) y simétricas (SK_1=0,01, Tabla 5.12). En promedio el factor S es 0, el percentil del 1 % corresponde a la arena mediana (1,95 ø) y la moda a la arena fina (2,88 ø). El porcentaje de material limoarcilloso es muy bajo, menor al 1,5 %, en tanto las curvas resultan mesocúrticas (K_G=1,07).

Un perfil transversal de una duna longitudinal del tipo A (Fig. 5.38) permite observar la morfología de estas formas de acreción eólicas, así como las variaciones en los parámetros granulométricos estadísticos a lo largo de ellas. Estas dunas poseen, como ya se dijo, un perfil prácticamente simétrico, característica típica de este tipo de geoformas eólicas, con crestas bastante agudas. Los flancos presentan inclinaciones que varían entre 17º y 25º. Sólo localmente, y en el sector más cercano a la cresta, se alcanzan pendientes mayores, que en algunos casos superan

muestra	X	S	σ	moda	%< 53 µ	ø 1%	Md	K_G	SK_1
P1	3,03	0,07	0,48	2,875	2,76	2,10	2,96	1,11	0,17
P2	2,97	0,05	0,45	2,875	1,36	2,06	2,92	1,11	0,11
P3	2,84	0,06	0,43	2,875	1,17	2,02	2,79	1,08	0,11
P4	2,55	0,02	0,30	2,375	0,03	2,00	2,52	1,06	0,12
P5	2,91	0,04	0,41	2,875	0,81	2,12	2,85	0,99	0,17
P6	2,97	0,05	0,43	2,875	1,30	2,12	2,96	1,01	0,06
P67	3,17	-0,14	0,58	3,375	0,98	1,65	3,27	1,12	-0,29
P68	3,08	-0,13	0,60	3,375	0,83	1,60	3,19	1,04	-0,27
P69	3,25	-0,03	0,40	3,375	0,36	2,17	3,29	1,18	-0,14
P70	3,34	-0,03	0,38	3,375	0,47	2,25	3,35	1,08	-0,05
P71	3,45	-0,06	0,42	3,375	2,33	2,08	3,46	1,18	-0,01
P72	3,38	-0,03	0,42	3,375	2,10	2,13	3,37	1,16	0,02
P73	3,08	-0,05	0,50	3,375	0,58	1,77	3,12	1,08	-0,12
P74	2,56	0,13	0,72	1,875 (3,375)	0,73	1,35	2,44	0,73	0,22
promedio	**3,04**	**0,00**	**0,46**	**2,88**	**1,13**	**1,96**	**3,04**	**1,07**	**0,01**

Tabla nº 5.12. Parámetros texturales estadísticos de las dunas longitudinales del campo eólico de Médanos Grandes. Referencias, ver tabla 5.1.

ángulo de reposo de la arena seca permitiendo el desarrollo de flujos de granos. Como puede verse en la figura 3.37, y ya fuera señalado por Folk (1971) y Lancaster (1986), el tamaño de grano aumenta hacia la zona de cresta, donde se consentra el material más grueso, que también resulta el mejor seleccionado.

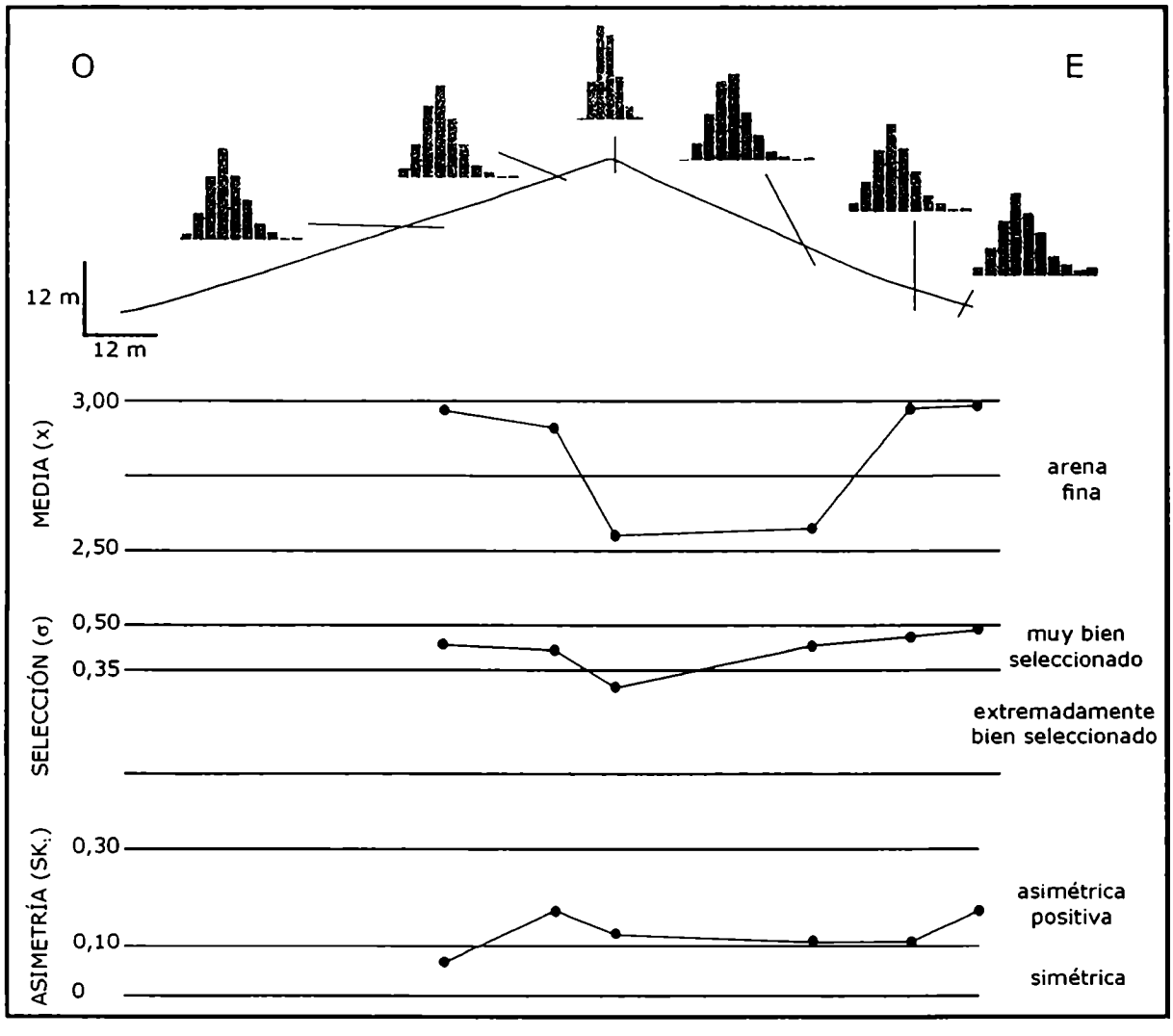


Figura 5.38. Perfil transversal de una duna longitudinal del tipo A donde puede observarse su morfología y las variaciones de sus valores de media, selección y asimetría.

5.3.5. Dunas ascendentes y abanicos de arena

La vertiente occidental de la Sierra de Los Tarjados, centro-sur de la provincia de La Rioja, Argentina (Fig. 2.1), muestra acumulaciones de arenas eólicas en forma de dunas ascendentes que, en algunos casos, por su forma externa se ase-

mejan a abanicos aluviales (Fig. 5.39), pero constituídos en este caso por arena fina a mediana, bien seleccionada. Estas acumulaciones presentan escala variable, llegando las de mayor porte, ha resultar visibles en imágenes satelitales a escala 1:250.000 (Fig. 6.34). Es importante destacar que en el área de Talampaya, si bien las dunas ascendentes son las dominantes, también se presentan depósitos de arena eólica que descienden el margen opuesto de la sierra (abanicos de arena), aunque alcanzando menor desarrollo (Fig. 5.40, Tripaldi y Limarino, 2000).

La existencia de acumulaciones de arena eólica relacionadas a altos topográficos, aunque aún no tratada en forma exhaustiva en la literatura, ha sido destacada por Smith (1954), Evans (1962), Goldsmith (1978), Tsoar (1983), Lancaster y Tchakerian (1996) y Muruaga *et al.* (1999). Es importante aclarar que las acumulaciones eólicas en cuestión han recibido diversos nombres, basados en: 1) la forma externa que presenta el depósito y 2) su relación con la topografía (formas ascendentes versus descendentes). De este modo, las acumulaciones desarrolladas a barlovento de los frentes montañosos (formas ascendentes) fueron subdivididas en *echo dunes* (Clos-Arceduc, 1969), cuando se trata de crestas aisladas de arena, paralelas a escarpas verticales y «climbing dunes» (Smith, 1954), en el caso de cuerpos de arena de aspecto mantiforme que ascienden los frentes montañosos (veáse también Tsoar, 1983). Por otra parte, cuando las acumulaciones arenosas ocurren a sotavento del frente montañoso se denominaron *falling dunes* (Evans, 1962), aunque frecuentemente no constituyen acumulaciones de arena comparables a verdaderas dunas. Un interesante ejemplo de este último tipo de acumulación eólica ha sido estudiado por Muruaga *et al.* (1999), quienes denominaron médanos de altura a estos depósitos.

Otra referencia a este tipo de formas fue realizada por Lancaster y Tchakerian (1996), quienes analizaron las acumulaciones ascendentes de arena presentes en el desierto de Mojave, denominándolas rampas de arena (*sand ramps*). De acuerdo a los mencionados autores las rampas de arena conforman un depósito compuesto por sedimentos eólicos, fluviales y coluviales interestratificados, ubicados al pie de los frentes montañosos.

Las dunas ascendentes de la sierra de los Tarjados resultan dunas complejas, siguiendo la denominación de McKee (1979), porque sobre ellas se sobreimponen

Figura nº 5.39. Aspecto de las dunas ascedentes en la ladera occidental de la sierra de los Tarjados, provincia de La Rioja.

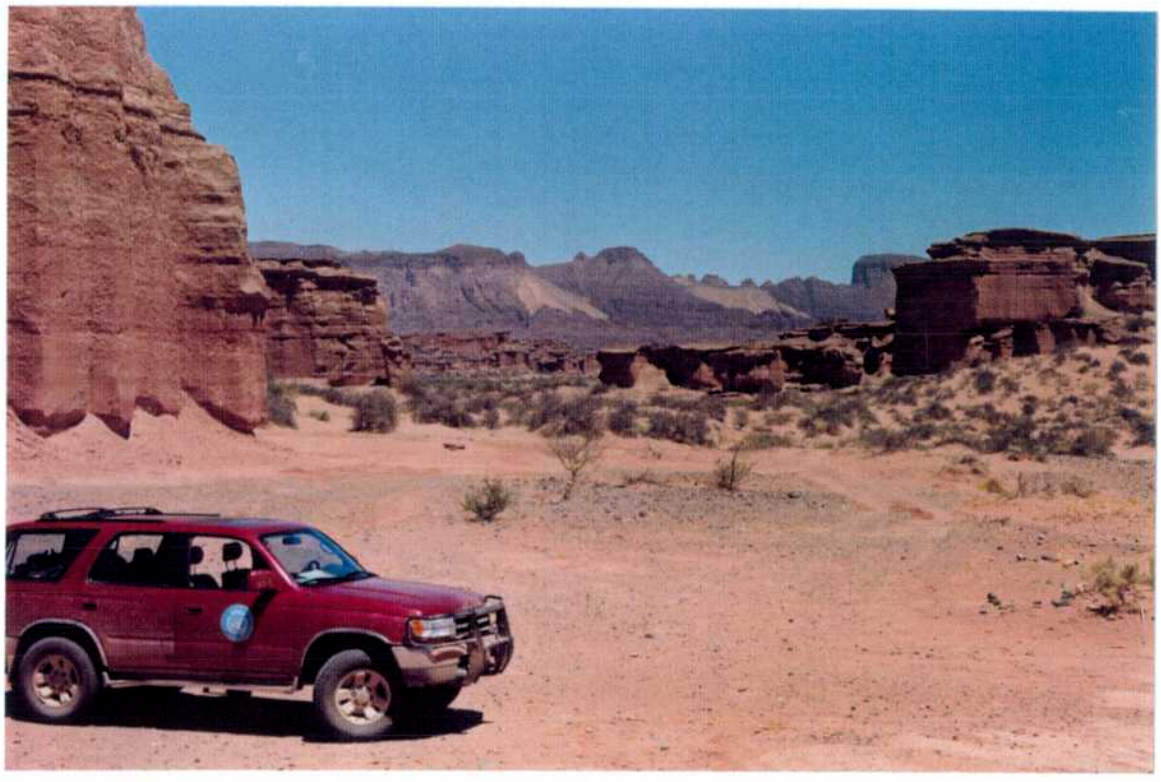


Figura nº 5.40. Abanicos de arena ubicados en la vertiente oriental de la sierra de los Tarjados, provincia de La Rioja.

otros tipos de dunas simples. Sobre la superficie de estas dunas ascendentes aparecen formas de lecho eólicas de menor porte, como dunas y protodunas de crestas transversales y barjanoides (Fig. 5.41), sombras de arenas y óndulas eólicas. En algunos casos, también ocurren formas de deflación como hoyos de voladura. Cabe destacar que la superficie de las dunas ascendentes no se halla completamente desprovista de vegetación, aunque ésta no es muy abundante. Por el contrario, los abanicos de arena, poco representados en el área, no muestran importante desarrollo de mesoformas eólicas y se encuentran casi enteramente tapizados por diferentes tipos de óndulas.

Figura nº 5.41. Aspecto de las protodunas que migran sobre las dunas ascendentes de la sierra de los Tarjados.

Para la caracterización textural de este tipo de dunas se procedio al muestreo superficial de las geoformas eólicas que ocurren sobre ellas. Las características texturales de las distintas formas de lecho (protodunas, sombras de arena, óndulas de impacto-proyección y hoyos de voladura, Tabla 5.13) son muy semejantes entre sí y resultan aproximadamente iguales a las de las formas equivalentes descriptas

en las otras localidades estudiadas (secciones 5.1.4, 5.2.1, 5.3, 5.6).

Las dunas ascendentes aquí estudiadas están constituídas por arena fina (media promedio de 2,21 ø), muy bien seleccionada (s=0,45 ø) y de asimetría positiva (SK_1=0,26). Resultan entonces más finas y mucho mejor seleccionadas que las descriptas por Lancaster y Tchakerian (1996; media y selección iguales a 1,95 ø y 0,81, respectivamente) y por Thomas *et al.* (1997; media y selección iguales a 1,80 ø y 0,54, respectivamente) para depósitos similares. Así mismo, poseen muy bajo porcentaje de material inferior a 53 µ (menor al 0,5 %), resultando curvas entre leptocúrticas y mesocúrticas (K_G=1,11), en tanto el percentil del 1 % promedio corresponde a la arena mediana (1,47 ø). De esta forma, las arenas que conforman las dunas ascendentes resultan aproximadamente iguales a las señalados por diversos autores como característicos de los sedimentos de origen eólico (Folk, 1971; Ahlbrandt, 1979; Chaudhri y Khan, 1981).

muestra	X	S	σ	moda	%< 53 µ	ø 1%	Md	K_G	SK_1
T1p	2.14	0.03	0.28	2.125	0.01	1.73	2.08	1.26	0.21
T2p	2.29	0.17	0.46	2.125	0.62	1.70	2.18	1.25	0.41
T3p	2.15	0.06	0.32	2.125	0.07	1.65	2.08	1.33	0.36
T4p	2.25	0.04	0.35	2.125	0.03	1.70	2.18	1.04	0.26
T5p	2.34	0.11	0.42	2.125	0.69	1.73	2.25	1.00	0.22
promedio	**2.23**	**0.08**	**0.37**	**2.125**	**0.28**	**1.70**	**2.15**	**1.18**	**0.29**
T6o	2.28	0.17	0.59	1.875	0.63	1.33	2.15	0.97	0.28
T7o	2.10	0.14	0.58	1.875	0.13	1.20	2.00	0.92	0.26
T8sa	2.39	0.08	0.62	1.875	0.41	1.30	2.38	0.86	0.01
promedio	**2.26**	**0.13**	**0.60**	**1.875**	**0.39**	**1.28**	**2.18**	**0.92**	**0.18**
T9h	2.12	0.18	0.65	1.875	0.69	0.70	2.00	1.08	0.23
T10h	2.08	0.04	0.29	1.875	0.04	1.58	2.03	1.10	0.31
T11h	2.19	0.13	0.413	2.125	0.15	1.6	2.1	1.42	0.34
promedio	**2.13**	**0.12**	**0.45**	**1.958**	**0.29**	**1.29**	**2.04**	**1.20**	**0.29**
promedio	**2.21**	**0.10**	**0.45**	**2.01**	**0.31**	**1.47**	**2.13**	**1.11**	**0.26**

Tabla nº 5.13. Parámetros texturales estadísticos de las formas de lecho que aparecen sobre las dunas ascendentes; p: protodunas, o: óndulas de impacto-proyección, sa: sombras de arena, h: hoyos de voladura. Referencias, ver tabla 5.1.

5.4. Megaformas eólicas: *draas*

Las megaformas eólicas, denominadas *draas* por Wilson (1973) y que corresponden a las dunas complejas o compuestas en la terminología de McKee (1979), son un rasgo común en los grandes mares de arena, donde la disponibilidad de

arena es muy grande (Wilson, 1973; Breed y Grow, 1979; Lancaster, 1988). Por el contrario, su existencia en campos de dunas de tipo intermontano ha sido citada pocas veces en la literatura. Los *draas* están caracterizados por su gran tamaño y por la superposición de dunas sobre formas mayores, ya sea del mismo tipo (dunas compuestas) o diferentes (dunas complejas). Resultan de esta forma los mayores elementos en el ordenamiento jerárquico de las geoformas eólicas hecho por Wilson (1972).

Aunque los *draas* no han sido frecuentemente citados en valles intermontanos, en el área de Médanos Grandes, sudeste de la provincia de San Juan (Fig. 2.1), se identificaron grandes ondas de arena, con espaciamientos de entre 700 y 2000 metros y alturas de hasta 70 metros, sobre las que aparecen dunas transversales menores (Fig. 5.33 y 5.42). Estas acumulaciones son aquí comparadas con verdaderos *draas* y se habrían formado durante un período anterior de actividad eólica, resultando actualmente formas relícticas. Básicamente, se trata de ondas de arena semejantes a dunas transversales aunque de mucho mayor tamaño. Las dunas transversales de menor porte que migran sobre ellas aparecen fundamentalmente sobre la pendiente de barlovento de estas megaformas, como puede observarse en la figura 5.33 donde se muestra un detalle del campo eólico de Médanos Grandes en imagen satélite. En la figura 5.43 se observa un diagrama esquemático de la relación entre ambas geoformas eólicas.

Debido a que el muestreo para los análisis granulométricos se realizó mediante perfiles de las dunas sobreimpuestas, las características texturales de los *draas* son equivalentes a los de estas últimas (véase apartado 5.3.3). Básicamente, estas megaformas están constituídas por arena fina (2,89 ø), muy bien seleccionada (s=0,45 ø) y simétrica (SK_1=0,04). En la figura 5.44 pueden verse las variaciones de los valores de media, selección y asimetría a lo largo de dunas transversales que migran sobre los *draas*. Al igual que lo señalado anteriormente el tamaño de grano aumenta ligeramente hacia la zona de cresta, junto con un mejoramiento de la selección. Por su parte, la zona de interduna tiene una granulometría algo más gruesa y peor selección. Los valores de asimetría se mantienen bastante constantes a lo largo del perfil, resultando prácticamente todas las muestras simétricas y sólo se observa que el material de las crestas se hace más simétrico aún.

Figura nº 5.42. Aspecto de los *draas* del campo eólico de Médanos Grandes, provincia de San Juan. La topografía irregular se debe fundamentalmente a la presencia de las dunas de menor envergadura que migran sobre ellos, así como al hecho de que estas geoformas constituyen formas relícticas.

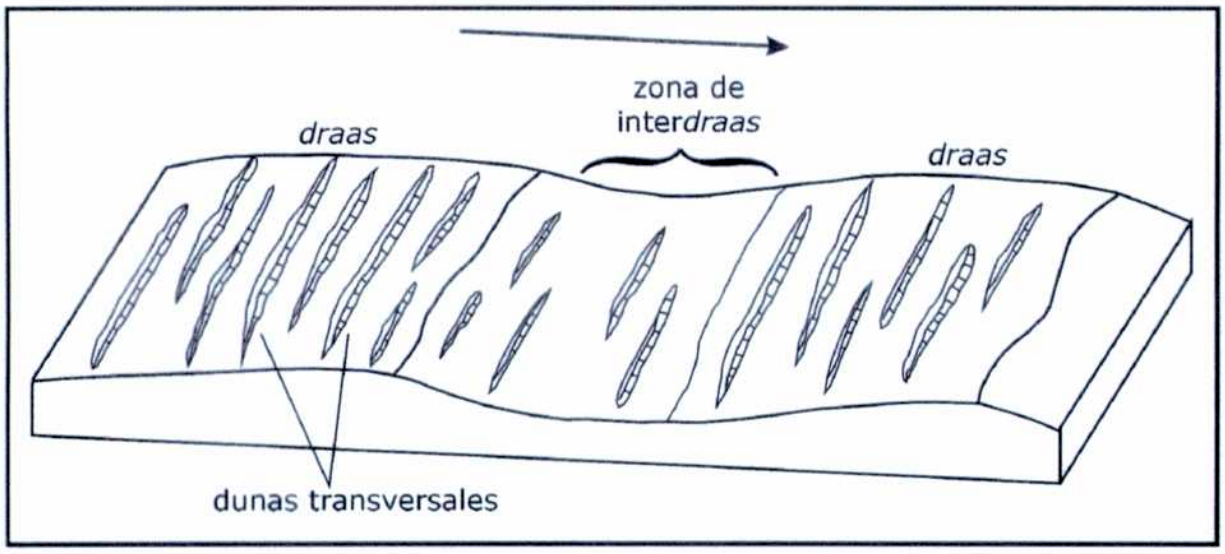


Figura nº 5.43. Diagrama esquemático de las geoformas identificadas como *draas*, debido a su tamaño y a la presencia de dunas menores que migran sobre ellos.

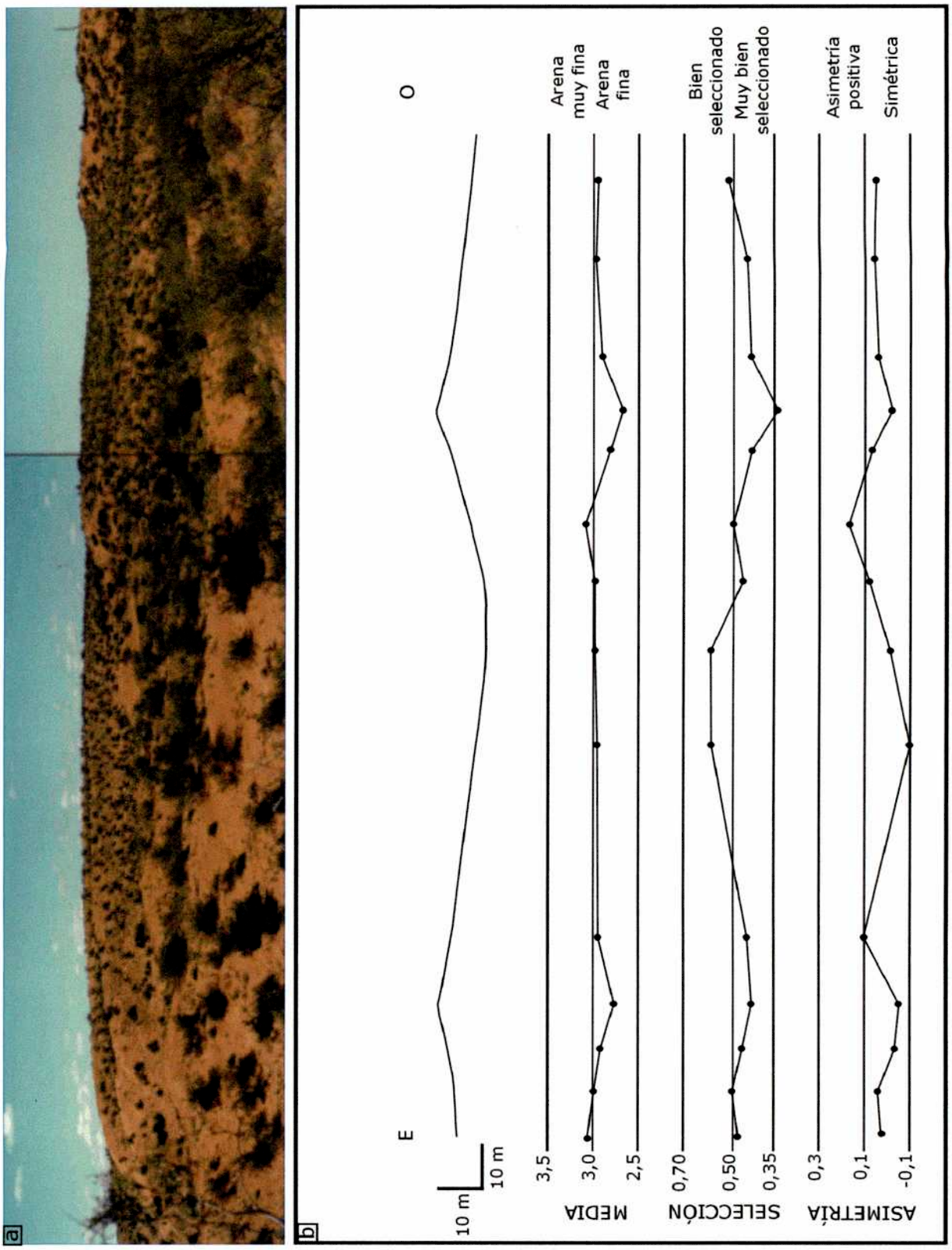


Figura nº 5.44. En a, dunas transversales que migran sobre los *draas*. En b, perfil transversal a lo largo de estas dunas donde puede observarse su morfología y las variaciones de los valores de media, selección y asimetría de las arenas que las componen.

5.5. Formas de deflación: hoyos de voladura y canaletas de deflación

Como se mencionó anteriormente, sobre las dunas transversales del campo eólico de Lomas de la Estancia aparecen formas de deflación, o *blowout* según la nomenclatura de McKee (1979), y que aquí se denominaron: hoyos de voladura y canaletas de deflación. Estas geoformas ocurren también en otros sectores de dicho campo eólico, donde no es posible distinguir la forma original de las dunas y entonces la superficie del campo aparece "craterizada" en vista aérea (Figs. 6.2 y 6.3).

La existencia de formas de deflación similares a las aquí descriptas ha sido previamente considerada por Cooper (1967) y Hesp y Hyde (1996), entre otros, aunque en esos casos las mismas aparecen en áreas costeras. En particular, Cooper (1967) definió dos tipos de *blowout*, a las que denominó *saucer blowouts* y *trough blowouts*. Las *saucer blowouts*, o *blowouts dunes* según la nomenclatura de McKee (1979), tienen forma subcircular y son análogas a las aquí identificadas como hoyos de voladura, en tanto las *trough blowouts* son más alargadas y muy similares a las denominadas, en este trabajo, canaletas de deflación (Fig. 5.45). Ambas formas presentan una acumulación contigua de arena denominada lóbulo depositacional.

Los hoyos de voladura resultan la geoforma de deflación más característica de las aquí analizadas, presentando formas subcirculares, raramente elípticas. Los hoyos más pequeños se desarrollan próximos a la cresta de las dunas transversales y poseen diámetros que varían entre 5 metros y no más de 18 metros. En el SE del campo eólico (Fig. 6.3) aparecen hoyos de grandes dimensiones, que pueden alcanzar los 40 metros de diámetro (Fig. 5.46), y que le confieren a la superficie una aspecto "craterizado". En esta área y mediante fotointerpretación, se identificaron hoyos de voladura extremadamente grandes, de hasta 150 m de diámetro (Fig. 6.3). La diferencia de cota en los hoyos es proporcional a su diámetro, habiéndose registrado para los primeros diferencias máximas de altura del orden de los 4 metros, y para los de gran escala del orden de los 9 metros. Interiormente, los hoyos de voladura se encuentran desprovistos de vegetación y presentan arena en tránsito, la que conforma óndulas de impacto-proyección, de crestas muy sinuosas

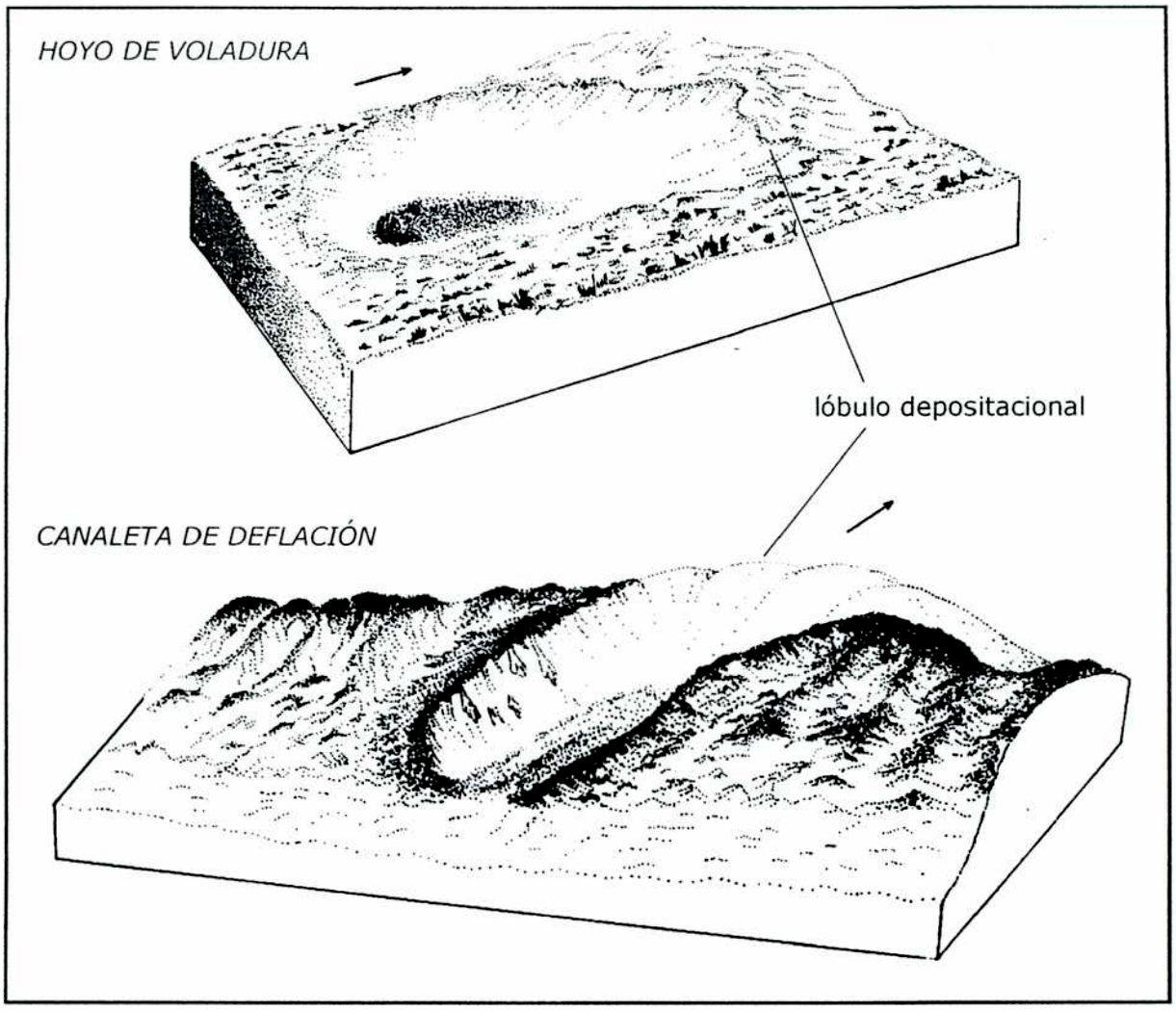


Figura nº 5.45. Esquema representativo de las dos formas de deflación identificadas en esta Tesis (modificado de Hesp y Hyde, 1996).

y a menudo anastomosadas. Estas óndulas migran con diseño radial ascendiendo por las paredes de los hoyos y, en ocasiones, muestran concentración de minerales pesados (magnetita) en la zona de barlovento-cresta (Fig. 5.47). En algunos casos, las paredes internas de los hoyos, principalmente las de los hoyos de gran escala, resultan tan empinadas que generan caras de avalancha irregulares, a lo largo de las cuales se producen flujos de granos.

Por su parte, las canaletas de deflación son depresiones alargadas, de pocos metros de ancho, hasta 1,5 metros de profundidad y no más de 12 metros de longitud, en el caso de las canaletas que se ubican en la superficie de barlovento de las dunas transversales. Las canaletas que aparecen en el sector del campo eólico

Figura nº 5.46. Hoyo de voladura de gran escala en el SE del campo eólico.

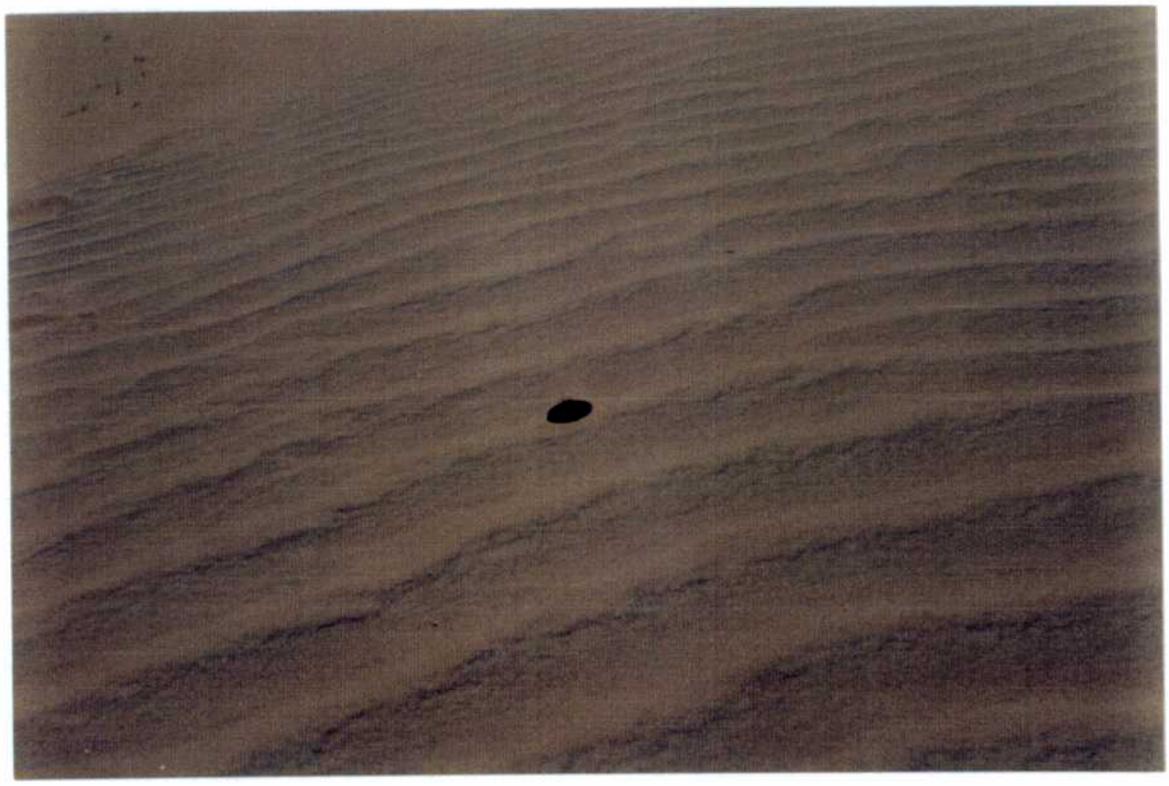


Figura nº 5.47. Óndulas de impacto-proyección, con concentración de magnetita en la zona de barlovento-cresta, migrando en el lóbulo depositacional de un hoyo de voladura.

altamente deflacionado (Fig. 6.3) pueden alcanzar hasta 18 metros de ancho, 9 metros de profundidad máxima y 75 metros de longitud (Fig. 5.48). Estas últimas, al contrario de lo que sucede con los hoyos de voladura, presentan su superficie parcialmente vegetada, aunque también poseen arena en tránsito conformando, en este caso, tanto óndulas de impacto-proyección como de impacto-reptaje. Las canaletas de deflación tienen una topografía interna más irregular que los hoyos de voladura.

En lo que respecta a sus parámetros texturales (Tabla 5.14), las arenas de hoyos de voladura y canaletas de deflación presentan una media promedio en la arena fina (2,05 ø), una moda en la arena mediana (1,70 ø promedio) y están bien seleccionadas (s=0,53 ø). Tienen distribuciones granulométricas simétricas (0,09), muy baja concentración de material más fino que 53 µ (0,47 %) y el percentil del 1 % corresponde a la arena mediana (1,07 ø). Puede señalarse que las arenas que constituyen las canaletas de deflación son ligeramente peor seleccionadas que las arenas de los hoyos y presentan en algunos casos una mayor asimetría positiva.

En la figura 5.49 se presenta un esquema de un hoyo de voladura con las

Figura nº 5.48. Canaleta de deflación de la zona del campo eólico altamente deflacionado.

muestra	X	σ	moda	% < 53 μ	ø 1 %	SK_1
L36	1.98	0.50	2.12	0.19	1.10	-0.02
L37	1.92	0.50	2.12	0.24	1.00	-0.02
L38	2.08	0.62	2.12	0.92	0.80	0.0
L39	2.14	0.60	2.12	0.78	0.75	-0.01
L40	1.89	0.36	1.87	0.08	1.31	0.12
L41	1.66	0.58	1.37	0.29	0.65	0.12
L42	1.85	0.55	1.62	0.41	0.85	0.11
L43	1.90	0.38	1.62	0.04	1.32	0.12
L44	1.82	0.40	1.62	0.08	1.05	0.12
L45	1.83	0.42	1.62	0.16	1.12	0.21
L46	2.06	0.37	1.87	0.03	1.48	0.03
L47	1.89	0.52	1.62	0.20	1.05	0.16
L48	1.90	0.48	2.12	0.22	1.08	0.09
L49	1.95	0.40	2.12	0.19	1.02	0.06
L50	1.88	0.51	1.87	0.11	1.02	0.06
L81	2.01	0.61	1.875	0.65	0.80	0.19
L82	2.29	0.66	1,875(2,875)	1.71	0.92	-0.05
L83	2.23	0.81	2.875	2.19	0.68	-0.12
L84	2.26	0.38	1.875	0.04	1.53	0.08
L85	2.33	0.46	1.875	0.16	1.48	0.10
L86	2.17	0.65	1.875	0.93	0.75	0.03
L87	2.36	0.41	2.125	0.21	1.70	0.08
L88	2.38	0.40	2.125	0.37	1.70	0.10
L89	2.41	0.40	2.375	0.31	1.73	0.07
L90	2.40	0.48	2.875	0.04	1.25	-0.13
L91	1.79	0.77	1,375(2,875)	0.47	0.63	0.46
L92	2.14	0.76	1,375(2,875)	1.06	0.73	0.02
L93	1.83	0.87	1,375(2,875)	1.14	0.55	0.41
promedio	**2.05**	**0.53**	**1.70**	**0.47**	**1.07**	**0.09**

Tabla nº 5.14. Parámetros texturales estadísticos de hoyos de voladura y canaletas de deflación. Referencias, ver tabla 5.1.

características texturales de los distintos sectores del mismo. Puede observarse como las muestras de la parte central del hoyo (1, 2, 3 y 4 de la Fig. 5.49) poseen la peor selección, que varía entre moderadamente bien seleccionada y mal seleccionada, y los mayores tamaños de grano, media entre 2,01 ø y 2,29 ø. La selección mejora en las paredes internas del lóbulo depositacional, donde ocurren fenómenos de avalancha, y en las paredes externas, donde hay migración de óndulas, debido a que ambos procesos seleccionan el material (5, 6 y 7 en la Fig. 5.49). El menor tamaño de grano corresponde a la zona donde hay migración de óndulas del tipo I-P (7 en la Fig. 5.49).

Según fue señalado por Hesp y Hyde (1996) existen al menos dos procesos que determinan el desarrollo de estas geoformas de deflación, al extraer la arena

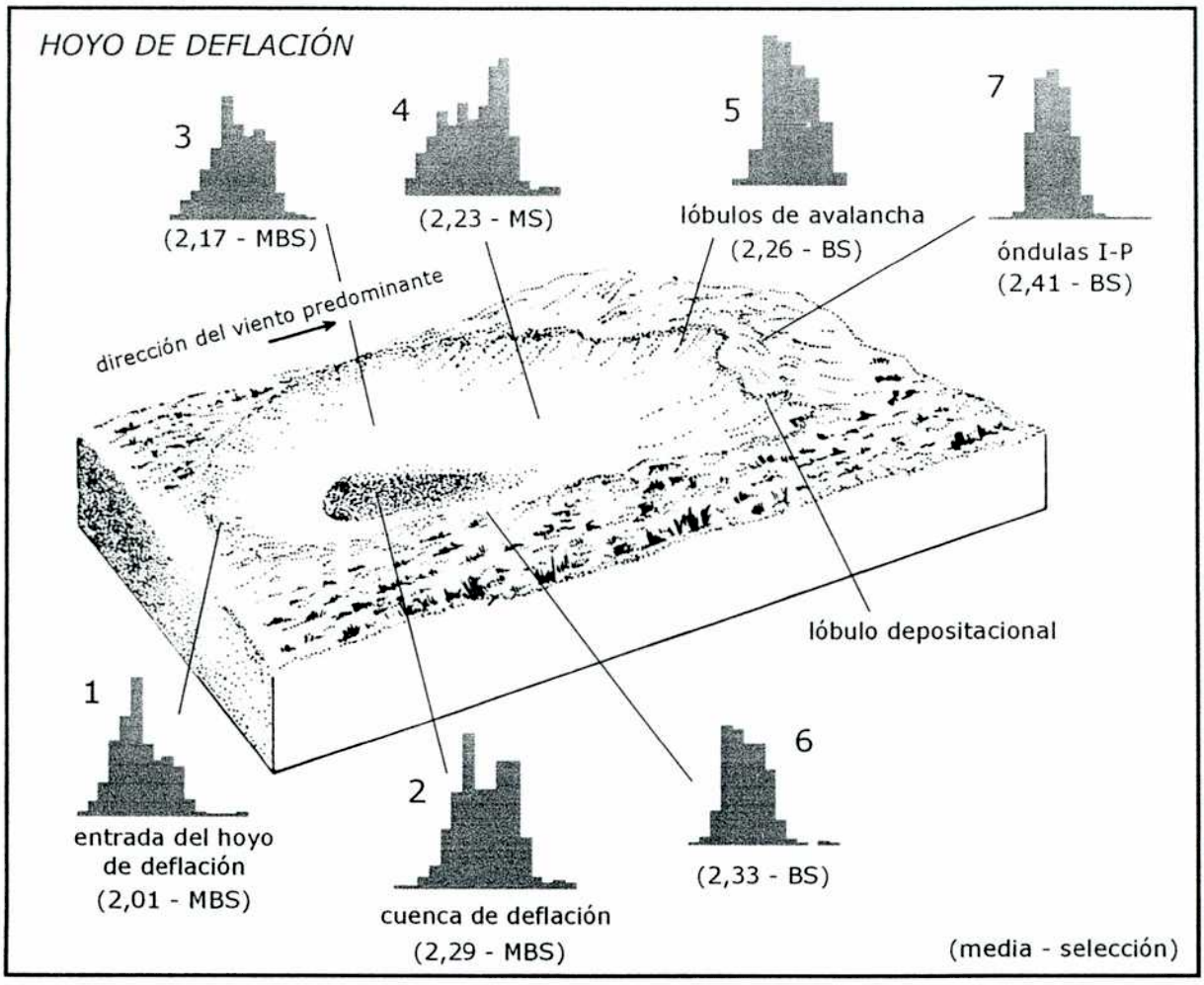


Figura nº 5.49. Diagrama esquemático de la distribución granulométrica en un hoyo de voladura en el sector del campo eólico altamente deflacionado.

de la superficie del campo eólico. Por un lado, y probablemente de mayor importacia, es el desarrollo de vórtices y corrientes de chorro (*jets*), originados durante períodos de vientos extremadamente fuertes, que ponen en suspensión una gran población de granos de hasta tamaño arena. El otro mecanismo correspondería a la migración de óndulas eólicas que ascienden por las paredes de los hoyos y forman una acumulación de arena en su perímetro externo (lóbulo depositacional de la Fig. 5.45).

Los tipos de geoformas de deflación aquí estudiados pueden correlacionarse con la diferente distribución de la erosión a lo largo de la zona de barlovento-cresta de las dunas. Burkinshaw y Rust (1993) demostraron que, dependiendo de la geometría de esta zona, la erosión se concentrará ya sea cerca de la cresta o en la

parte media de la cara de barlovento. Según dichos autores las dunas con crestas redondeadas poseen un máximo de erosión en la parte media de la cara de barlovento, ya que allí el viento alcanza su mayor velocidad debido a la compresión del flujo (véase Bagnold, 1954; Burkinshaw y Rust, 1993; Stam, 1997). Con esta geometría y a partir de este punto se produce una disminución en la erosión, pasándose a una zona de depositación en la cresta. En estos casos sólo se favorecería el desarrollo de hoyos de voladura y canaletas implantados en la cara de barlovento, mientras que habría depositación en la zona de cresta y, por lo tanto, no se generarían formas deflacionarias en dicha zona, como las observadas en el campo eólico de Lomas de la Estancia.

Por su parte, en el caso de dunas con crestas no redondeadas, como la mayo-

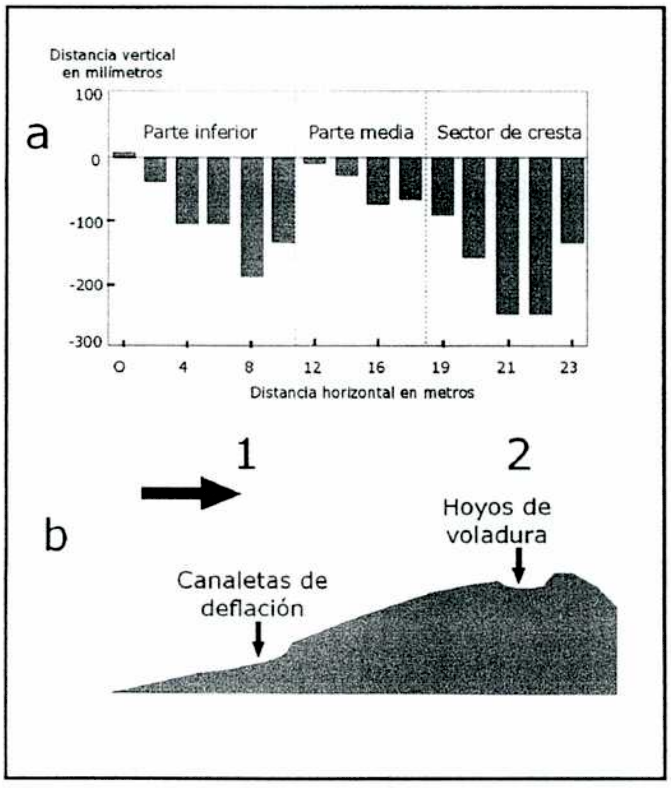


Figura nº 5.50. Relación entre la distribución de la erosión a lo largo de la zona de barlovento-cresta de dunas con crestas agudas y la formación de canaletas y hoyos de deflación (Tripaldi *et al.*, 1998). En «a» puede observarse un diagrama, modificado de Burkinshaw y Rust (1993), donde se aprecia la distribución de la erosión, expresada en milímetros, en función de la topografía de la zona de barlovento-cresta. En «b» se sugiere que estos patrones de erosión son los determinantes del desarrollo de canaletas de deflación y hoyos de voladura.

ría de las dunas aquí estudiadas, Burkinshaw y Rust (1993) demostraron el desarrollo de dos áreas mayores de erosión. Existiría una zona de erosión inferior, relacionada a la aceleración del viento debido a la compresión del flujo (1 en Fig. 5.50) y otra, que se ubica próxima a la cresta, controlada principalmente por un progresivo aumento en la pendiente (2 en Fig. 5.50). Ambas zonas quedan separadas por una zona de erosión mínima en la parte central de la cara de barlovento. Esta distribución de la erosión permite explicar el hecho de que los tipos de formas deflacionarias observados en este trabajo puedan presentarse al mismo tiempo. De esta forma, las canaletas de deflación corresponderían a la zona de alta erosión ubicada en la parte inferior de la cara de barlovento (punto 1 en la Fig. 5.50), mientras que los hoyos de voladura se deberían a la presencia de una zona de máxima erosión próxima a la cresta (punto 2 en la Fig. 5.50).

6. EL SISTEMA EÓLICO INTERMONTANO

La mayoría de los modelos de sedimentación eólica que se utilizan en la actualidad para el análisis de secuencias antiguas están orientados a la caracterización de la dinámica de estos ambientes en los grandes desiertos de arena, también conocidos como mares de arena (*sand sea*). Por el contrario, las facies eólicas que se desarrollan en valles intermontanos han sido hasta la fecha poco estudiadas. Prueba de ello es la escases de modelos sedimentológicos-ambientales para caracterizen este tipo de depósitos, no sólo en la literatura argentina, sino también en la extranjera (véase Brookfield, 1980; Fryberger *et al.*, 1979; Cole, 1986; Limarino y Martínez, 1993; Lancaster, 1993; entre otros). Uno de los objetivos de la presente Tesis es entonces proponer un modelo de sedimentación eólica para valles intermontanos. Mediante el análisis de imágenes satelitales, fotografías aéreas y estudios de campo, fueron reconocidos cuatro tipos principales de ambientes de acumulación eólica en los valles intermontanos de San Juan y La Rioja:

1) Campos de dunas
2) Interacción eólica-fluvial
3) Manto eólico
4) Margen de valle

La distribución geográfica de estos sitios se muestra en la figura 2.1, mientras que una representación esquemática de cada uno de estos ambientes dentro del contexto de valles intermontanos puede observarse en la figura 6.1, como así también las geoformas dominantes en cada uno de ellos.

El ambiente de campo de dunas ha sido caracterizado en dos lugares diferentes, cada uno de ellos representando situaciones distintas en el desarrollo de este tipo de ambiente. En particular, se estudiaron los campo eólicos presentes en el área de Lomas de la Estancia (provincia de La Rioja) y aquel que ocurre en la zona de Médanos Grandes, ubicado al sur de la Sierra de Pie de Palo en la provincia de San Juan (Fig. 2.1). El campo de dunas de Lomas de la Estancia resulta relativamente simple encontrándose compuesto por una única generación de dunas de crestas transversales con evidencias de fuerte deflación (generación de hoyos de voladura y canaletas de deflación). Por su parte, el campo eólico de Médanos Gran-

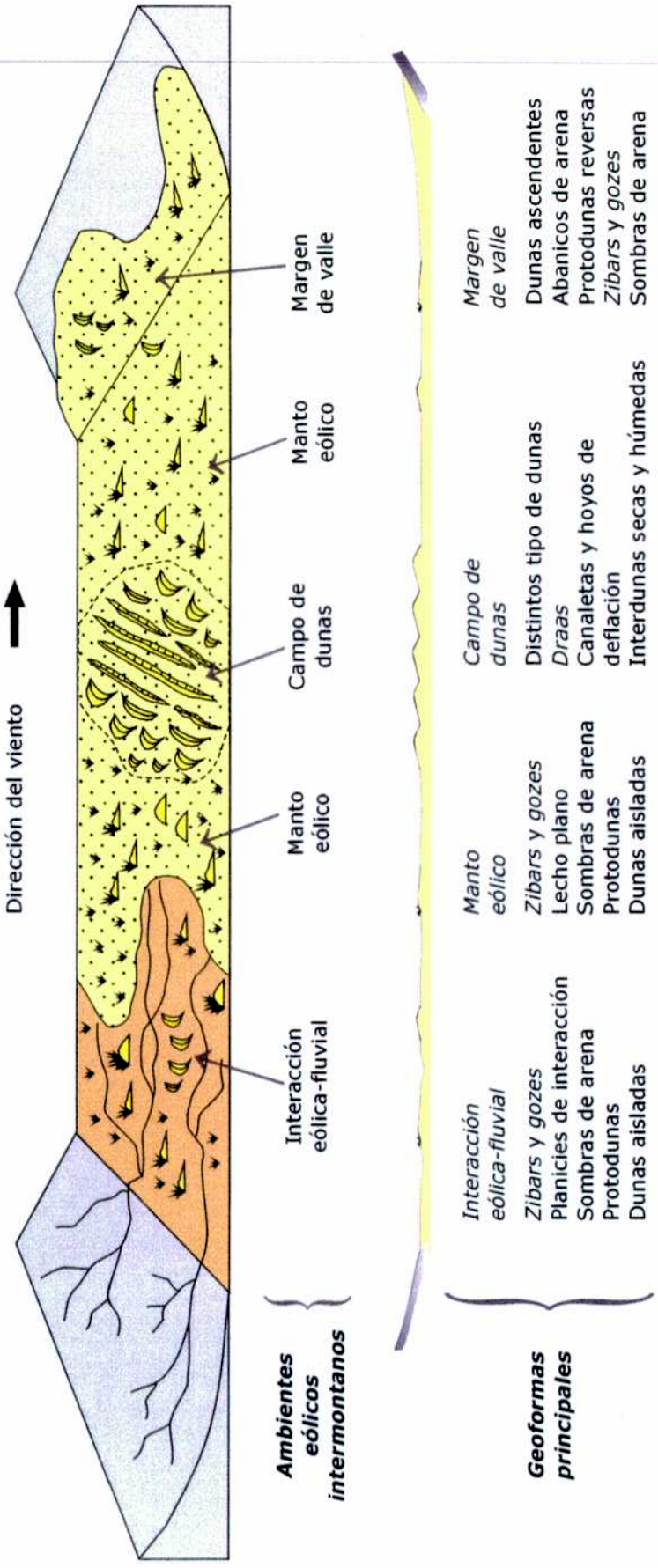


Figura nº 6.1. Distribución esquemática de los diferentes ambientes reconocidos en esta Tesis para los depósitos eólicos de valles intermontanos.

des presenta las geoformas eólicas de mayor jerarquía descriptas (*draas* de Wilson, 1972) y constituye un sistema complejo porque está formado por varios patrones («generaciones») de dunas y *draas* con diferentes morfologías y orientaciones.

Los depósitos debidos a interacción eólica-fluvial (Langford, 1989; Langford y Chan, 1989) han sido estudiados en el valle del río Guandacol (provincia de La Rioja, Fig. 2.1). Allí, la sedimentación debida tanto a procesos eólicos y fluviales produce una singular asociación de facies, formada por depósitos de canales efímeros y geoformas eólicas, éstas últimas desarrolladas principalmente en las áreas de intercanal.

Para caracterizar al ambiente de manto eólico (*sand sheet* de Bagnold, 1954 y Fryberger *et al.*, 1979) se examinaron las acumulaciones arenosas que se desarrollan en el denominado Campo de Talampaya, centro de la provincia de la Rioja (Fig. 2.1). Los mantos eólicos están constituidos por micro y mesoformas eólicas, mayormente fijas, las cuales determinan una topografía irregular, de relativamente bajo relieve. Allí pudo verse, a su vez, como existe un pasaje transicional entre los ambientes de interacción eólica-fluvial y de manto eólico.

Por último, en esta Tesis se utilizó la denominación de ambiente de margen de valle para incluir a los depósitos eólicos formados al pie de frentes montañosos (*climbing dunes* de Smith, 1954, y *sand ramps* Lancaster y Tchakerian, 1996; véase también Tripaldi y Limarino, 2000) y que comúnmente se asocian a sedimentos de origen aluvial y coluvial. Este ambiente fue estudiado en la vertiente occidental de la Sierra de los Tarjados, adyacente al Campo de Talampaya (provincia de La Rioja, Fig. 2.1).

6.1. Campo de dunas de Lomas de la Estancia

El campo de dunas de Lomas de la Estancia, en las proximidades del paraje homónimo, se ubica en la extensa depresión intermontana, de uno 30 km de ancho máximo y 120 km de longitud, que se dispone entre las sierras de Sañogasta (por el este) y de Valle Fértil (por el oeste), en la porción centro sur de la provincia de La Rioja (Fig. 2.1). El campo eólico está compuesto principalmente por dunas transversales y geoformas producto de la deflación eólica (hoyos de voladura y canaletas

de deflación), que se sobreimponen a las dunas, desdibujando en algunos casos su forma original (Tripaldi *et al.*, 1998). En la zona sudeste del campo eólico, es donde existe el mayor desarrollo de estas formas de erosión, predominando hoyos de voladura, en algunos casos de varias decenas de metros (véase Fig. 5.46), que le confieren al campo de dunas un aspecto de «panal de abejas» en imágenes satélites (Fig. 6.2), en tanto en fotografía aérea su superficie aparece «craterizada» (Fig. 6.3).

La presencia de geoformas de deflación y el desarrollo de vegetación sobre la superficie de las dunas indica que las mismas se encuentran estabilizadas, es decir que este campo de dunas estaría «congelado» y sujeto a erosión por deflación.

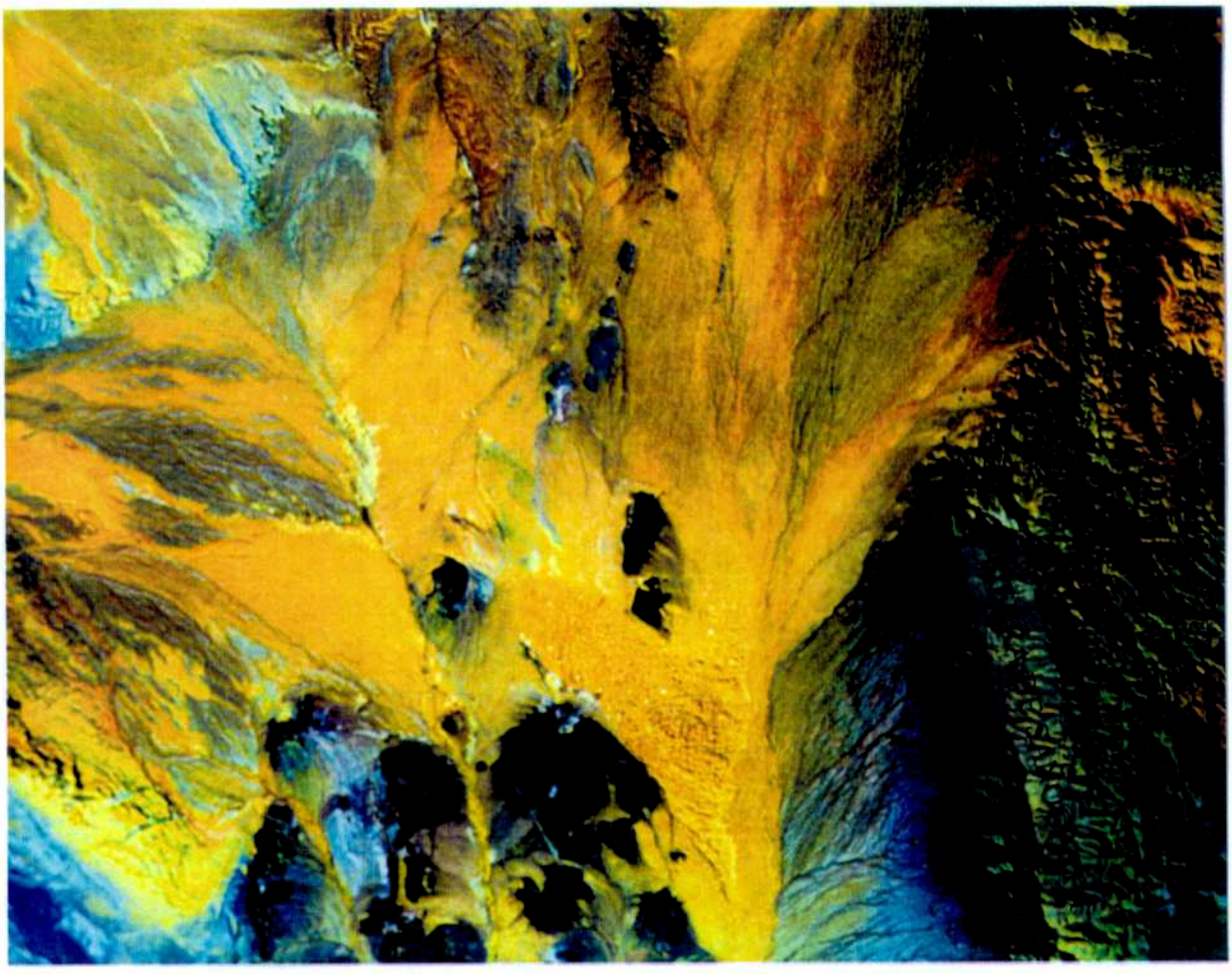


Figura nº 6.2. Imágen satelital de un sector de la depresión intermontana donde ocurre el campo de dunas de Lomas de la Estancia. Obsérvese el aspecto de «panal de abejas» de dicho campo debido al desarrollo de geoformas de deflación. Al este la sierra de Sañogasta y en negro los basaltos de la Formación Los Rastros (Triásico medio).

6.1.1. Subambientes del campo de dunas de Lomas de la Estancia

Si bien son las dunas junto a los hoyos y canaletas de deflación las que caracterizan a este ambiente de acumulación eólica, el análisis del mismo y la participación relativa de cada una de las formas arriba citadas permitió diferenciar cinco subambientes principales dentro del campo eólico: 1) dunas, 2) hoyos y canaletas de deflación, 3) manto eólico, 4) interdunas y 5) canales de retrabajo fluvial. Cada uno de ellos queda definido por una determinada expresión geomórfica y por su patrón de dinámica eólica, que se refleja en los tipos de formas de lecho y en sus parámetros granulométricos. En la figura 6.3 puede observarse la distribución espacial de los distintos subambientes, mientras que la tabla 6.1 resumen las características de cada uno de ellos.

Dunas: Los cuerpos de dunas encontrados en el área de Lomas de la Estancia han sido descriptas en la sección 5.3.3. Ellas consisten de dunas de crestas transversales, relativamente rectas y alineadas con azimut variable entre 55º y 70º (Fig. 6.3), que indican una dirección de vientos predominantes del NO. Como ya se mencionó estas dunas exhiben formas de deflación en la zona de barlovento-cresta (véase Fig. 5.50) lo cual, junto con el desarrollo de una cubierta vegetal y la ausencia de caras de avalancha, permite suponer que estas formas de lecho se hallan esencialmente fijas. En algunos casos las dunas muestran bien desarrollados hoyos de deflación, tanto próximos a su cresta como en la parte media de la cara de barlovento.

Las características texturales de las arenas de Lomas de La Estancia fueron estudiadas sobre un total de 35 muestras (Tabla 5.10). Las dunas están compuestas por arena mediana a fina (X=2,03 ø), bien seleccionada (s=0,58 ø) y de asimetría positiva (SK_1=0,20).

Hoyos y canaletas de deflación: Los hoyos y canaletas de deflación, analizados más detalladamete en la sección 5.5, constituyen la otra forma más conspícua de este campo eólico. Los hoyos de voladura son depresiones subcirculares, mayormente desprovistas de vegetación y cubiertas por óndulas eólicas (véase Fig. 5.46).

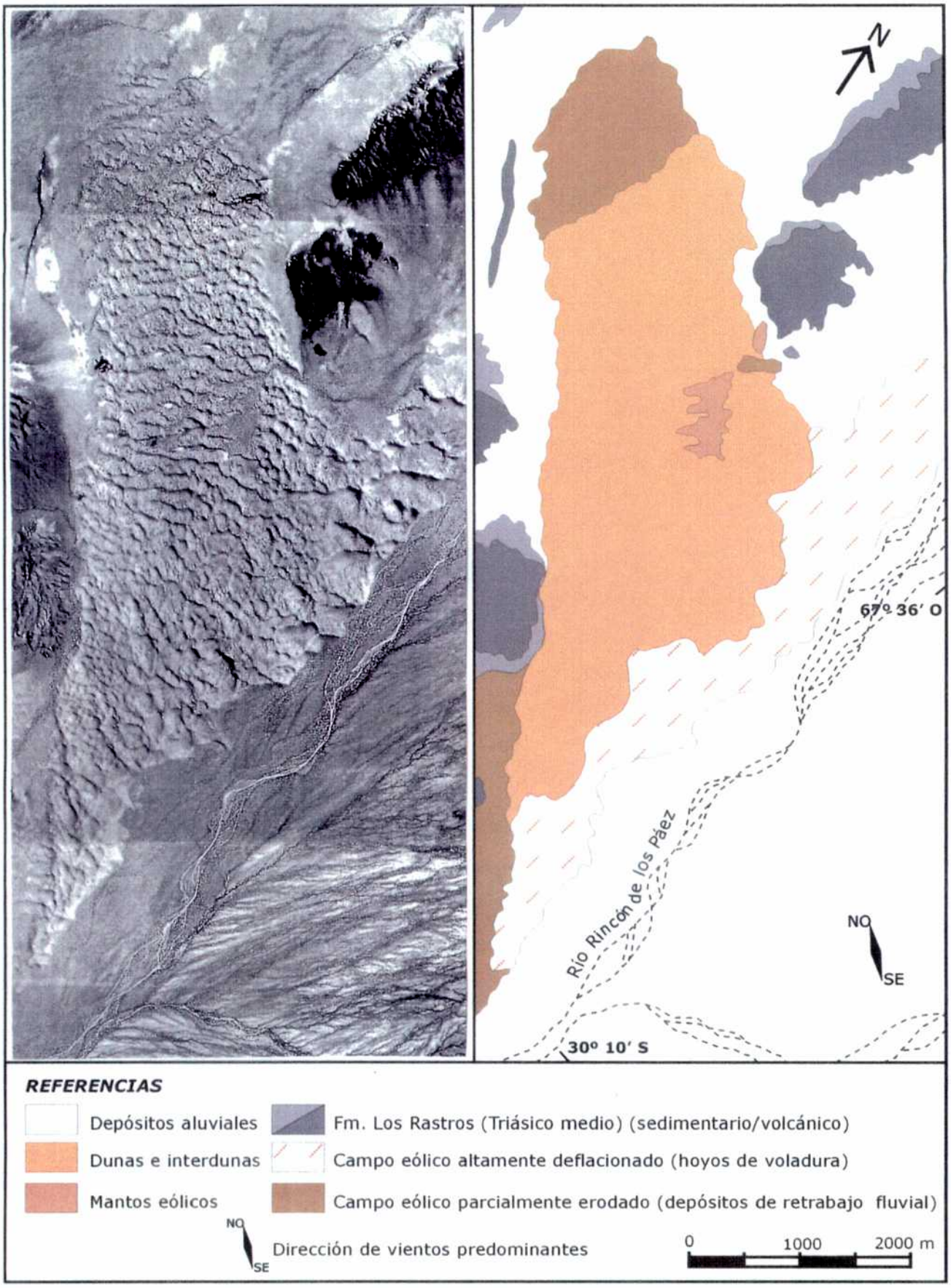


Figura nº 6.3. Esquema de los subambientes reconocidos en el campo de dunas de Lomas de la Estancia y fotografía aérea de la misma zona, donde puede observarse el aspecto craterizado de la superficie, fundamentalmente en el sector sudeste, debido al desarrollo de hoyos y canaletas de deflación (modificado de Tripaldi *et al.*, 1998).

Unidad geomórfica	Expresión geomórfica	Principales parámetros texturales
DUNAS	Dunas de crestas transversales, de mediano porte, parcialmente modificadas por deflación.	Valor de media promedio en arena fina, bien seleccionadas y con asimetría positiva.
FORMAS DE DEFLACIÓN	Dos tipos principales: 1) en artesa o subcirculares (hoyos de voladura) y 2) depresiones alargadas (canaletas de deflación).	Valores de media en arena fina a mediana, moderadamente bien seleccionadas y simétricas.
MANTO EÓLICO	Manto arenoso de escaso relieve ocupado por óndulas y mesoformas estacionarias.	Media promedio en arena fina, moderada selección y asimetría positiva a muy positiva.
INTERDUNAS	Áreas planas, elongadas en sentido paralelo a la cresta de las dunas.	Media en limo grueso, muy mal seleccionadas y con asimetría positiva
CANALES DE RETRABAJO FLUVIAL	Canales pandos que se insumen hacia el interior del campo eólico, donde pierden definición	Valores de media en arena fina y mediana, moderada selección y asimetría positiva.

Tabla nº 6.1. Características de los subambientes reconocidos en el campo de dunas de Lomas de la Estancia, provincia de La Rioja.

En tanto, las canaletas de deflación tienen formas alargadas, con una topografía interna más irregular y mayor cubierta vegetal (véase Fig. 5.48). Sus tamaños varían desde unos pocos metros, en el caso de los hoyos y canaletas desarrollados en la zona de barlovento-cresta de las dunas transversales, hasta decenas de metros en el sector sudeste del campo eólico, el cual se halla altamente deflacionado (Fig. 6.3). En esta área la forma original de las dunas prácticamente no se preserva, resultando una topografía muy irregular debido a la deflación eólica.

Desde el punto de vista textural el análisis de 28 muestras correspondientes a hoyos y canaletas de deflación (Tabla 5.14) demuestra que éstas se encuentran formadas por arena mediana a fina (X=2,05 ø), moderadamente bien seleccionada (s=0,53 ø) y de distribución simétrica (SK_1=0,09).

Manto eólico: En sectores restringidos del campo eólico (véase Fig. 6.3), aunque con características morfológicas y granulométricas propias que lo diferencian del resto de la cubierta arenosa, aparece el subambiente de manto eólico. Se trata de

un reducido manto arenoso, parcialmente vegetado, de escaso relieve relativo (no mayor a 2 m), ligeramente ondulado y tapizado, en buena parte, por trenes de óndulas de alto índice y elevada sinuosidad de crestas. La topografía de esta unidad recuerda a los *sand sheet* descriptos por Bagnold (1954) y Fryberger *et al.* (1979), y a los *back erg* de Porter (1986), formas de acumulación periférica a las áreas desérticas. En esta unidad aparecen mesoformas estacionarias como sombras de arena y mayormente *zibar*s (véase sección 5.2.1 y 5.2.2), controladas por la escasa vegetación. Los *zibar*s poseen unos 8 m de espaciamiento, no más de 1 m de altura y no desarrollan cara de avalancha. También han podido observarse protodunas (sección 5.3.1), de altura cercana a 1 m y tapizadas por óndulas eólicas.

La distribución granulométrica de 14 muestras correspondientes a este subambiente (Tabla 6.2), muestra que los depósitos de manto eólico exhiben rasgos propios cuando se los compara con las dunas y las formas de deflación previamente considerados. Las arenas de los mantos eólicos son de tamaño de grano más fino (X=2,19 ø), resultando moderadamente seleccionadas (s=0,83 ø) y de asimetría marcadamente positiva (SK_1=0,34). Las características texturales señaladas derivan de la mayor proporción de partículas de grano fino (menores a 53 µ) que muestran estos depósitos cuando se los compara con el resto de las arenas eólicas (véase Tabla 6.2).

Muestra	X	σ	moda	ø < 53 µ	ø 1 %	SK_1
L51	1,97	0,81	1,62	3,14	0,82	0,46
L52	2,03	0,83	1,62	2,94	1,20	0,41
L53	2,12	0,88	1,62	3,03	0,85	0,46
L54	2,19	0,90	1,62	3,90	0,83	0,55
L55	2,13	0,90	1,62	4,04	0,80	0,27
L56	2,16	0,67	2,12	0,85	0,90	0,16
L57	2,36	0,78	2,12	1,49	1,05	0,33
L58	2,45	0,87	2,12	2,17	0,75	0,29
L59	2,12	0,92	2,12	1,51	0,48	0,27
L60	2,38	0,81	2,12	1,91	0,88	0,29
L61	2,20	0,75	1,62	1,11	0,85	0,31
L62	2,15	0,90	1,62	2,19	0,80	0,29
L63	2,23	0,88	2,12	1,90	0,90	0,37
L64	2,20	0,77	2,12	1,90	0,78	0,35
promedio	**2,19**	**0,83**	**1,87**	**2,29**	**0,85**	**0,34**

Tabla nº 6.2. Parámetros texturales estadísticos de las arenas del subambiente de manto eólico. Referencias, ver tabla 5.1.

Interdunas: El subambiente de interduna aparece íntimamente relacionado a las dunas, localizándose entre los sucesivos trenes de estas macroformas. En el caso aquí analizado, las interdunas son áreas planas, elongadas y paralelas a la cresta de las dunas, resultando por lo tanto perpendiculares a la dirección de vientos predominantes. En este sentido, las interdunas aquí consideradas son diferentes a los «corredores de interduna» descriptos en grandes desiertos, ya que aquellos muestran una elongación paralela (o en ligero ángulo) a la dirección de vientos predominante, debido a que se asocian a dunas de tipo longitudinal. El tamaño de las áreas de interduna varía entre 30 y 45 metros, con un ancho máximo de 70 metros, y hasta 350 metros de largo.

Su superficie es limoarcillosa, mostrando muy frecuentemente grietas de desecación poligonales, a menudo de diferentes órdenes. Localmente, cercanas a pequeñas depresiones en la interduna, se observan concentraciones de barquillos de desecación, los que evidencian la existencia de cuerpos de agua temporarios, a donde los barquillos fueron transportados por corrientes fluviales débiles. En algunos casos aparecen además pequeños mantos o parches de arena fina a mediana, que presentan trenes de óndulas de crestas sinuosas y anastomosadas, de claro origen eólico. Estas arenas constituyen un material en tránsito, que forma cubiertas de no más de 4 o 5 cm de espesor, sobre el sustrato limoarcilloso. Otro rasgo característico de estas interdunas es la existencia de algunos niveles muy delgados de fangos calcáreos y yesíferos. Las interdunas aquí observadas pueden asemejarse a las descriptas por Purvis (1991), no sólo por su carácter limoarcilloso, sino también por su disposición paralela a las crestas de las dunas.

Las características texturales de esta unidad fueron examinadas en 7 muestras (Tabla 6.3), las que muestran parámetros granulométricos propios que diferencian a las interdunas del resto de las arenas eólicas hasta aquí tratadas. Los valores de media se ubican dentro del limo grueso (X=4,22 ø), se encuentran muy mal seleccionadas (s=2,31 ø) y muestran invariablemente asimetría positiva (SK_1=0,25).

***Canales de retrabajo fluvial*:** Este subambiente es arealmente el más reducido de los identificados en el campo eólico de Lomas de La Estancia. Está constituido

por un par de pequeños canales fluviales que penetran en el campo eólico por el margen NNE, unos pocos cursos que interconectan algunas áreas de interdunas y varios canales que han erosionado fuertemente el sector norte y sudoeste del campo eólico (Fig. 6.3). Los canales son de carácter efímero, de no más de 9 metros de ancho, 70 cm de profundidad y una longitud máxima medida de 250 metros, al penetrar el campo de dunas. En general, se ha observado que se desarrollan en forma paralela a los trenes de dunas, principalmente en la periferia del campo eólico, ya que hacia la parte central se insumen rápidamente.

En el interior de estos canales se desarrollan pequeñas barras, exclusivamente arenosas, aunque la mayor parte del tiempo los mismos permanecen secos y sujetos entonces a la acción eólica. Por lo tanto, para los estudios granulométricos que permitan caracterizar este subambiente fueron empleadas únicamente arenas provenientes de las barras de origen fluvial. Aunque desde el punto de vista cuantitativo esta unidad no posee mayor significación, ha sido igualmente estudiada ya que permite evaluar cómo un reducido transporte fluvial puede influir sobre los parámetros granulométricos de las arenas eólicas. Así mismo, y como podrá verse más adelante, el origen de las características tan particulares de las interdunas puede estar vinculado con el desarrollo de estos cursos fluviales efímeros.

En lo que respecta a sus parámetros granulométricos, fueron estudiadas 9 muestras correspondientes a barras de canal (Tabla 6.4), las que poseen una media cercana a la de los depósitos eólicos aquí analizados (X=2,00 ø), son moderadamente seleccionados (s=0,76 ø) y tienen asimetría positiva (SK_1=0,23). La cantidad de material fino (inferior a 53 µ) es muy variable, ya que en algunas muestras

Muestra	X	σ	moda	ø < 53 µ	ø 1 %	SK_1
L65	4,20	2,31	4,50	42,00	1,20	0,25
L66	4,21	2,30	4,50	45,00	1,05	0,23
L67	4,19	2,26	4,50	43,00	1,10	0,25
L68	4,15	2,30	4,50	41,00	1,10	0,23
L69	4,10	2,25	4,50	40,00	1,15	0,21
L70	4,30	2,38	4,50	48,00	1,10	0,28
L71	4,40	2,40	4,50	45,00	1,15	0,29
promedio	**4,22**	**2,31**	**4,50**	**43,43**	**1,12**	**0,25**

Tabla nº 6.3. Parámetros texturales estadísticos de las arenas del subambiente de interduna. Referencias, ver tabla 5.1.

alcanza hasta el 5% y, en otras, es algo menor al 1% (valor promedio 1,98 %).

muestra	$\bar{X}$	σ	moda	% < 53 μ	ϕ 1 %	SK_1
L72	1,94	0,69	1,75	2,18	-0,80	0,51
L73	2,16	0,88	1,75	5,00	0,00	0,46
L74	2,34	0,71	2,25	2,70	1,21	0,45
L75	1,97	0,65	1,75	1,30	0,08	0,15
L76	1,88	0,77	1,75	1,20	-0,50	-0,03
L77	1,80	0,75	1,75	1,16	-0,75	-0,10
L78	1,97	0,85	1,75	1,30	-0,50	0,20
L79	2,00	0,90	1,75	2,00	0,15	0,30
L80	1,94	0,62	1,75	0,95	0,00	0,11
promedio	**2,00**	**0,76**	**1,81**	**1,98**	**-0,12**	**0,23**

Tabla nº 6.4. Parámetros texturales estadísticos de las arenas del subambiente de canales de retrabajo fluvial. Referencias, ver tabla 5.1.

6.1.2. Caracterísicas texturales del campo de dunas de Lomas de la Estancia

Para ejemplificar las características granulométricas de los depósitos del campo de dunas de Lomas de la Estancia, han sido realizados dos diagramas en los que se grafica el percentil del 1% en función de la media y la asimetría en función de la selección. El primer diagrama (Fig. 6.4), propuesto por Friedman (1979), ha demostrado ser sumamente útil para distinguir arenas eólicas de arenas fluviales. En este caso puede observarse como los valores se agrupan en tres conjuntos bien diferenciados. Un fuerte agrupamiento muestran las arenas de dunas, hoyos y canaletas de deflación y mantos eólicos (agrupadas como «eólico» en la Fig. 6.4), que exhiben valores de percentil del 1 % superiores en todos los casos a 0,50 ø, y valores de media comprendidos entre 1,77 y 2,45 ø. Los depósitos de retrabajo fluvial forman un segundo conjunto que, al igual que los anteriormente tratados, se presentan dentro de un estrecho rango de variación de media (entre 1,80 y 2,34 ø) pero, en cambio, muestran valores del percentil del 1 % mucho menores, con una dispersión entre -0,80 y 0,15 ø. Debido, fundamentalmente, a los valores más gruesos del percentil del 1 % los depósitos de retrabajo fluvial aparecen correctamente representados en el campo asignado por Friedman (1979) a las arenas fluviales, mientras que los depósitos de dunas, hoyos de voladura y manto eólico lo

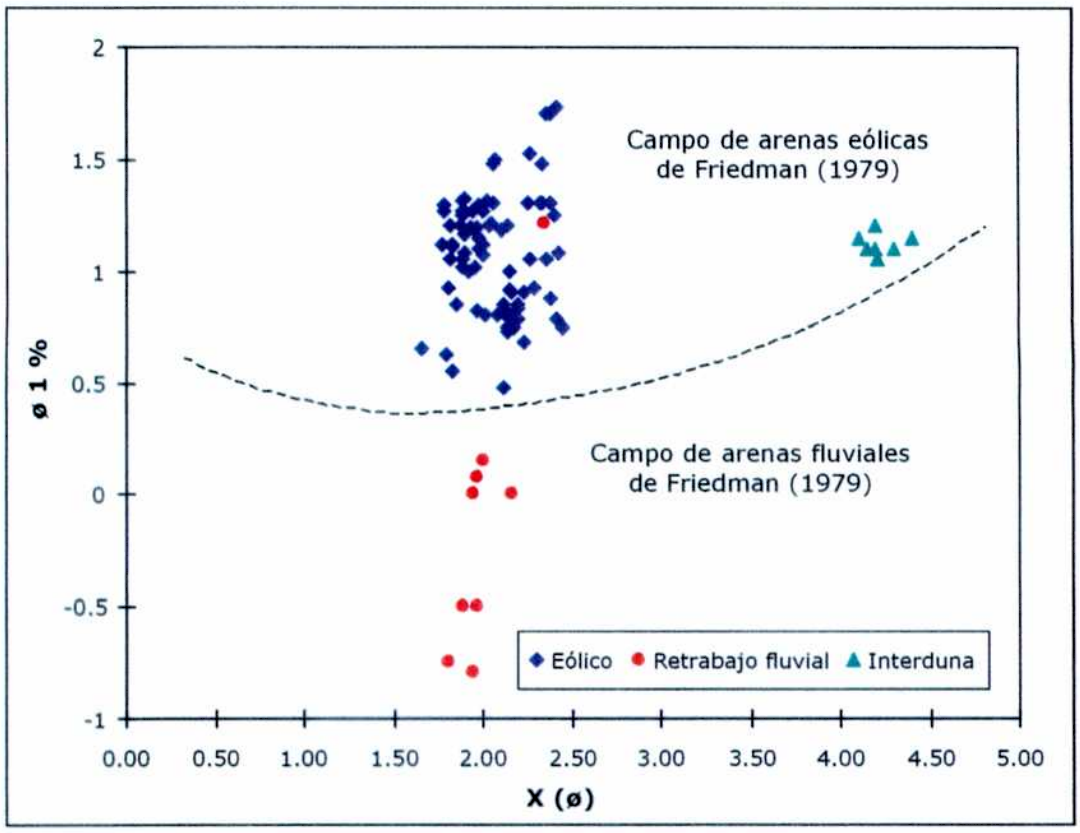


Figura nº 6.4. Representación del percentil del 1 % (ø 1 %) en función de los valores de media (X) para las arenas de dunas, hoyos y canaletas de deflación y manto eólico («eólico» en la figura), de retrabajo fluvial y de interdunas. Obsérvese como este diagrama, propuesto por Friedman (1979), permite discriminar entre arenas eólicas y fluviales (modificado de Tripaldi *et al.*, 1998).

hacen en el campo de las arenas de dunas interiores (Friedman, 1979; véase Fig. 6.4). Por último, los sedimentos de interduna conforman un tercer grupo, separándose del resto de las arenas por su pequeño tamaño de grano y los bajos valores del percentil del 1%.

Las diferencias y similitudes observadas entre las arenas eólicas en conjunto y los sedimentos de retrabajo fluvial, pueden ser interpretadas como sigue. En primer lugar, el similar valor de media que muestran ambos tipos de depósitos se debe a que la arena disponible para ser retrabajada durante las avenidas fluviales es, básicamente, la que constituye los cuerpos de dunas, por lo que no se producen variaciones significativas en los valores de tendencia central. Los valores del percentil del 1 %, por ser esta una medida de cola, tienen un comportamiento diferente, resultando mucho más sensibles a pequeñas variaciones granulométricas. De esta

forma, el mayor tamaño de grano observado en los valores del percentil del 1 % de los depósitos de retrabajo fluvial indica claramente la mayor competencia de las corrientes de agua, que son capaces de transportar tamaños de grano más gruesos que el viento.

Con respecto a la diferenciación granulométrica que existe entre los depósitos de interduna y los del resto de los subambientes, la misma se debe al origen mixto de los sedimentos de las interdunas. Como se dijo previamente las interdunas aquí analizadas se caracterizan por presentar valores de media extremadamente finos (mayores a 4,10 ø) y del percentil del 1 % comprendidos entre 1,05 ø a 1,20 ø, que resultan muy diferentes a los comúnmente obtenidos en las arenas eólicas. Según lo previamente señalado estas interdunas resultan de la interacción entre procesos fluviales y eólicos (Tripaldi *et al.*, 1998). Los procesos fluviales construyen la mayor parte la interduna, ya que se desarrollan a partir de corrientes fluviales tractivas, de bajo régimen de flujo, que penetran el campo eólico. En la fotografía aérea de la figura 6.3 puede observarse como en muchos casos las interdunas resultan una prolongación distal de pequeños canales fluviales efímeros. De esta forma, la depositación de material limoarcilloso procede mayormente del encharcamiento de pequeños canales desarrollados en forma esporádica luego de grandes precipitaciones (c.f. interacción eólica-fluvial 4 de Langford, 1989).

Por su parte, existe un segundo mecanismo que es la retención de sedimentos de grano fino transportados por vientos del noroeste o del sudeste, por parte de cuerpos de agua temporarios que actúan como trampa reteniéndolos. Cuando éstos se secan se produce la depositación de material arenoso debido a la migración de trenes aislados de óndulas eólicas sobre el sustrato limoarcilloso, lo que trae como resultado entonces la infiltración de arena a través de las grietas de desecación. Todos estos procesos, interactuando en el área de interduna, permiten entender su mala a moderada selección, el tamaño de grano muy fino (media en el limo grueso) y los valores relativamente finos obtenidos para el percentil del 1%.

Debe tenerse en cuenta que, así concebidos, estos depósitos de interduna presentan diferencias genéticas importantes con las interdunas descriptas por diferentes autores para grandes mares de arena (Ahlbrandt y Fryberger, 1981; Kocurek, 1981). En estos ambientes la construcción de las interdunas se debe principalmen-

te a la acción eólica, especialmente en las interdunas secas. Por el contrario, en los depósitos de interdunas aquí examinados participan tanto la acción fluvial como la eólica, siendo sin duda la primera la de mayor importancia. De forma similar, Purvis (1991) llamó «interdunas» a depósitos análogos a los aquí considerados, los que se encontraban dispuestos entre dunas barjan. En este caso, las interdunas también muestran una orientación perpendicular a los vientos dominantes y están compuestas por sedimentos limoarcillosos con abundantes grietas de desecación.

La distinción entre interdunas arenosas y las interdunas aquí descriptas puede ser de gran ayuda para establecer la naturaleza del campo eólico. En este sentido, la existencia de interdunas dominadas por sedimentos limoarcillosos, con abundantes grietas de desecación y restos de raíces, formadas básicamente por avenidas fluviales, no es frecuente en mares de arena pero sí lo es en mantos eólicos vinculados con ambientes intermontanos (Collinson, 1996).

Por otro lado, y tal como lo ha mostrado Purvis (1991), podría esperarse una sobrerrepresentación en el registro geológico de las interdunas aquí estudiadas. Lo dicho es la consecuencia de que al producirse la reactivación del campo eólico, con la consecuente migración de dunas, el ascenso de sucesivos trenes producirá la erosión parcial de los cuerpos de arena, preservándose diferencialmente las interdunas debido a su mayor grado de consolidación (Tripaldi *et al.*, 1998; Fig. 6.5). La secuencia resultante mostraría una alternancia de bancos de areniscas con estratificación entrecruzada y niveles de pelitas masivas o laminadas con abundantes grietas de desecación. Este tipo de sucesiones es muy frecuente en secuencias antiguas de ambiente continental intermontano y podría ser confundida con depósitos de crecientes fluviales efímeras no encauzadas.

Otro diagrama, que permite exponer las caraterísticas texturales de los depósitos del campo de dunas de Lomas de la Estancia, es el que muestra la relación entre los valores de asimetría (SK_1) y los de la selección (s) de las arenas de dunas, hoyos y canaletas de deflación y manto eólico (Fig. 6.6).

Este gráfico refleja la madurez textural de los distintos depósitos eólicos y, en este caso, quedan definidos tres campos principales. El primer grupo corresponde a los depósitos de manto eólico, que se caracterizan por ser los peor seleccionados y tener valores relativamente altos de asimetría, evidenciando una menor madurez

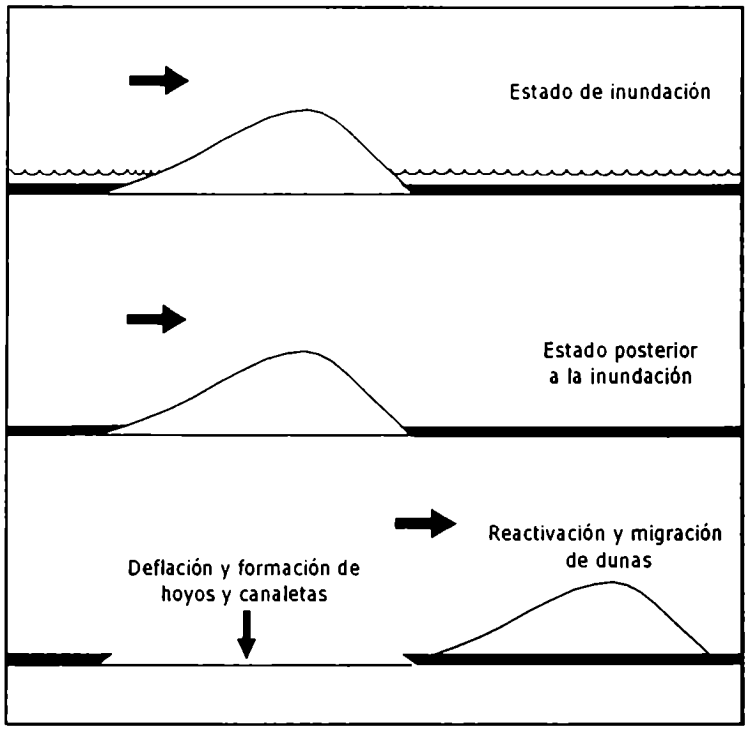


Figura nº 6.5. Evolución de las interdunas identificadas en este trabajo (de acuerdo a Purvis, 1986). En un estado inicial se deposita material limoarcilloso a partir de encharcamientos, superada la inundación hay sedimentación eólica por migración de óndulas y, finalmente, una eventual reactivación de las dunas preservaría diferencialmente los depósitos de interdunas por su mayor grado de consolidación (de Tripaldi *et al.*, 1998).

textural. Un segundo campo, que resulta de un mejoramiento en la selección y en la disminución en los valores de asimetría, corresponde a las arenas de las dunas transversales. Por último, con distribuciones mayormente simétricas y mejor selección, se ubican los hoyos y canaletas de voladura, junto con algunas muestras de dunas. El aumento de la madurez textural en este último caso, puede considerarse una consecuencia de los procesos de deflación, que producen el arranque diferencial de material fino, rectificando las curvas originales de dunas (por eliminación de la cola de finos), haciéndolas más simétricas, de mayor tamaño de grano y mejor seleccionadas a medida que progresan los hoyos.

El tren de variaciones que muestra la figura 6.6 refleja el balance entre deflación y depositación al que se encuentran sometidas las diferentes partes del campo eólico (Tripaldi *et al.*, 1998). Así, los depósitos de manto eólico, que resultan la única unidad geomórfica que se encuentra actualmente en agradación, muestra la mayor asimetría positiva y menor selección, debido a la alta proporción de material

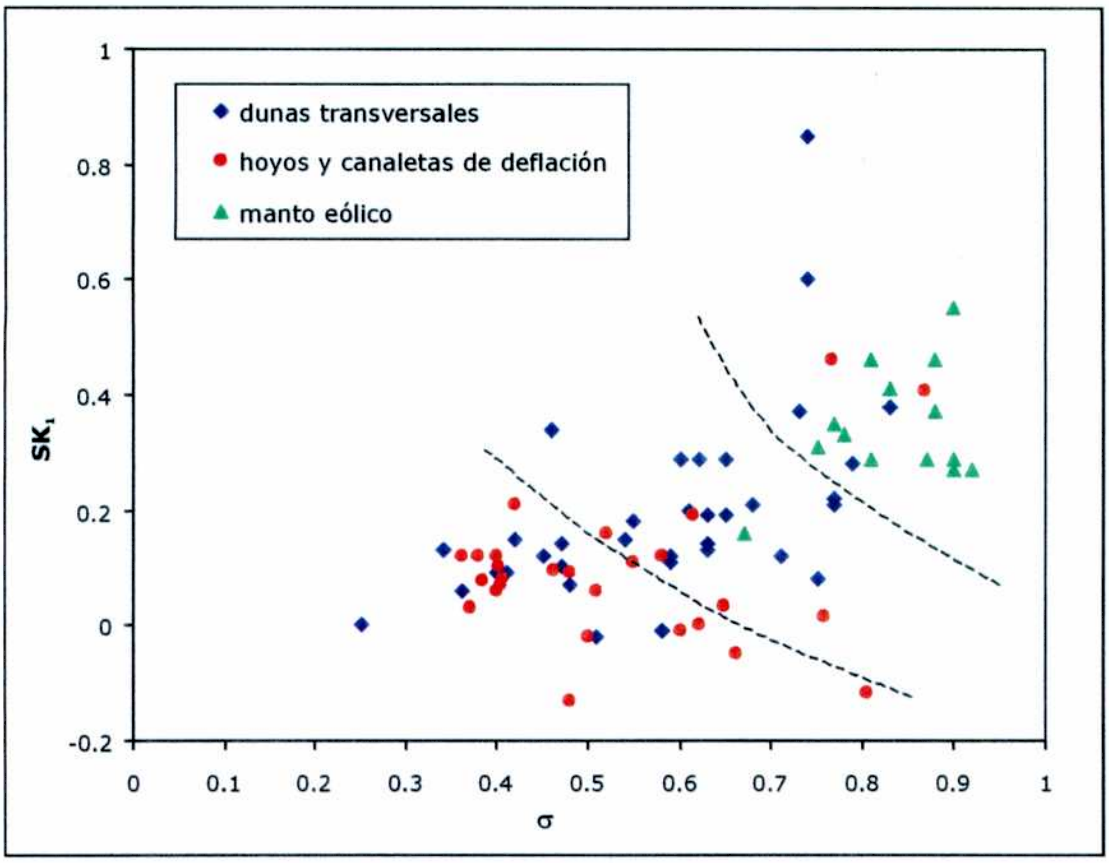


Figura nº 6.6. Representación de la asimetría (SK_1) en función de la selección (s) para las arenas de dunas, hoyos y canaletas de deflación y manto eólico. Obsérvese que pueden reconoserse tres campos principales, desde los depósitos de manto eólico, de peor selección y mayor asimetría positiva, hasta los de dunas y geoformas de deflación, más simétricos y mejor seleccionados (modificado de Tripaldi *et al.*, 1998).

inferior a 53 μ (2,29 % en promedio) muy probablemente controlada por la gran cantidad de polvo eólico que transporta en la actualidad el viento zonda. En el caso de las dunas, la cantidad de material fino es menor, lo que trae aparejado un aumento en la selección y una disminución en la asimetría. La menor proporción de material limoarcilloso podría ser interpretada como debida al arranque diferencial por deflación de partículas finas desde la superficie de la duna o ser una consecuencia de las diferentes condiciones de formación de ambos tipos de subambientes. En el caso de los mantos eólicos, los vientos arrancan una gran cantidad de material fino presente en las planicies aluviales, que hoy ocupan la mayor parte del valle. Por el contrario, durante la formación de las dunas, la cubierta eólica debió haber ocupado una parte sustancial del valle, y por lo tanto, la cantidad de material fino disponible para el transporte eólico fue probablemente menor. Finalmente, los

hoyos y canaletas de voladura muestran distribuciones prácticamente simétricas y muy buena selección, debido al arranque selectivo de material fino por efecto de la deflación.

Se efectuaron también diagramas de disección de curvas (Visher, 1969) con el objeto de detectar la existencia de diferentes subpoblaciones dentro de algunos de los subambientes estudiados. Como puede verse en la figura 6.7 en el caso de las dunas existen dos diagramas representativos. Uno que corresponde a muestras de los flancos de las dunas, tanto a barlovento como a sotavento, (Fig. 6.7a) muestra un truncamiento en el tamaño arena fina (2,70 ø en promedio), que separa dos subpoblaciones: la más gruesa y mejor seleccionada que incluye entre el 76% y el 94% de la población total, y la más fina (compuesta mayormente por arena muy fina y limo grueso) que comprende entre el 17% y 28%. El resto de las muestras de dunas (Fig. 6.7b) poseen distribuciones no truncadas o con un truncamiento alrededor de 3,10 ø que deja una pequeña subpoblación (por lo general inferior a 4%), de arena muy fina y limo. Puede interpretarse que los flancos de las dunas poseen una mayor contaminación de material fino, que proviene de las interdunas, dando entonces diagramas truncados. En la zona de cresta, la velocidad del viento resulta mayor, no permitiendo la depositación de limo grueso y arena muy fina, que sería selectivamente transportada, dando como resultado diagramas no truncados o con una muy pequeña subpoblación de arena muy fina y limo.

Los diagramas de las muestras de hoyos y canaletas de deflación (Fig. 6.7c) muestran dos subpoblaciones, truncadas alrededor de los 2,40 ø. La población de mayor granulometría, entre el 92 % y el 97% de la población total, corresponde a la arena mediana y fina, es la mejor seleccionada y exhibe parámetros granulométricos similares a los de dunas previamente descriptas. Por su parte, la población de menor granulometría (arena fina, muy fina y limo), presenta menor selección e incluye tan sólo al 4 % de la arena analizada. Aquí se interpreta que ambas subpoblaciones y, en particular, el punto de truncamiento, no son la consecuencia de diferentes mecanismos de transporte, sino más bien evidencian los procesos deflacionarios que ocurren en los hoyos y canaletas. De esta forma puede inferirse que el punto de truncamiento ubicado alrededor de 2,40 ø separa una población fina, selectivamente deflacionada del hoyo, de una más gruesa que re-

presenta el material con menor posibilidad de ser deflacionado (*lag*).

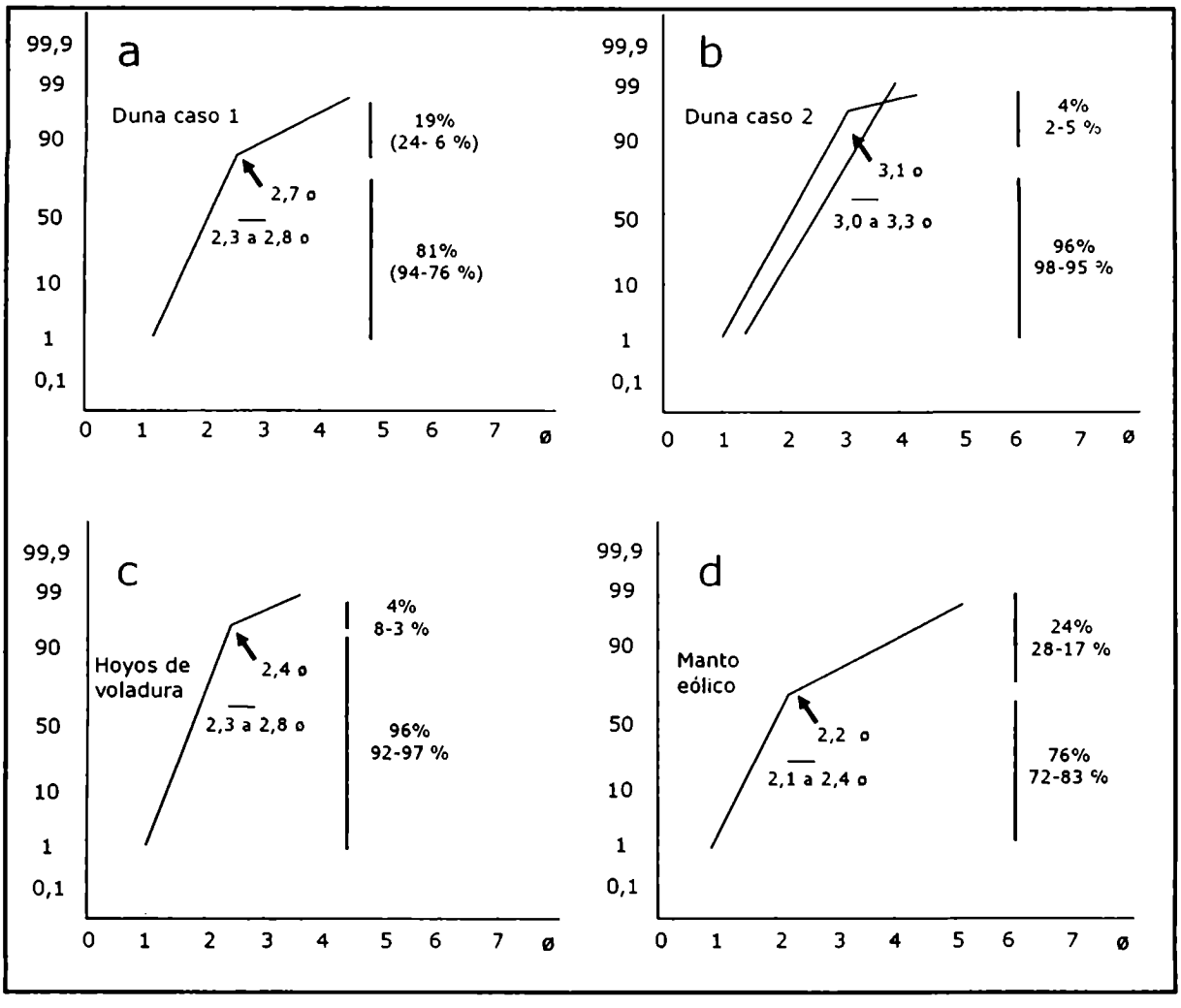


Figura nº 6.7. Diagramas de truncamiento (Visher, 1969) de muestras de varior subambientes del campo eólico. Las barras gruesas indican los porcentajes relativos correspondientes a cada una de las subpoblaciones identificadas y las finas el intervalo, en unidades ø, en el que se producen los truncamientos (de Tripaldi *et al.*, 1998).

Por último, los sedimentos de manto eólico (Fig. 6.7d) poseen un punto de truncamiento en 2,20 ø (arena fina) y en ocasiones marcada bimodalidad. En este caso no hay evidencias de deflación como en el de las dunas. Por el contrario la superficie del manto eólico se halla tapizada por trenes de óndulas eólicas, por lo que la bimodalidad puede ser interpretada como producto de los diferentes mecanismos de transporte que actúan en la generación de estas microformas (véase sección 5.1.6)

6.1.3. Composición de las arenas eólicas de Lomas de La Estancia

La composición de las arenas eólicas del campo de dunas de Lomas de La Estancia fue examinada mediante el estudio de preparaciones petrográficas de muestras provenientes en su mayor parte del subambiente de dunas y en menor medida del manto eólico asociado. Predominan en estas arenas los fragmentos de cuarzo y feldespato potásico (incluyendo microclino), reflejando la importancia del basamento de la Sierra de Sañogasta como área de provisión.

Dentro de los fragmentos líticos pueden ser diferenciados tres tipos principales: 1) líticos de rocas graníticas y metamorfitas de alto grado (Fig. 6.8), 2) líticos de volcanitas y 3) líticos de rocas sedimentarias (pelitas y areniscas). Dentro de los líticos volcánicos aparecen tanto fragmentos de rocas ácidas y mesosilícicas (Fig. 6.8) como de basaltos con típicas texturas intergranulares y subofíticas (Fig. 6.9). Estos últimos muestran un área de proveniencia local, pues corresponden petrográficamente en un todo a las coladas de volcanitas triásicas presentes en el sector norte del área en estudio (Fig. 6.3).

Otros rasgos composicionales destacables son: 1) la mínima participación de fragmentos micáceos, 2) baja participación de minerales pesados (con la excepción de los hoyos de voladura donde alcanzan proporciones significativas), 3) falta de fragmentos de caliza que indiquen aporte del área de Precordillera y 4) proporción relativamente alta de cuarzo policristalino de origen cataclástico (Figs. 6.8 y 6.9).

Los rasgos descriptos permiten interpretar a las arenas como provenientes de áreas de aporte de basamento (Sierras de Sañogasta-Vilgo, de Valle Fertil, Maz, etc.) con una participación menor de la Sierra de Famatina y Precordillera como áreas de provisión.

6.2. Campo de dunas de Médanos Grandes

El campo eólico de Médanos Grandes (Fig. 6.10) representa uno de los campos de dunas más grandes del país, alcanzando 2400 km^2 de extensión. Se encuentra ubicado en las inmediaciones de la población de Vallecito, en el sudeste de

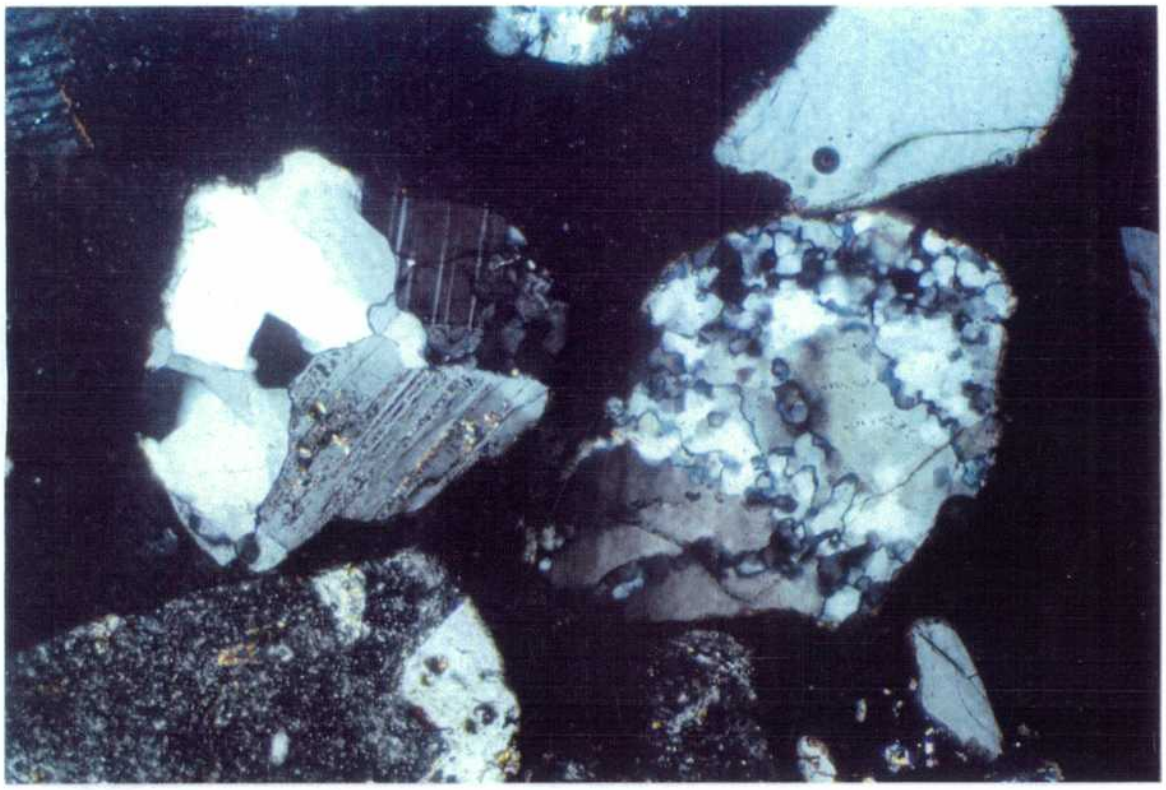


Figura nº 6.8. Composición de las arenas eólicas de Lomas de La Estancia. A la derecha, fragmento de cuarzo policristalino de origen cataclástico, intensamente deformado; a la izquierda, clasto de plutonita ácida (composición granodiorítica a tonalítica); márgen inferior izquierdo, resto de volcanita ácida, con textura microporfírica. Nicoles cruzados X 100.

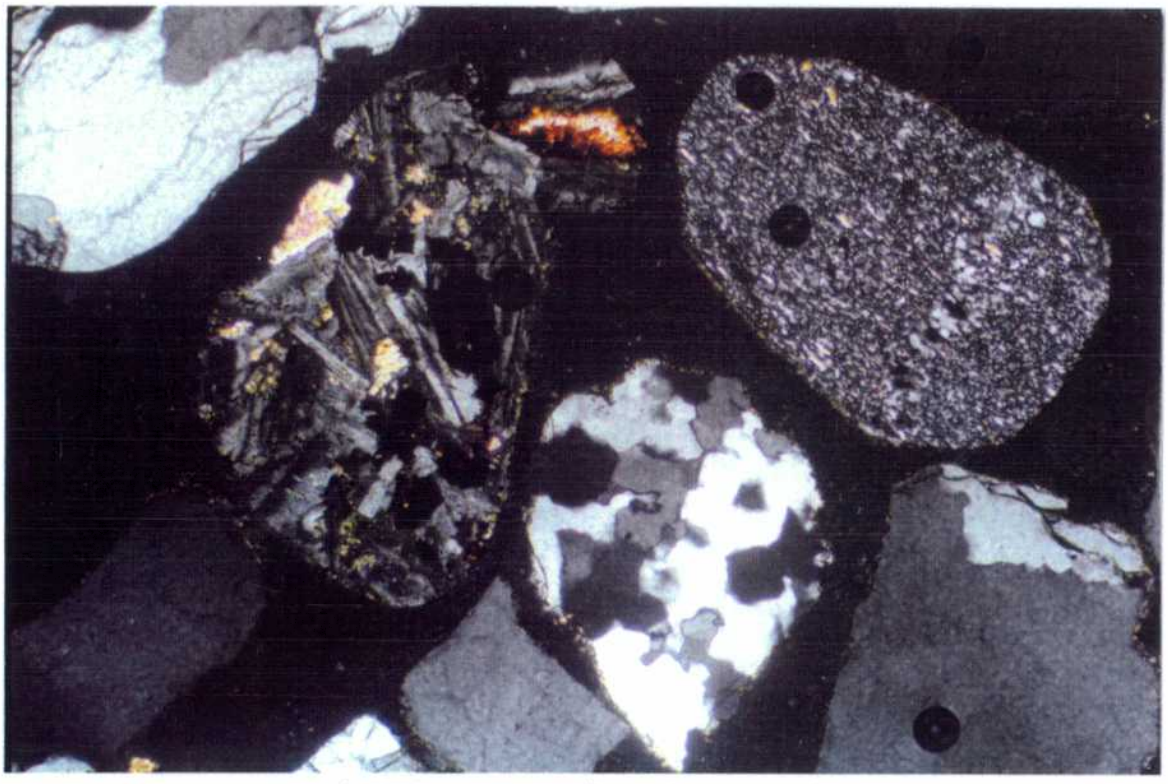


Figura nº 6.9. Composición de las arenas eólicas de Lomas de La Estancia. Parte superior izquierda, fragmento de basalto de naturaleza local; parte superior derecha, lítico de volcanita ácida; parte inferior, lítico de cuarzo policristalino de origen cataclástico. Nicoles cruzados X 100.

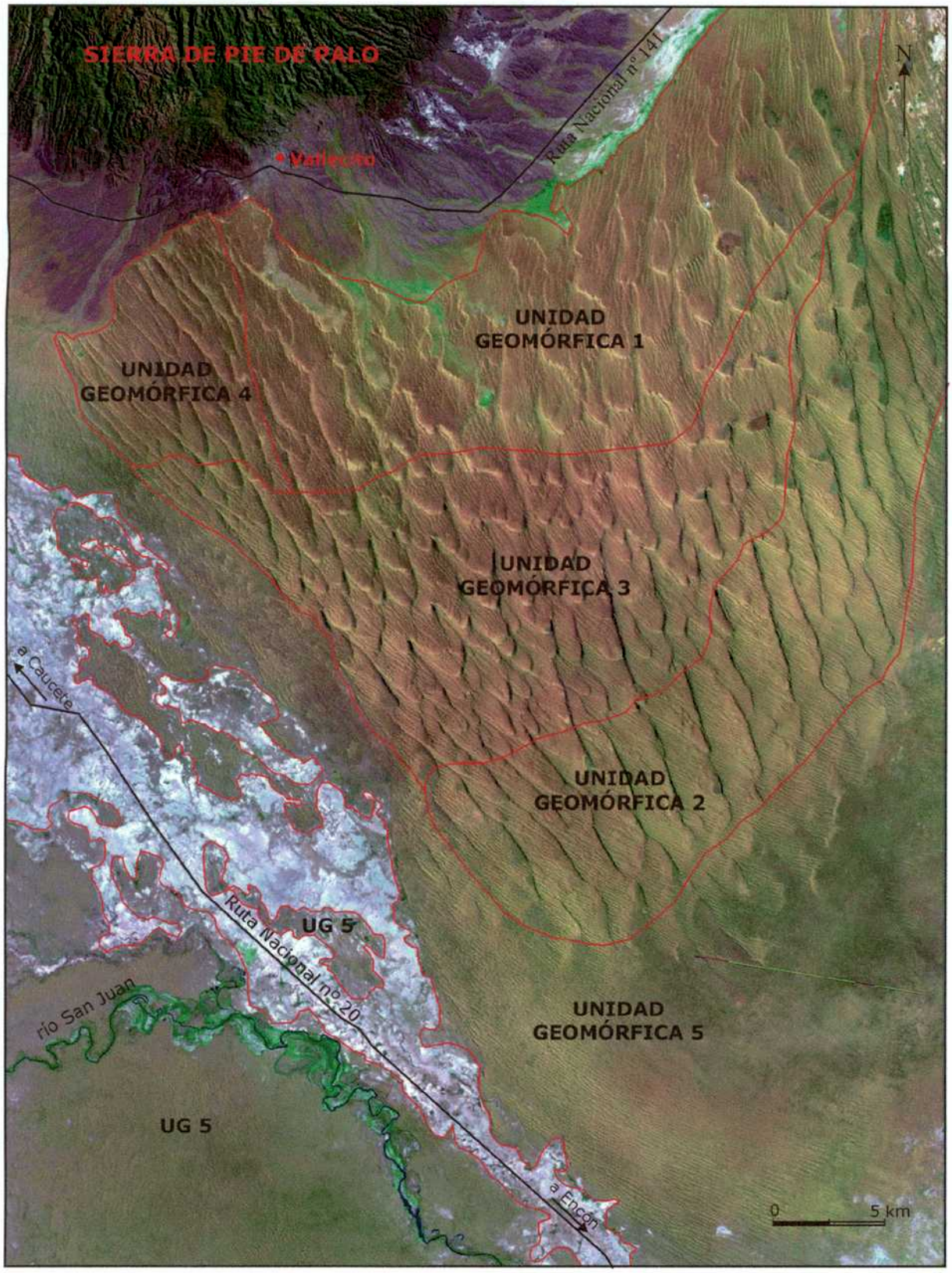


Figura nº 6.10. Unidades geomórficas reconocidas en el campo de dunas de Médanos Grandes, provincia de San Juan.

la provincia de San Juan, entre los 31º 10' y 32º 10' de latitud sur y los 67º 36' y 68º 16' de longitud oeste (Fig. 2.1). En su conformación participan distintos tipos de dunas, principalmente transversales y longitudinales y, en menor medida, barjanoides. Junto a éstas aparecen grandes megaformas eólicas correspondientes a *draas* transversales (Wilson, 1973) y formas erosivas (hoyos de voladura).

El campo de Médanos Grandes se extiende desde la localidad de Encón por el sur hasta las estribaciones más australes de la sierra de Pie de Palo por el norte (Figs. 2.1 y 6.10). Limita por el este con la extensa planicie aluvial que forma el río Desaguadero al insumirse, mientras que al oeste lo hace con la del río San Juan o bien, principalmente en el sector noroeste, pasa transicionalmente a una zona de manto eólico.

Las referencias acerca de estas formaciones arenosas son realmente escasas. Groeber (1937) las relacionó con la última gran extensión de los hielos en la Cordillera Frontal, en tanto Rodríguez (1966), en referencia principalmente a los cuerpos arenosos del nordeste de la provincia de Mendoza, consideró que tendrían una edad más joven. Por último, Regairaz *et al.* (1987), en una síntesis de la geomorfología de la provincia de San Juan, describieron los distintos campos de dunas de dicha provincia, entre los que se encuentra el de Médanos Grandes. Según dichos autores estos campos de dunas están formados por formas complejas, actualmente fijas pero con cierta movilidad en las márgenes de los cuerpos y que el espesor de arena en el área de Médanos Grandes supera los 100 metros.

Un rasgo conspicuo, que puede observarse en fotografías aéreas e imágenes satelitales (Fig. 6.10), es que este campo eólico posee varios patrones de dunas y *draas*, determinados por la presencia de geoformas con diferente morfología, tamaño, orientación y dirección de migración. Estos elementos indican que durante su evolución se produjeron varios períodos de crecimiento, bajo diferentes direcciones de vientos. Debido a ello, puede considerarse al campo eólico de Médanos Grandes como policíclico, pues en su conformación se reconocen varias etapas de desarrollo e interrupción de la dinámica eólica (generaciones de dunas).

La presencia de megaformas eólicas (*draas*), así como el carácter policíclico de este campo eólico, lo diferencia claramente del estudiado en la localidad de Lomas de la Estancia.

6.2.1. Unidades geomórficas del campo eólico de Médanos Grandes

La observación detallada de las distintas formas de lecho identificadas en el área de Médanos Grandes, permite distinguir en él cinco unidades geomórficas diferentes que se describen a continuación (Fig. 6.10 y Tabla 6.5):

Unidad geomórfica 1 (UG 1): corresponde a un conjunto de grandes megaformas eólicas (*draas*), que se ubican en el sector norte del área estudiada (Fig. 6.10 y 6.11). Estos *draas* son del tipo transversal, con crestas algo sinuosas y de rumbo aproximado 150º. La altura de los mismos varía entre 40 y 70 m, alcanzando espaciamientos de hasta 2000 m. Como puede verse en la figura 6.11 estas megaformas resultan formas compuestas, según la denominación de McKee (1979), porque sobre ellas migran trenes de dunas de menor porte, también del tipo transversal (véase también Fig. 5.44).

Las dunas menores se hallan mejor desarrolladas sobre la cara de barlovento de los *draas* y sus crestas coinciden en general con la orientación de las crestas de las formas mayores. La orientación de las caras de sotavento, tanto de los *draas* como de las dunas, evidencian una dirección de migración de estas formas de lecho hacia el noreste debido a paleovientos del sudoeste (Tabla 6.5). Localmente, y a causa de su localización próxima al pie de monte de la sierra de Pie de Palo, esta unidad es parcialmente erodada por cursos fluviales efímeros que entran al campo

UNIDAD GEOMÓRFICA	FORMAS DE LECHO DOMINANTES	DIRECCIONES DE VIENTOS
5	Dunas transversales, longitudinales y barjanoides	Del sur y sudeste
4	Grandes dunas longitudinales y un patrón secundario de dunas transversales en la interduna	Del sur y sudeste
3	Patrón de interferencia con diseño triángular y grandes hoyos de voladura	Del noreste
2	*Draas* y dunas transversales oblicuas sobreimpuestas	Del noreste
1	*Draas* y dunas trasversales sobreimpuestas	Del sudoeste

Tabla nº 6.5. Características de las unidades geomórficas del campo eólico de Médanos Grandes.

eólico desde el norte (Fig. 6.11), aprovechando la áreas deprimidas (zona de inter*draas*, véase Fig. 5.43).

Debido a la morfología menos definida de las dunas y *draas* que constituyen esta unidad y, fundamentalmente, por las relaciones geomórficas que las mismas guardan con el resto de las formas de lecho, la UG 1 es aquí interpretada como la más antigua de las que componen el campo eólico de Médanos Grandes.

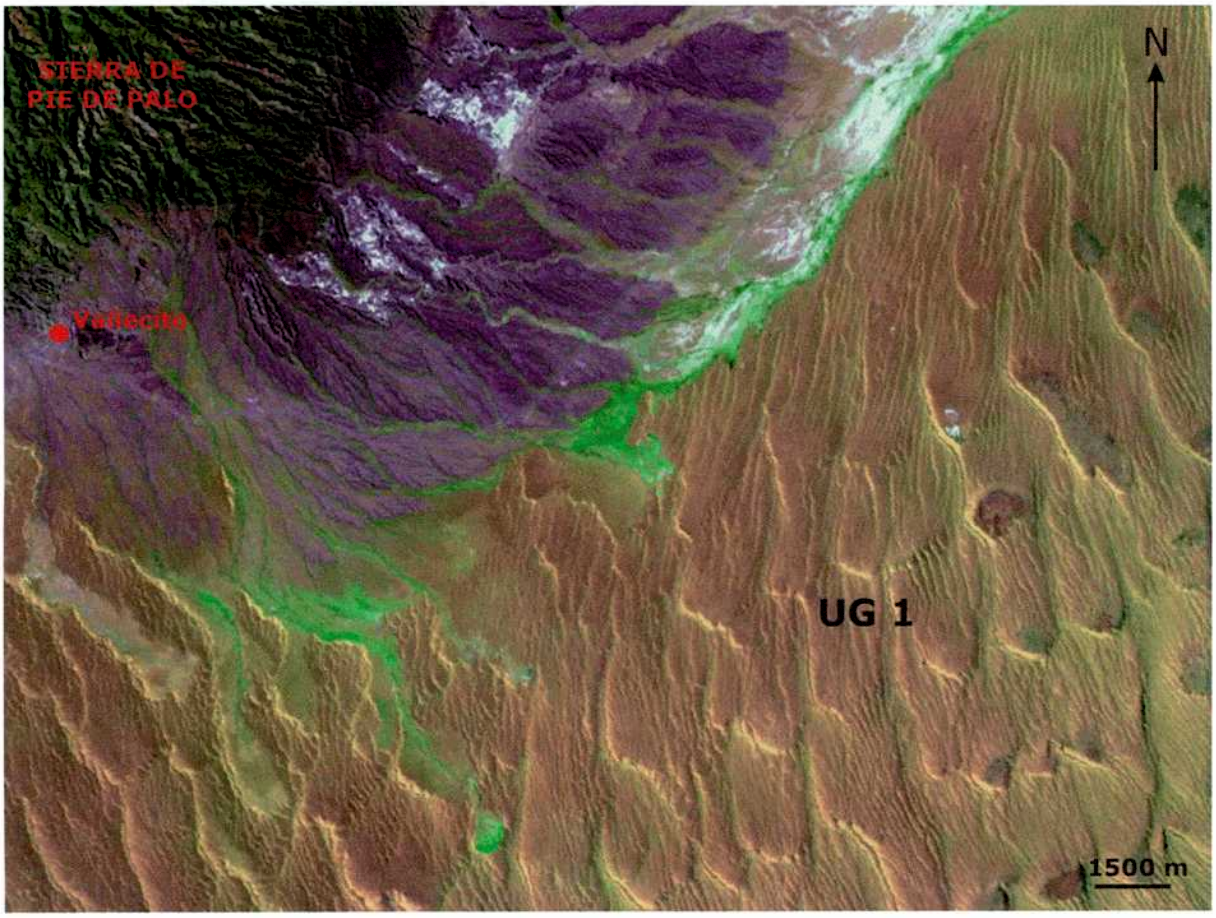


Figura nº 6.11. Aspecto de los *draas* reconocidos en el campo eólico de Médanos Grandes e incluidos en la UG 1. Obsérvese su orientación hacia el este, su amplio espaciamiento y la superposición de formas menores (dunas) sobre las caras de barlovento.

Unidad geomórfica 2 (UG 2): al igual que la anteriormente descripta esta unidad está formada por *draas* transversales, con alturas comprendidas entre 20 y 50 m y espaciamientos de hasta 1700 m. Estos *draas* presentan crestas, de rumbo 165º, más rectilíneas que las megaformas de la UG 1 y sus caras de barlovento y sotavento se hallan mejor definidas (Figs. 6.10 y 6.12). Sin embargo, como puede

observarse en la figura 6.10, la diferencia más significativa es que los *draas* de la UG 2 poseen una orientación opuesta (hacia el sudoeste) a los de la unidad precedente, indicando paleovientos del noreste (Tabla 6.5). Al igual que en la UG 1, estas megaformas presentan dunas menores sobreimpuestas, pero en este caso las crestas de las dunas se disponen en forma oblicua a las crestas de los *draas* (Figs. 6.12 y 6.13). Lo dicho lleva a interpretar que estas dunas no guardan relación con la generación de las megaformas y que representan un depósito más moderno (véase UG 5). Obsérvese, además, como las dunas cubren en algunos sectores (indicados con flechas en la Fig. 6.10) en forma total a las geoformas mayores.

El mejor desarrollo de los *draas* de esta unidad, junto con su sentido de mi-

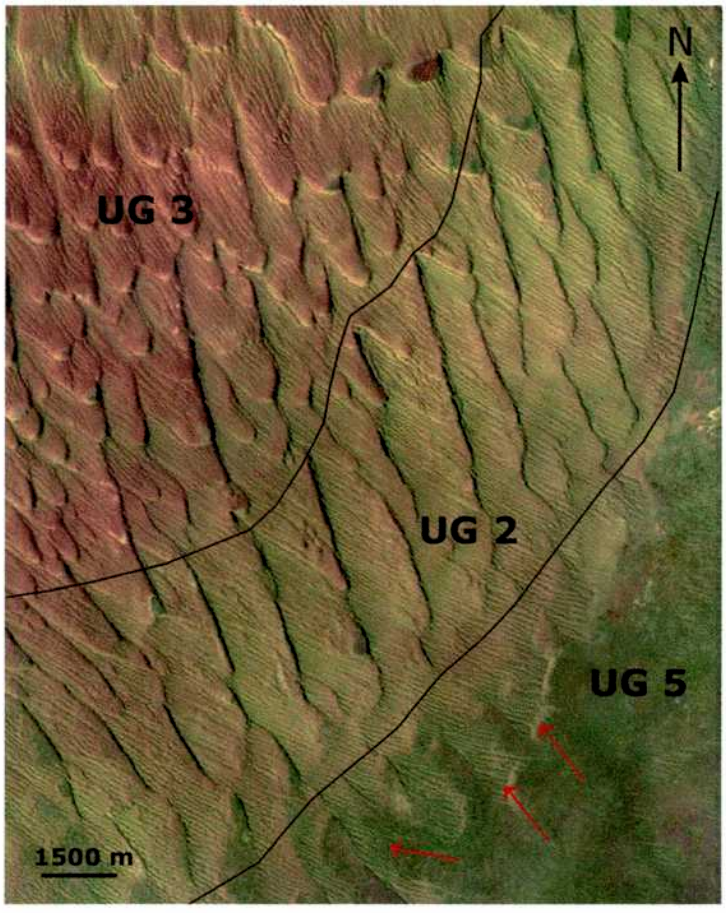


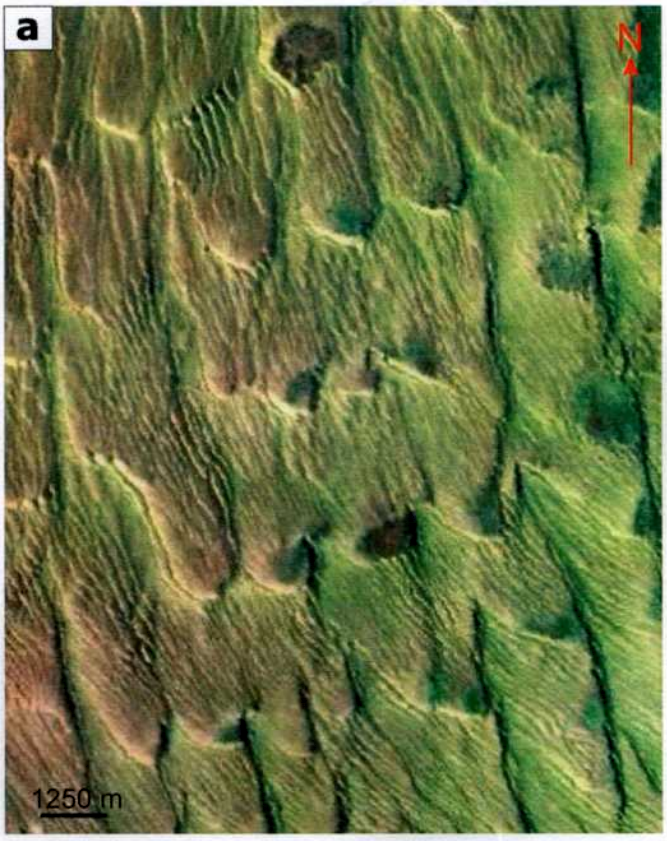
Figura nº 6.12. Aspecto de los *draas* de la UG 2 y su relación con la UG 3. Obsérvese la sobreimposición dunas (pertenecientes a la UG 5), cuyas crestas se disponen en forma oblicua a las de las megaformas. Las flechas indican zonas donde estas dunas cubren totalmente a los *draas*.

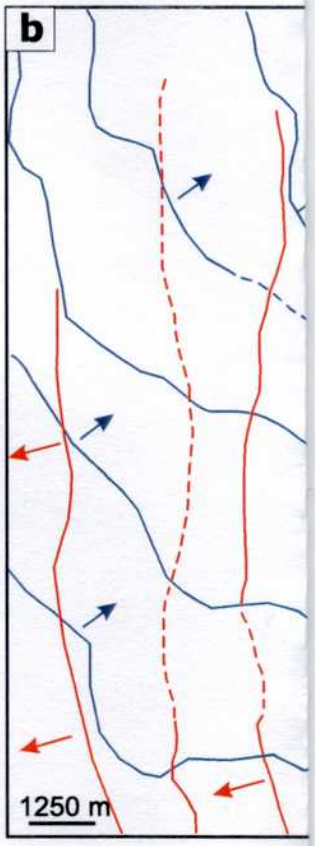
gración opuesto y la relación de traslape que guardan con las formas de la unidad 1, permite inferir que su generación fue posterior a la formación de UG 1.

Figura nº 6.13. Relación entre los *draas* de la UG 2 y las dunas oblicuas sobreimpuestas, que más al sur conforman la UG 5 (véase Fig. 6.10).

Unidad geomórfica 3 (UG 3): el centro del campo eólico de Médanos Grandes muestra en imagen satelital un curioso diseño enrejado de médanos (triangular), junto con prominentes hoyos de deflación (Fig. 6.10). Un detalle del área donde se aprecia este particular diseño enrejado se muestra en la figura 6.14a, el que puede ser comprendido si se dibujan las líneas de crestas correspondientes a los *draas* que aparecen en este sector del campo eólico. Así, en la figura 6.14b puede observarse como la UG 3 queda determinada por la interferencia de las líneas de crestas de *draas* de las unidades 1 (en azul en Fig. 6.14b) y 2 (en rojo en Fig. 6.14b).

Otro rasgo conspicuo de esta unidad geomórfica es el desarrollo de hoyos de deflación, alcanzando los mayores, diámetros de entre 200 y 1000 m y hasta 50 m de desnivel con respecto a la cresta de las dunas adyacentes. Obsérvese en la figura 6.14c como la posición de los hoyos de deflación coincide con la intersección de las líneas de crestas correspondientes a las unidades 1 y 2. Por lo tanto, la interferencia de los patrones de migración de los *draas* previamente descriptos, no sólo es responsable del diseño enrejado de la unidad aquí tratada, sino que también controla la ubicación y extensión de los hoyos de deflación. Con respecto a estos últimos, un posible modelo de generación de estas formas erosivas es mos-





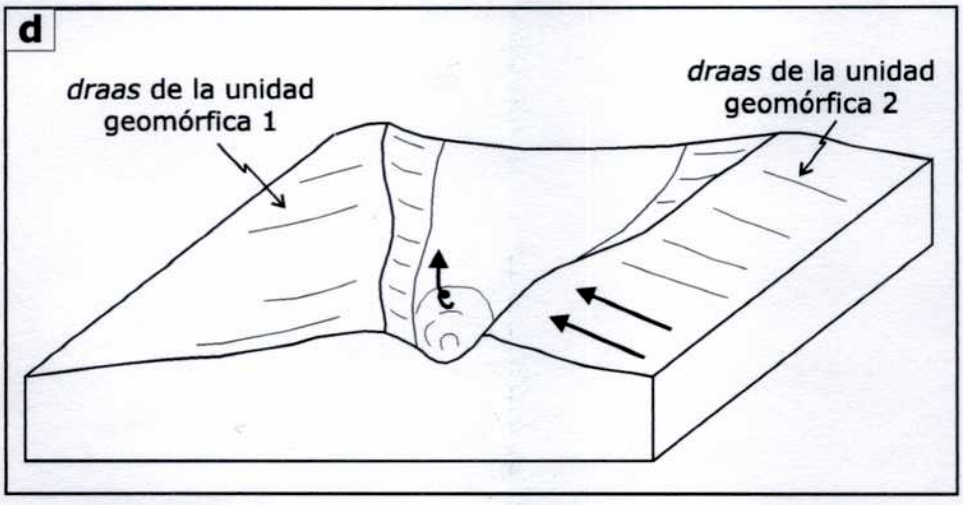
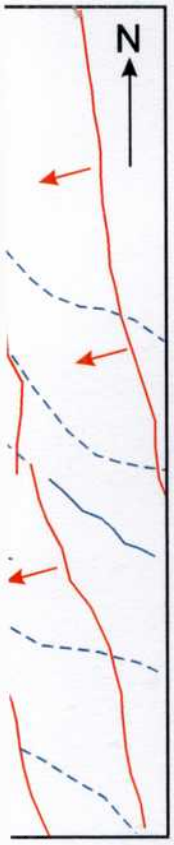


Figura 6.14. Aspec
trando el diseño en
los *draas* correspon
ción de los hoyos de
sis para la generaci
puesto entre los *dra*



ad geomórfica 3 y modelo genético para su generación. En a, detalle de la UG3 mos-
s grandes hoyos de defalción. El esquema b ilustra la disposición de las crestas de
1 (en azul) y UG2 (en rojo) que condicionan la morfología de esta unidad y la posi-
éase también imagen c). En d se muestra el modelo genético propuesto en esta Te-
os de deflación. Por último, e ilustra la ubicación de un hoyo de deflación (C) dis-
an la UG1 (A) y la UG2 (B). La localización de la fotografía anterior se muestra en f.

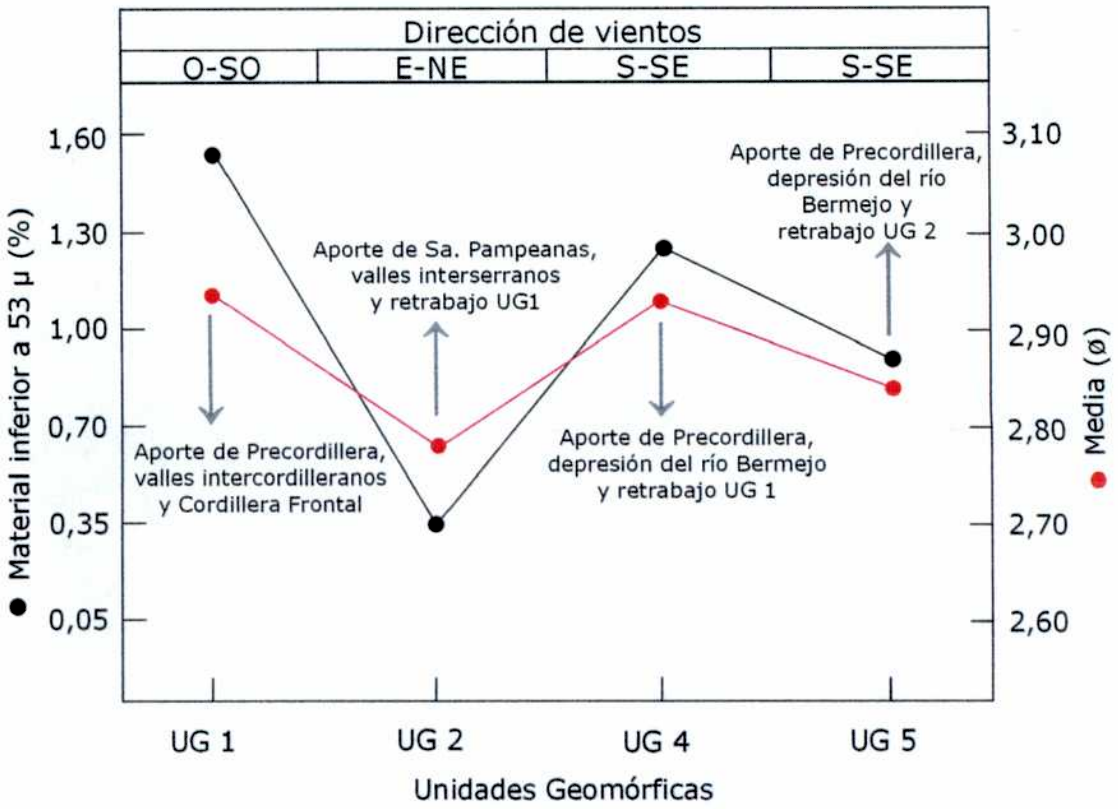


Figura nº 6.17. Variación de la cantidad de material inferior a 53 µ y del valor de la media para las unidades geomórficas reconocidas en el campo eólico de Médanos Grandes. Obsérvese como los *draas* formados por paleovientos del NE muestran la menor proporción de material limo-arcilloso.

aumenta la cantidad de fragmentos líticos y, aunque en proporción subordinada, aperecen fragmentos de calizas.

La menor proporción de cuarzo y feldespato potásico podría indicar una menor participación relativa de los granitos de Sierras Pampeanas como área de aporte. En este sentido debe recordarse que la UG1 muestra paleovientos desde el sudoeste (Precordillera), mientras la unidad geomórfica 2 lo hace desde el noreste (Sierras Pampeanas). Sin embargo, la formación de la UG2 a partir de la canibalización de los propios depósitos del campo eólico (retrabajo de las dunas y *draas* de la UG1), limitó la proporción relativa de cuarzo y feldespato.

Otro rasgo destacable es la significativa proporción de fragmentos líticos que muestran las arenas de Médanos Grandes. En este sentido pueden ser diferenciados cuatro tipos principales, en orden de abundancia: 1) volcanitas, 2) esquistos micáceos, anfibolitas y milonitas, 3) chert y sedimentitas (Figs. 6.18 y 6.19) y 4) clastos de calizas. Las metamorfitas conforman aproximadamente el 35% de los

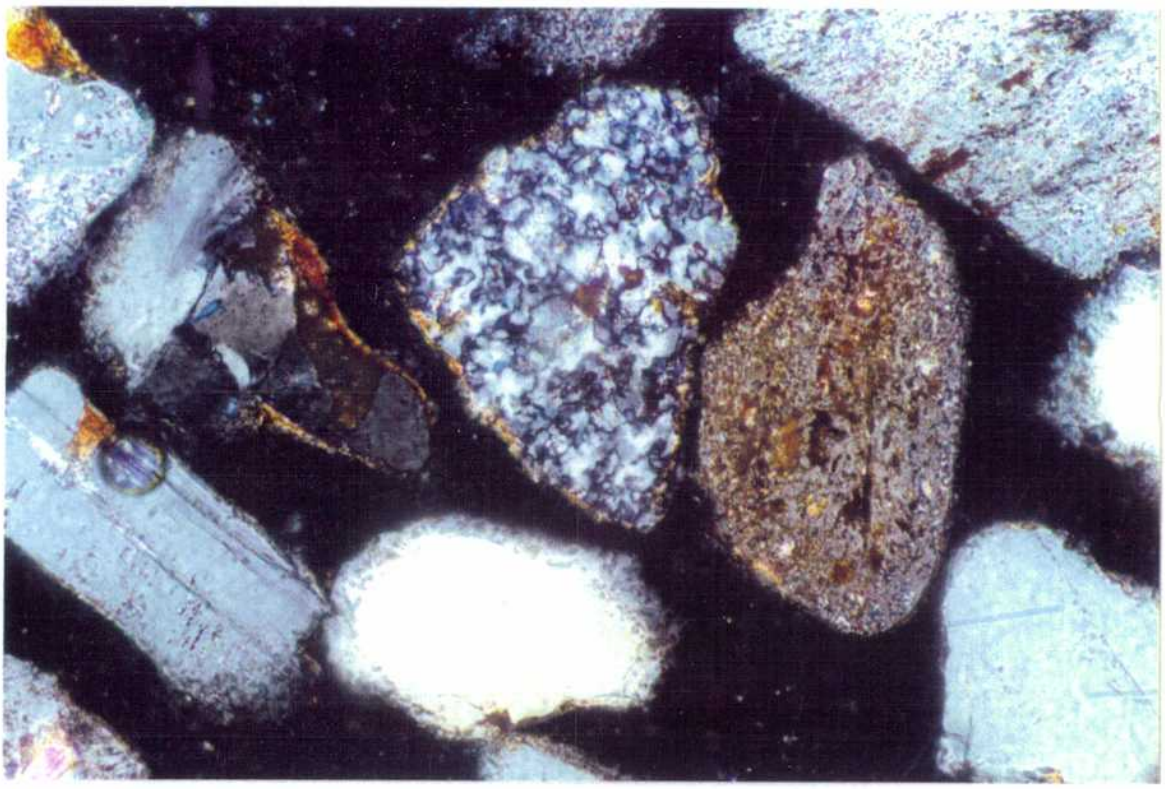


Figura nº 6.18. Composición de las arenas Médanos Grandes. A la izquierda, fragmento de metamorfita de mediano grado (esquisto cuarzo/feldespático); en el centro, clasto de chert; a la derecha, plagioclasa con abundantes inclusiones de minerales micáceos y aciculares (de origen metamórfico). Nicoles cruzados X200.

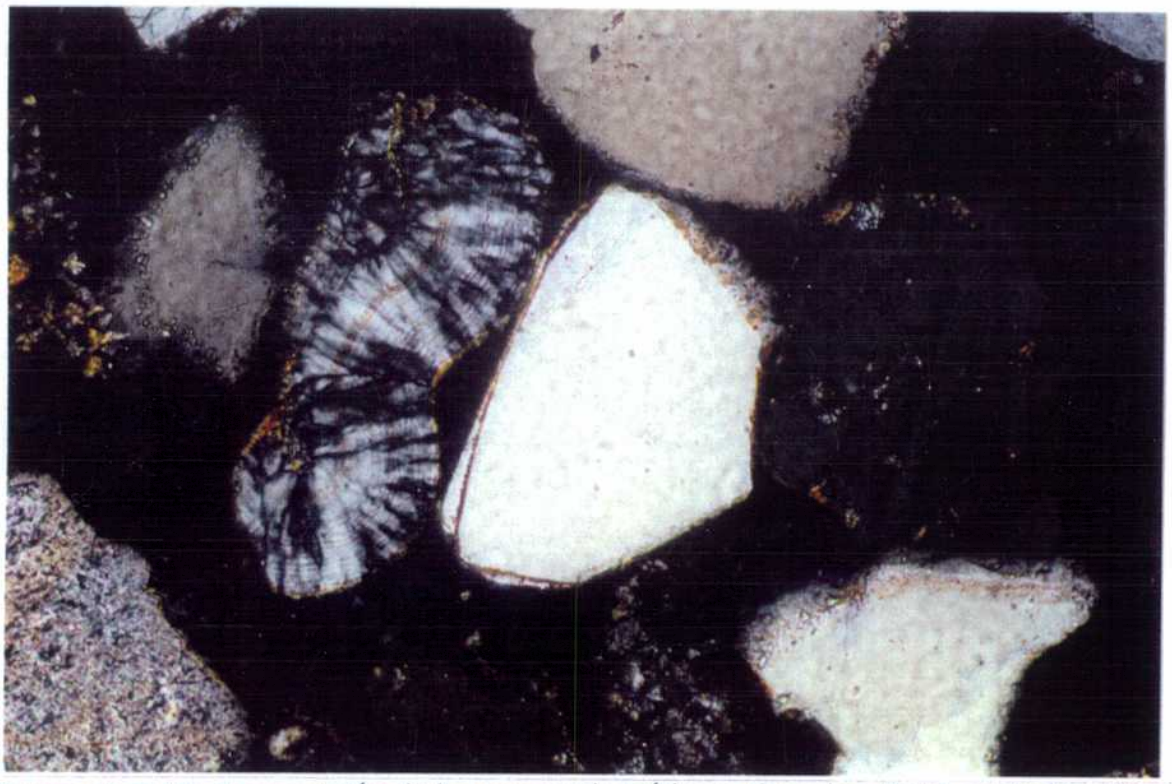


Figura nº 6.19. Composición de las arenas de Médanos Grandes. Parte central izquierda, clasto de calcedonia, probablemente volcánico; parte central derecha, clasto de cuarzo monocristalino derivado de sedimentitas, evidenciado por el coating ferruginoso y el crecimiento secundario asociado. Nicoles cruzados X200.

fragmentos líticos, que, muy probablemente, evidencien el aporte del área de basamento representado por las Sierras Pampeanas y, en especial, por las vecinas Sierras de Valle Fertil y Pie de Palo (estas últimas a escala local). El grupo de las volcanitas (50% aproximadamente) está en su mayor parte dominado por rocas ácidas y mesosilícicas muy probablemente representando aporte de la vecina Precordillera y aún de la Cordillera Frontal. También el chert (cuarzo policristalino) asociado a calcedonia (Fig. 6.18) y buena parte de las sedimentitas de grano fino podrían representar mayormente aporte desde el oeste. Finalmente, los fragmentos de calizas (5% del total de líticos) son interpretados como provenientes desde la Precordillera y probablemente derivados de la erosión de las unidades cambroordovícicas de la Precordillera Central (Formación Caliza San Juan y equivalentes).

Como en el caso de Lomas de La Estancia es aquí también baja participación de minerales pesados, aunque en algunas muestras es significativa la aparición de piroxenos frescos, por otro lado se ha incrementado también levemente la cantidad de minerales micáceos.

6.2.4. Evolución del campo eólico de Médanos Grandes

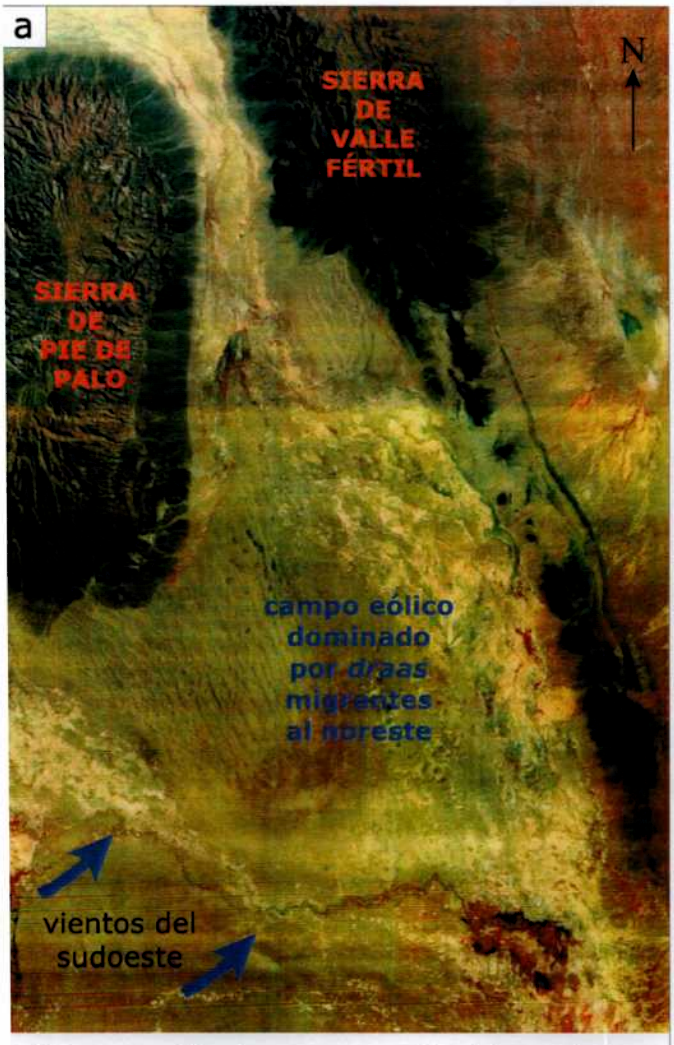
Como ha sido dicho previamente el campo eólico de Médanos Grandes muestra una historia de formación compleja. La existencia de geoformas con diferente morfología y orientación indica que durante su evolución se produjeron varios períodos de crecimiento, bajo diferentes direcciones de vientos. Por su parte, la presencia de las mayores formas de lecho reconocidas en el ambiente eólico (*draas*) indica, por un lado una alta disponibilidad de material arenoso, y por el otro que los distintos patrones de vientos persistieron durante períodos de tiempo lo suficientemente prolongados como para permitir la formación de estas megaformas (al menos 5.000 años según Wilson, 1973).

En base a estudios geomorfológicos y sedimentolólgicos, principalmente de la región pampeana, Iriondo y Kröhling (1996) reconocieron una secuencia de doce períodos climáticos para los últimos 70.000 años. Las unidades geomórficas reconocidas en el campo de dunas aquí estudiado pueden ser tentativamente

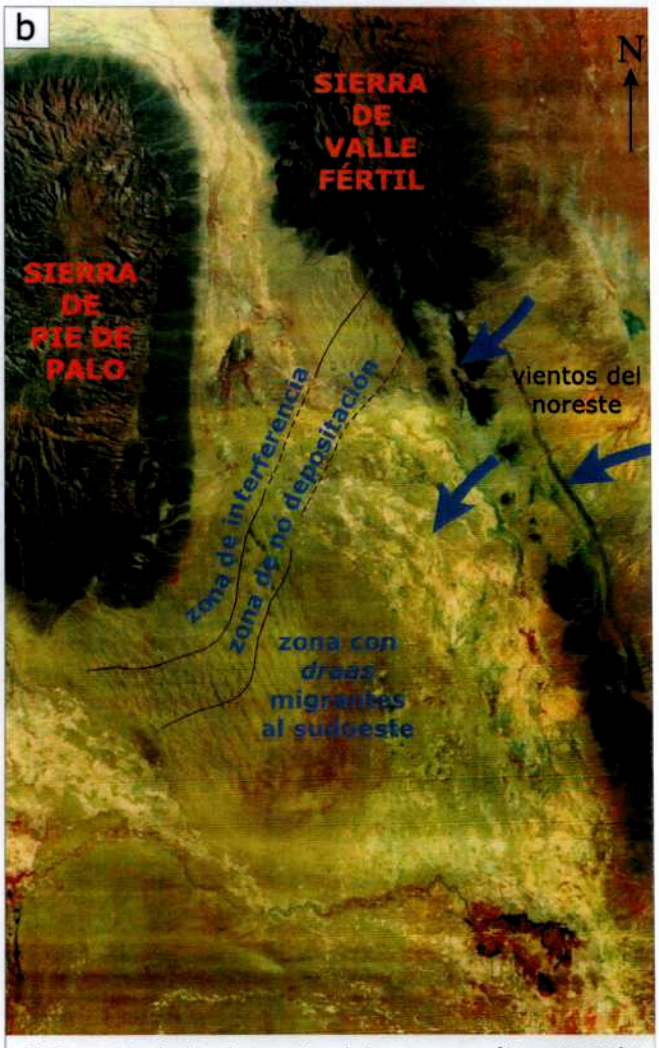
correlacionadas con algunos de estos estadios climáticos (Fig. 6.20).

Los *draas* y dunas transversales de la UG 1, que caracterizaron en un inicio al campo eólico de Médanos Grandes, podrían haberse originado durante el Estadio Isotópico 4 (EI 4), que se extiende aproximadamente entre los 77.000 y 60.000 años A.P. (Iriondo y Kröhling, 1996). Durante el mismo se produjo un avance generalizado de los glaciares en la Cordillera y, debido a ello, se instalaron en la región condiciones climáticas áridas, con vientos fuertes del sudoeste, originados por el Anticiclón Pacífico Sur (Iriondo y Kröhling, 1996). Según dichos autores, durante esta etapa se desarrollo un gran sistema eólico, denominado «Mar de Arena Pampeano» (Iriondo y Kröhling, 1996), que cubrió gran parte de las actuales provincias de San Luis, Córdoba, Santa Fe, La Pampa y Buenos Aires. En el área de Médanos Grandes (Fig. 6.20a) la formación de *draas* se habría visto favorecida por la gran duración de las condiciones de aridez durante el EI 4 y la importante provisión de arena desde las áreas englazadas.

Un segundo episodio en la evolución del campo eólico de Médanos Grandes corresponde a la UG 2. Durante esta etapa también se produjo el desarrollo de *draas*, pero que migraban hacia el sudoeste, es decir con sentido aproximadamente opuesto a los de la unidad 1 (Fig. 6.20b). Según Iriondo y Kröhling (1996), luego de un mejoramiento climático durante el Estadio Isotópico 3 (EI 3), se establecieron, entre los 36.000 y 15.000 años, nuevamente condiciones climáticas áridas, que coinciden con el Último Máximo Glacial (Estadio Isotópico 2, EI 2). Es muy probable que la formación de los *draas* de la unidad 2, de dimensiones y alineación de crestas similares a los de la UG 1, pero con sentido de migración inversa, se haya producido durante el EI 2, favorecida por la alta disponibilidad de arena almacenada en éstos últimos. Como se observa en la figura 6.20b la Sierra de Valle Fértil podría haber actuado como una barrera parcial a los vientos del noreste. De esta forma, a medida que los *draas* migraban hacia el sudoeste fueron traslapando a las geoformas de la UG 1 y, en la zona oriental del campo eólico, estos *draas* fueron retrabajados totalmente, invirtiendo sus caras de sotavento. En la zona central, se produjo la convergencia de las caras de sotavento de ambos sistemas de *draas* (zona de interferencia en la Fig. 6.20b), determinando los prominentes hoyos de deflación que caracterizan a la UG 3. Por su parte, los *draas* más occiden-



EI 4: generación de un campo eólico intermontano (UG 1)



EI 2: retrabajo de parte del campo eólico de Médanos Grandes, con formación de *draas* migrantes al sudoeste (UG 2) y una zona de interferencia, con grandes hoyos de deflación (UG 3).

Figura 6.20. Evolución sugerida en esta Tesis para el campo eólico de Médanos Grandes

uperior: formación de grandes dunas longi-
JG 4) por retrabajo de parte de los *draas*
mientras que el resto del campo eólico se
dominado por dunas transversales y barja-
5).

Estado actual: campo eólico parcialmente erodado por acción fluvial, activo en función de las dunas transversales, longitudinales y barjanoides de la UG 5.

tales pudieron preservarse, conformando la UG 1 (zona de no depositación en la Fig. 6.20b). La presencia de hoyos de deflación demuestra que, aún durante momentos de crecimiento de un campo eólico, puede producirse significativa deflación en algunos sectores del mismo.

La tercera etapa de crecimiento del campo de Médanos Grandes podría haberse producido durante el período semiárido del Holoceno superior, entre los 3.500 y 1.400 años (Iriondo y Kröhling, 1996) y bajo un patrón de vientos del sur y sudeste similar al actual (Fig. 6.20c). En este período se modificaron parte de los *draas* de la UG 1, determinando las dunas longitudinales que caracterizan a la UG 4, y se formaron las dunas transversales, longitudinales y barjanoides de la UG 5.

Actualmente, el campo eólico, que probablemente en un inicio ocupaba la mayor parte del valle, se encuentra parcialmente erodado por acción fluvial, quedando como remanente el campo de Médanos Grandes y otro, de menor extensión en la zona noreste, denominado Médanos de las Chacras (Fig. 6.20d).

6.3. Ambiente de interacción eólico-fluvial: valle del río Guandacol

Los depósitos mixtos, eólico-fluviales, fueron estudiados por Glennie (1970), Ahlbrandt y Fryberger (1981), Langford (1989) y Langford y Chan (1988, 1989), entre otros. Glennie (1970) describió pares de fangos y arenas fluviales interestratificados con arenas eólicas en algunos *wadis* de Arabia Saudita, en tanto Ahlbrandt y Fryberger (1981), en su resumen de interdunas, notaron algunas características como las observadas en el valle de Guandacol, en particular arenas laminadas con cubiertas pelíticas. Fueron, sin embargo, Langford (1989) y Langford y Chan (1988, 1989) quienes estudiaron más detalladamente estos depósitos, considerándolos como producto de un sistema depositacional independiente.

En esta Tesis el ambiente de interacción eólica-fluvial ha sido estudiado en el valle del río Guandacol, que se ubica en la porción centro sur de la provincia de La Rioja y se halla limitado por la Sierra de Maz y Morada, al este, y la Precordillera, al oeste (Fig. 2.1). El sector del valle de Guandacol analizado, de unos de 40 km de ancho y 26 km de longitud máxima, se caracteriza por el desarrollo de una red entrelazada de canales fluviales efímeros, que se encuentran estrechamente aso-

ciados a un gran número de geoformas eólicas, especialmente abundantes en las áreas de intercanal (Figs. 6.21 y 6.22). Estas formas de lecho son de muy variada envergadura, pudiéndo observarse desde microformas hasta meso y macroformas, tanto fijas como migratorias (Tripaldi, 1998; Tripaldi y Limarino, 1998). En el ambiente de interacción eólica-fluvial (Langford, 1989) la dinámica fluvial se manifiesta sólo esporádicamente, en general durante las grandes crecidas de los cursos fluviales, siendo los sedimentos posteriormente retrabajados por la acción de los vientos.

Figura nº 6.21. Fotografía aérea del sector del valle del río Guandacol estudiado, donde ha sido reconocido un ambiente de interacción eólica-fluvial.

Figura nº 6.22. Aspecto del campo eólico-fluvial del valle del río Guandacol, provincia de La Rioja.

6.3.1. Subambientes del valle del río Guandacol

En base a la interpretación de fotografías aéreas y a la asociación y distribución de las geoformas eólicas y fluviales observadas durante los trabajos de campo, han podido distinguirse, en este sector del valle, dos subambientes principales: 1) el canal del río Guandacol y canales fluviales menores, y 2) las áreas de intercanal, dominadas en su mayor parte por geoformas eólicas (Fig. 6.23). Cada uno de estos subambientes queda definido entonces por una determinada asociación de formas de lecho, que responde a la dinámica dominante en cada caso (Tabla 6.10).

Canales fluviales: En una fotografía aérea de la zona (Fig. 6.21), puede observarse como el valle se encuentra dominado por un canal principal, actual curso del río Guandacol, junto a una serie de canales menores, moderadamente sinuosos. La mayoría de los canales fluviales son de carácter efímero, siendo solo uno permanente durante la mayor parte del año. En este sentido, la figura 6.24 muestra el

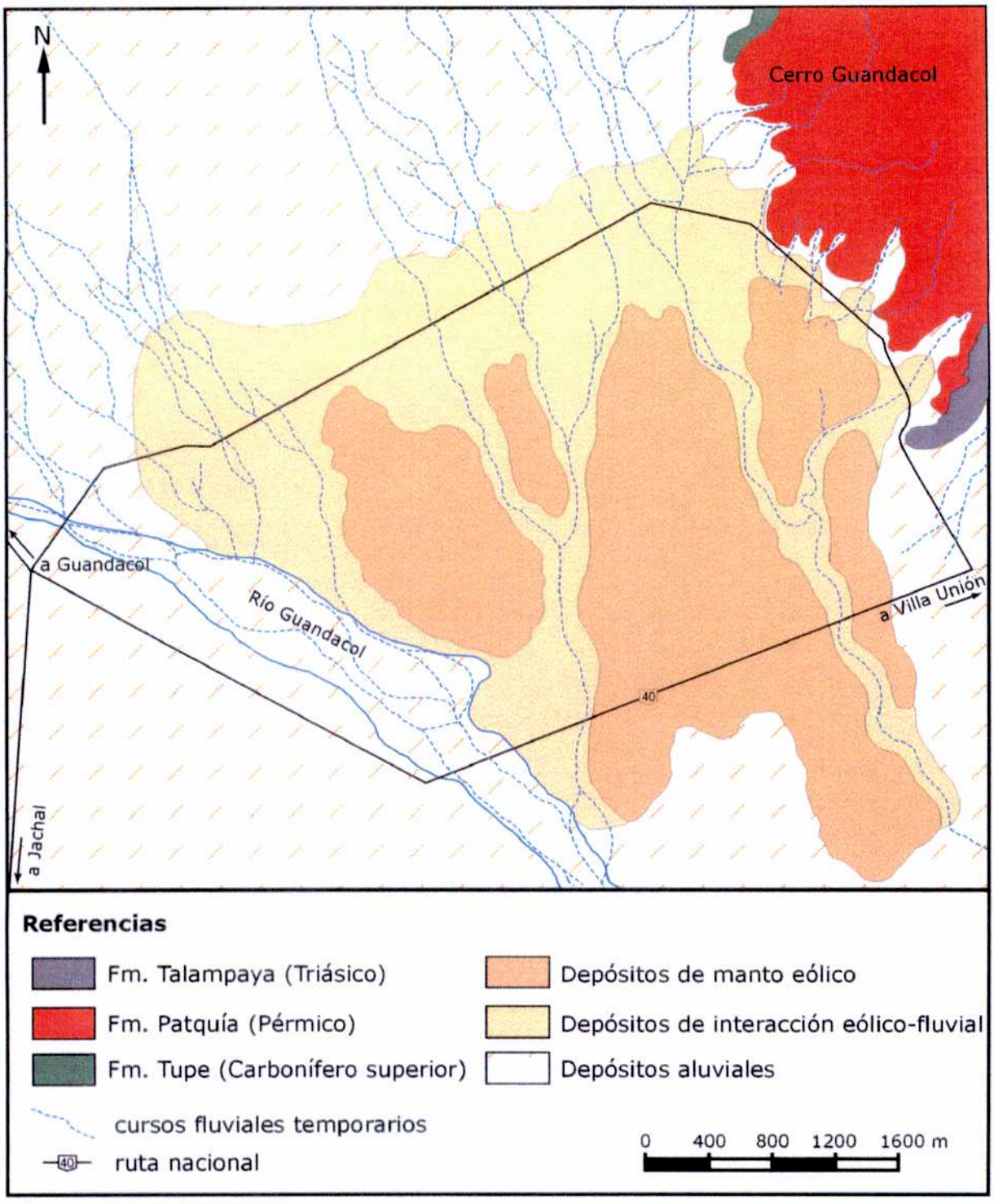


Figura nº 6.23. Esquema geológico de la zona del valle del río Guandacol estudiada, con los subambientes del ambiente de interacción eólica-fluvial y la estratigrafía del área (modificado de Tripaldi, 1998).

curso principal del río Guandacol durante un período de descarga alta a moderada y, por detrás, el área de intercanal con sedimentación eólica dominante. Por su

Subambiente	Geoformas predominantes
CANALES FLUVIALES	fluviales: barras y depósitos residuales de canal
	eólicas: óndulas de impacto-reptaje e impacto-proyección y sombras de arena.
ÁREAS DE INTERCANAL	eólicas: óndulas de impacto-reptaje e impacto-proyección, sombras de arena, *zibars*, *gozes*, protodunas y dunas de crestas barjanoides.
	fluviales: carpetas de grava y cubiertas pelíticas con grietas de desecación.

Tabla nº 6.10. Geoformas eólicas y fluviales que predominan en los subambientes reconocidos en el sistema de interacción eólica-fluvial del valle de Guandacol.

parte, en la figura 6.25 puede observarse el mismo curso fluvial pero en un período de mínima, donde extensas áreas de canal se encuentran sujetas a la acción eólica.

Es así como, en los canales coexisten formas fluviales y eólicas, las primeras incluyen barras y depósitos residuales de canal, en tanto las geoformas eólicas dominantes son las óndulas eólicas y las sombras de arena (Tabla 6.10). De esta forma, la superficie de los canales se halla cubierta en su mayor parte por sedimentos areno-gravosos de origen fluvial, cubiertas limoarcillosas, generalmente con grietas de desecación, y parches arenosos tapizados por trenes de óndulas eólicas. Dentro de las microformas eólicas predominan las óndulas de impacto-reptaje (véase sección 5.1.5), como consecuencia de la alta disponibilidad de arena gruesa en los canales. Debido al carácter efímero de los cursos, puede considerarse que los procesos fluviales y eólicos se encuentran relativamente balanceados y el resultado es la sobreimposición de micro y mesoformas eólicas sobre las barras y los depósitos residuales de canal.

Áreas de intercanal: En las áreas de intercanal se desarrollan una gran variedad de geoformas eólicas, dentro de las cuales han podido reconocerse óndulas eólicas (de impacto-proyección y de impacto-reptaje), sombras de arena, *zibars*, *gozes* y protodunas y hasta dunas aisladas de los tipos barjan y de crestas barjanoides (véasen Figs. 5.14, 5.16, 5.17, 5.24 y 5.25). La cubierta de arena eólica nunca

Figura nº 6.24. Canal principal del río Guandacol durante un período de descarga moderada a alta, mostrando por detrás el área de intercanal con mesoformas fijas.

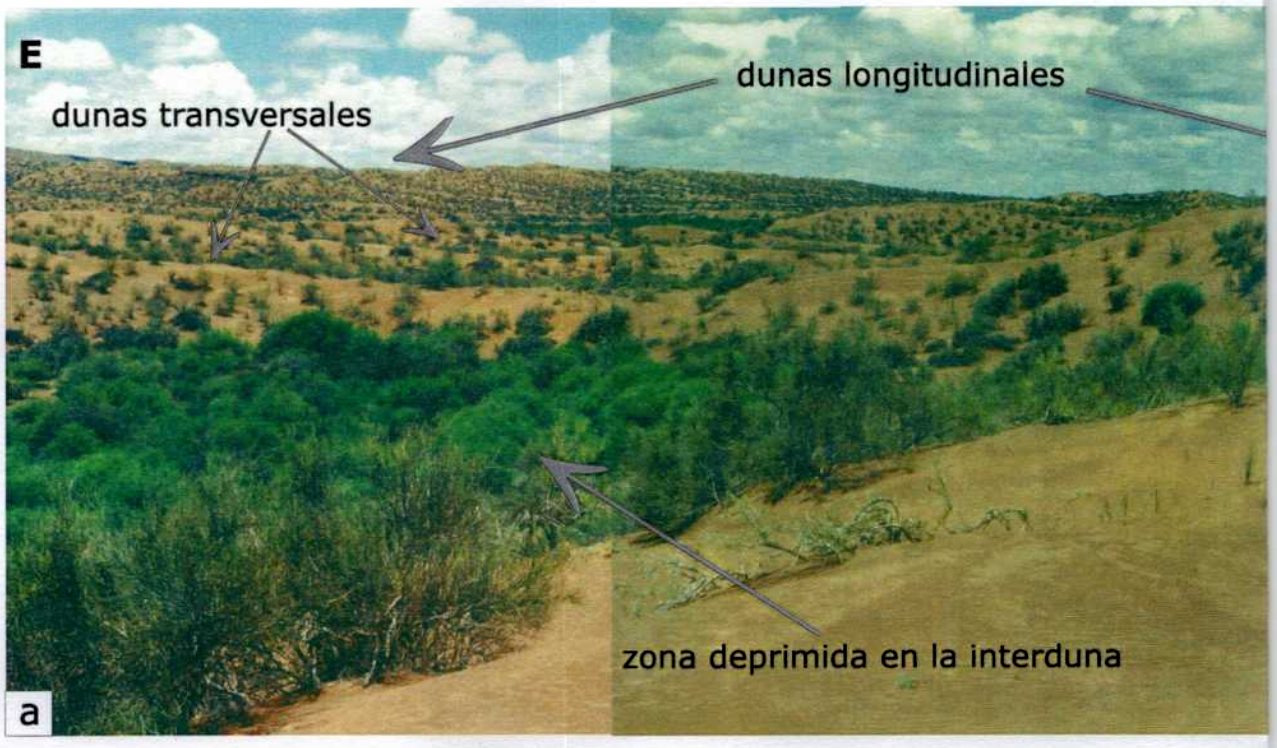
Figura nº 6.25. Canal principal del río Guandacol durante un período de mínima, obsérvese el desarrollo de sombras de arena de arena aún dentro del canal.

trado en el esquema de la figura 6.14d. Como allí puede verse los hoyos de deflación progresan a favor del punto de intersección de los *draas* pertenecientes a las UG 1 y UG 2. En esta posición el vector de flujo correspondiente a los *draas* de la UG 2 encuentra una zona de compresión en la cara de sotavento de los *draas* de la UG 1. De esta forma, la convergencia de ambas caras de sotavento define una zona de turbulencia (vórtice0que favorece la deflación eólica y origina los hoyos de deflación (Tabla 6.5).

La figura 6.14e ilustra la situación previamente descripta, al fondo (A en la Fig. 6.14e y f) se observa un *draas* correspondiente a la UG 1 y delante (B en la Fig. 6.14e y f) parte de la cresta de un *draas* de la UG 2. Entre ellos (C en la Fig. 6.14e y f) aparece un hoyo de deflación desarrollado a partir de la intersección de las crestas de ambos *draas*.

Unidad geomórfica 4 (UG 4): se incluye en esta unidad a un conjunto de dunas longitudinales de gran porte desarrolladas en el extremo noroeste del campo eólico estudiado (Figs. 6.10 y 6.15 a y b). Estas dunas poseen alturas de entre 30 y 50 m, espaciamientos de hasta 150 m y se encuentran orientadas con rumbo 150º (Fig. 6.15b). Como rasgo particular exhiben un tren secundario de dunas transvesales de pequeño porte, que migran en la zona de interduna (Fig. 6.15a). La presencia de estas formas menores, junto con la naturaleza arenosa de las interdunas permite distinguir a estas dunas longitudinales de las descriptas por otros autores (como p.e. Folk, 1971), en las cuales la zona de interduna es característicamente de granulometría areno-gravosa.

Las dunas transversales menores, de menos de 10 m de altura y espaciamiento promedio de 70 m, aparecen en forma oblicua a las crestas de las dunas longitudinales y la orientación de sus caras de sotavento indica una dirección de migración hacia el norte. Cabe destacar, sin embargo, que estas dunas no poseen un perfil muy asimétrico y sus crestas resultan discontinuas debido a la presencia de pequeñas canaletas de deflación. Por su parte, sus caras de sotavento muestran ángulos bastante menores al ángulo de reposo, en general de 16º, y en ellas rara vez se observan lóbulos de avalancha. Otro rasgo destacable de esta unidad geomórfica es el desarrollo de zonas deprimidas en la interduna, por delante de



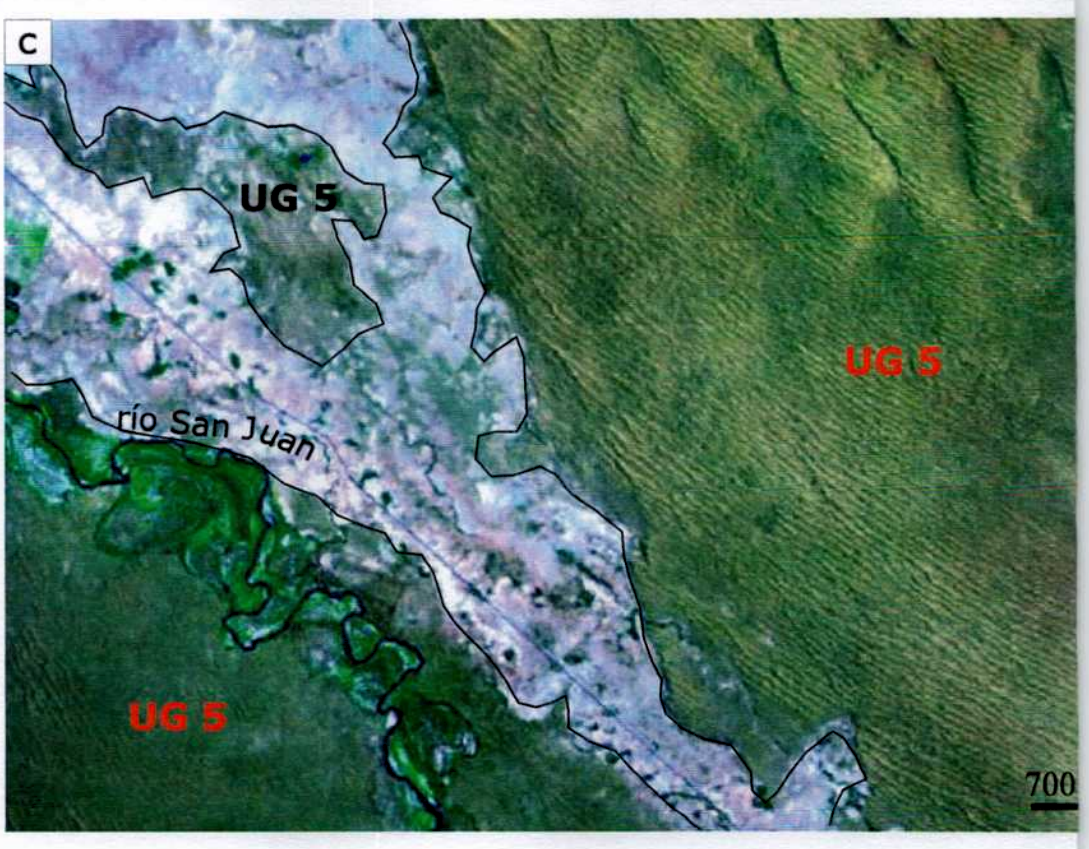
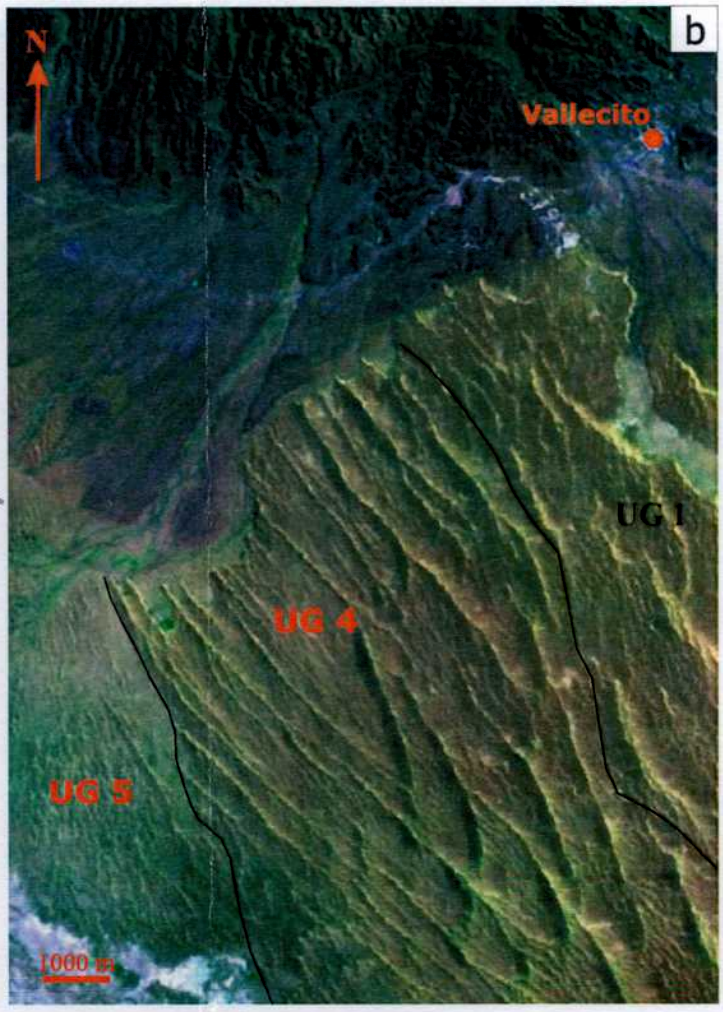


Figura 6.15. Aspecto de las unidades geomórficas 4 y 5. La fotografía a ilus
a las anteriores, que caracterizan a la UG4. En b y c, imágenes satelitales m
nicie aluvial del río San Juan con que limita la UG5, la fotografía d muestra l



longiturdinales y las dunas menores, de crestas rectas y transversales
orfología de las UG4 y UG5, respectivamente. Obsérvese en c la pla-
le las dunas de esta unidad.

algunas de las dunas transversales (Fig. 6.15a). En estas áreas es común que se produzcan encharcamientos temporarios, por lo que poseen una importante vegetación y resultan de naturaleza fangosa.

Las dunas longitudinales están asociadas, como su nombre lo indica, a vientos o resultantes de vientos aproximadamente paralelos a sus crestas, al contrario de lo que sucede con las dunas transversales. Debido a ello y como la orientación de las dunas longitudinales de Médanos Grandes es mayormente paralela a los *draas* de las unidades 1 y 2 puede considerarse que las mismas se formaron como tales durante un estadio porterior al desarrollo de la UG 2, debido a vientos del sud-sudeste similares a los actuales (Tabla 6.5).

Unidad geomórfica 5 (UG 5): corresponde a un extenso campo de dunas que cubre principalmente el sector sur y sudeste del campo eólico de Médanos Grandes y, en forma discontinua, aparece también sobre el sector occidental (Fig. 6.10). A diferencia de las unidades geomórficas previamente descriptas no se observa aquí el desarrollo de megaformas sino sólo de dunas, en su mayoría de crestas transversales (Figs. 6.15c y 6.15d, véase también Fig. 5.32). En menor medida aparecen dunas barjan (Fig. 5.29) y longitudinales (Fig. 5.36B). En todos los casos la orientación de las mismas indican direcciones de migración hacia el noreste (Tabla 6.5).

Son también incluidas en esta unidad las dunas transversales de pequeño porte que tapizan la UG 2 (Fig. 6.12). Hacia la periferia de esta unidad, en el sector noroeste, el campo de dunas pasa transicionalmente a un manto eólico donde las dunas son menos frecuentes, comienzan a aparecer formas estacionarias como *zibars* y sombras de arena y la cubierta arenosa se hace más discontinua.

Esta unidad representa la más moderna de las que integran el campo eólico de Médanos Grandes y respondería a los vientos actuales del sud-sudeste (Estadísticas Meteorológicas).

Fuera del área de estudio, al sur del río San Juan, la cubierta de arenas eólicas se extiende por más de 70 kilómetros (véase más adelante Fig. 6.20). Aunque no ha sido objeto de este trabajo, las geoformas que allí aparecen podrían correlacionarse con esta última unidad geomórfica.

6.2.2. Caracteristicas texturales de los depósitos eólicos de Médanos Grandes

Con el fin de comparar las características texturales de las distintas unidades geomórficas reconocidas en el área se estudiaron 78 muestras correspondientes a las UG1, UG2, UG4 y UG5. Analizados en conjunto los resultados obtenidos permiten caracterizar al campo eólico de Médanos Grandes como formado por arena fina, bien seleccionada, de distribución en su mayoría unimodal, preferentemente simétricas y mesocúrticas.

De esta forma 21 muestras correspondientes a la UG1 muestran valores de media correspondientes a arena fina y muy fina (X=2,94 ø), resultan en promedio muy bien seleccionadas (s=0,47 ø), muestran relativamente bajo porcentaje de material inferior a 53 μ (1,53 %) y el percentil del 1% es de 1,81 ø (Tabla 6.6). La UG2, aunque de características similares, exhibe un tamaño de grano promedio

Muestra	X	S	σ	moda	%< 53 μ	ø 1%	Md	K_G	SK_1
P19	3.07	0.08	0.49	2.875	3.60	2.08	2.98	1.22	0.22
P20	3.10	0.07	0.49	2.875	3.62	2.17	3.02	1.16	0.23
P21	3.00	0.07	0.46	2.875	2.30	2.06	2.94	1.19	0.18
P22	2.60	0.01	0.35	2.625	0.05	1.87	2.60	1.01	0.00
P23	3.00	0.03	0.44	2.875	1.11	2.00	2.96	1.15	0.13
P24	2.97	0.03	0.46	2.875	1.27	1.87	2.94	1.09	0.09
P25	2.99	0.04	0.47	2.875	1.50	1.96	2.96	1.16	0.10
P26	2.93	-0.06	0.52	2.875	0.95	1.25	2.92	1.06	0.05
P27	2.96	-0.02	0.45	2.875	0.57	1.83	2.94	1.07	0.06
P28	2.89	0.00	0.43	2.875	0.70	1.79	2.87	1.11	0.04
P29	2.67	0.00	0.34	2.625	0.04	1.96	2.67	1.11	-0.02
P30	2.82	0.05	0.44	2.875	1.25	1.92	2.79	1.14	0.07
P31	3.08	0.06	0.51	2.875	3.96	2.00	3.02	1.18	0.16
P32	2.99	0.03	0.48	2.875	1.72	1.87	2.96	1.09	0.08
P33	2.99	-0.07	0.59	2.875	2.31	1.37	2.98	1.19	0.00
P34	2.96	-0.06	0.59	2.875	2.14	1.33	2.96	1.04	-0.10
P35	2.93	-0.03	0.45	2.875	0.25	1.71	2.92	1.55	0.09
P36	2.76	0.01	0.44	2.875	0.60	1.67	2.75	1.11	-0.05
P37	2.90	-0.03	0.47	2.875	0.41	1.62	2.90	1.13	-0.04
P38	2.99	0.03	0.50	2.875	1.88	1.83	2.94	1.11	0.04
P39	3.04	0.02	0.49	2.875	1.85	1.85	3.01	0.06	0.06
promedio	**2.92**	**-0.01**	**0.48**	**2.86**	**1.33**	**1.71**	**2.90**	**1.07**	**0.03**

Tabla nº 6.6. Parámetros texturales estadísticos de las arenas que constituyen la unidad geomórfica 1. Las muestras listadas en la presente tabla han sido utilizadas para los perfiles de las figuras 5.34 y 5.44 y parte de ellas fueron incluidas en la tabla 5.11. Referencias, ver tabla 5.1.

ligeramente más grueso, correspondiente a arena fina (X=2,79 ø), y se encuentra mejor seleccionada (muy bien seleccionada a extremadamente bien seleccionada, Tabla 6.7). Estas diferencias resultan básicamente de la menor cantidad de material inferior a 53 µ que muestran las arenas de la UG2 cuando se las compara con la UG1 (0,33 % a 1,53 % en promedio, respectivamente). Lo dicho podría estar relacionado a la diferente proveniencia de las arenas que conforma estas dos unidades geomórficas. Así, por ejemplo, la UG 1 que evidencia paleovientos desde el sudoeste, habría tenido una considerable fuente de material fino en los extensos valles que separan a la Cordillera Frontal de la Precordillera, en la extensa planicie aluvial del río San Juan y en los depósitos morénicos de Cordillera (Fig. 6.16). Por el contrario, la UG 2 refleja paleovientos desde el noreste que atravesaban los macizos de rocas cristalinas correspondientes a las Sierras Pampeanas (por ejemplo, Valle Fertil) donde la cantidad de material fino disponible podría haber sido menor (Fig. 6.16).

Durante la formación de las unidades UG 4 y UG 5 la orientación de los vientos parece haber procedido desde el sud o sudoeste (Fig. 6.16), lo que aumentó considerabelemente la cantidad de material fino inferior a 53 µ (1,25 % y 0,90 %) respectivamente, con la consecuente disminución en el tamaño de grano (2,93 ø y 2,85 ø, respectivamente) y en la selección (s= 0,44 ø y 0,46 ø, Tablas 6.8 y 6.9).

Las diferencias texturales observadas son resumidas en la figura 6.17 donde se han graficado los valores de material inferior a 53 µ y media para las diferentes

Muestra	X	S	σ	moda	%< 53 µ	ø 1%	Md	K_G	SK_1
P40	2.92	0.01	0.48	2.875	0.86	1.90	2.92	0.98	-0.04
P41	2.83	0.01	0.51	2.875	0.65	1.83	2.83	0.91	-0.06
P42	2.59	0.01	0.36	2.625	0.03	1.83	2.56	0.96	0.08
P43	2.67	0.01	0.38	2.625	0.04	1.83	2.67	0.95	-0.01
P44	2.73	0.01	0.38	2.875	0.05	2.02	2.71	0.46	0.04
P45	2.85	0.01	0.45	2.875	0.60	1.87	2.85	0.95	0.13
P46	3.06	0.00	0.40	3.125	0.60	2.08	3.08	1.07	-0.07
P47	2.81	0.01	0.46	2.875	0.35	1.85	2.83	0.95	-0.06
P48	2.71	0.01	0.37	2.625	0.04	1.98	2.67	0.93	0.07
P49	2.71	0.00	0.46	2.875	0.12	1.79	2.75	0.92	-0.12
promedio	**2.79**	**0.01**	**0.42**	**2.83**	**0.33**	**1.90**	**2.79**	**0.91**	**0.00**

Tabla nº 6.7. Parámetros texturales estadísticos de las arenas que constituyen la unidad geomórfica 2. Referencias, ver tabla 5.1.

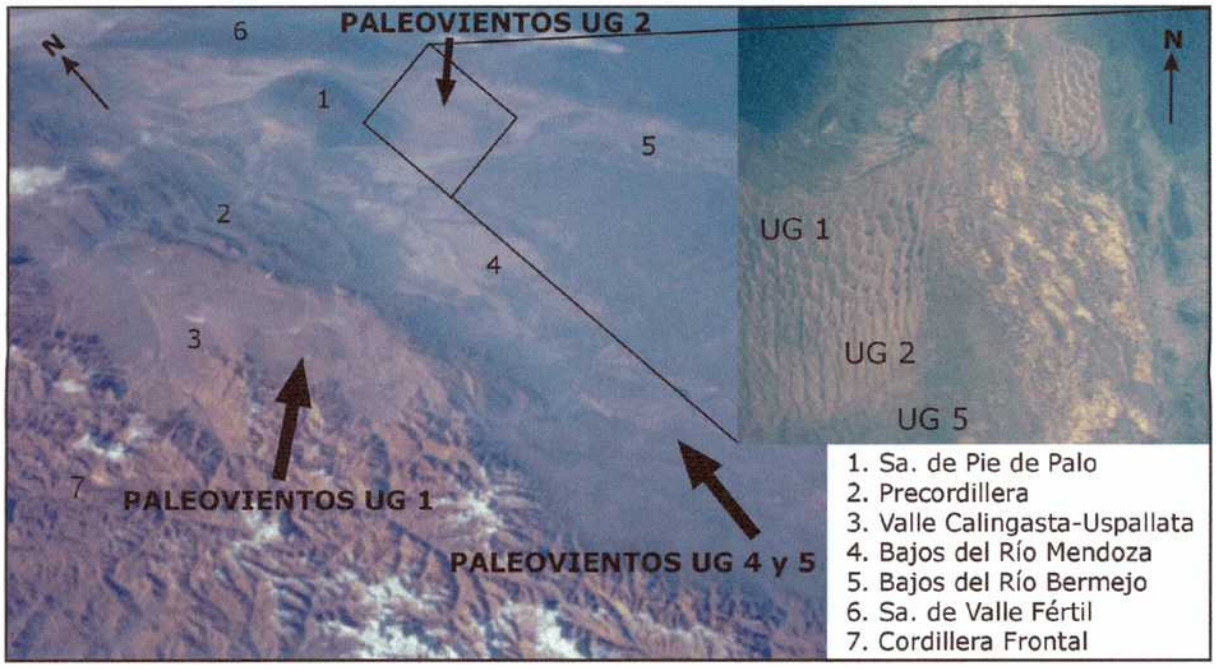


Figura nº 6.16. Imagen tomada desde el transbordador Shuttle mostrando el campo eólico de Médanos Grandes y su relación con las áreas fuentes señaladas en el texto para las distintas unidades geomórficas.

unidades geomórficas. Este diagrama muestra como la UG 1, formada por la acción de vientos que provenían del sector cordillerano, muestra los mayores porcentajes de material limoarcilloso. Por el contrario, durante la formación de la UG 2,

Muestra	X	S	σ	moda	%< 53 µ	ø 1%	Md	K_G	SK_1
P1	3.03	0.07	0.48	2.875	2.76	2.10	2.96	1.11	0.17
P2	2.97	0.05	0.45	2.875	1.36	2.06	2.92	1.11	0.11
P3	2.84	0.06	0.43	2.875	1.17	2.02	2.79	1.08	0.11
P4	2.55	0.02	0.30	2.375	0.03	2.00	2.52	1.06	0.12
P5	2.91	0.04	0.41	2.875	0.81	2.12	2.85	0.99	0.17
P6	2.97	0.05	0.43	2.875	1.30	2.12	2.96	1.01	0.06
P7	3.00	0.04	0.50	2.875	1.80	2.00	2.92	1.13	0.13
P8	2.89	0.03	0.33	2.875	0.40	2.27	2.85	1.15	0.13
P9	2.95	0.05	0.44	2.875	1.55	2.04	2.89	1.14	0.17
P10	3.13	0.03	0.46	2.875	2.15	2.17	3.10	1.08	0.09
P12	3.06	0.03	0.50	2.875	1.93	2.04	3.04	1.01	0.05
P13	2.99	0.01	0.43	2.875	0.62	2.04	2.96	1.04	0.01
P14	2.81	0.02	0.34	2.875	0.07	2.08	2.83	1.04	0.00
P15	2.78	0.04	0.36	2.625	0.34	2.06	2.73	1.15	0.12
P16	2.96	0.02	0.49	2.875	1.08	1.92	2.92	0.91	0.05
P17	2.95	0.02	0.47	2.875	0.65	1.88	2.92	0.95	0.05
P18	3.10	-0.06	0.60	3.375 (2.875)	3.23	1.44	3.10	1.02	-0.01
promedio	**2.93**	**0.03**	**0.44**	**2.86**	**1.25**	**2.02**	**2.90**	**1.06**	**0.09**

Tabla nº 6.8. Parámetros texturales estadísticos de las arenas que constituyen la UG 4. Las muestras 1 a 6 fueron utilizadas para realizar el perfil mostrado en la figura 5.38. Referencias, ver tabla 5.1.

Muestra	X	S	σ	moda	%< 53 μ	ø 1%	Md	K_G	SK_1
P50	2.54	0.02	0.35	2.375	0.02	1.87	2.52	0.87	0.07
P51	2.44	0.02	0.32	2.375	0.02	1.83	2.42	0.95	0.12
P52	2.89	0.02	0.46	2.875	1.04	1.81	2.87	1.05	-0.02
P53	2.84	0.04	0.49	2.875	1.42	1.79	2.83	1.19	-0.01
P54	2.93	0.03	0.42	2.875	0.98	2.00	2.87	1.03	0.13
P55	2.78	0.01	0.38	2.875	0.30	1.94	2.77	0.88	0.00
P56	2.65	0.01	0.31	2.625	0.06	2.00	2.62	1.03	-0.03
P57	2.82	0.02	0.42	2.875	0.66	1.87	2.87	1.16	-0.14
P58	2.84	0.02	0.46	2.875	0.95	1.79	2.83	1.00	0.02
P59	2.85	0.03	0.49	2.875	0.98	1.79	2.83	1.05	0.03
P60	2.75	0.07	0.46	2.625	1.18	1.90	2.71	0.98	0.09
P61	2.68	0.05	0.42	2.625	0.63	1.92	2.62	1.07	0.10
P62	2.70	0.07	0.44	2.625	1.04	1.94	2.65	0.96	0.11
P63	2.35	0.02	0.32	2.125	0.03	1.75	2.33	0.90	0.08
P64	2.67	0.04	0.39	2.625	0.47	1.94	2.62	1.06	0.09
P65	2.74	0.06	0.44	2.625	0.76	1.42	2.62	1.06	0.09
P66	2.97	0.06	0.48	2.875	1.90	2.04	2.90	1.03	0.17
P67	3.17	-0.14	0.58	3.375	0.98	1.65	3.27	1.12	-0.29
P68	3.08	-0.13	0.60	3.375	0.83	1.60	3.19	1.04	-0.27
P69	3.25	-0.03	0.40	3.375	0.36	2.17	3.29	1.18	-0.14
P70	3.34	-0.03	0.38	3.375	0.47	2.25	3.35	1.08	-0.05
P71	3.45	-0.06	0.42	3.375	2.33	2.08	3.46	1.18	-0.01
P72	3.38	-0.03	0.42	3.375	2.10	2.13	3.37	1.16	0.02
P73	3.08	-0.05	0.50	3.375	0.58	1.77	3.12	1.08	-0.12
P74	2.56	0.13	0.72	1,875(3,375)	0.73	1.35	2.44	0.73	0.22
P75	2.54	0.11	0.59	2.125	0.68	1.52	2.44	0.87	0.20
P76	2.80	0.04	0.57	2.875	1.11	1.75	2.79	0.88	-0.01
P77	2.72	0.06	0.64	2.875(2.125)	1.62	1.54	2.71	0.82	-0.01
P78	2.63	0.07	0.55	2.125(2.875)	0.86	1.67	2.58	0.82	0.08
P79	2.50	0.06	0.47	2.125	0.14	1.69	2.44	0.91	0.18
promedio	**2.83**	**0.02**	**0.46**	**2.78**	**0.84**	**1.83**	**2.81**	**1.01**	**0.02**

Tabla nº 6.9. Parámetros texturales estadísticos de las arenas que constituyen la unidad geomórfica 5. Las muestras 67 a 74 fueron utilizadas para caracterizar las dunas longitudinales tipo 2 (véase tabla 5.12). Referencias, ver tabla 5.1.

debido a paleovientos del noreste, la cantidad de material fino disminuyo sensiblemente debido a la proveniencia de rocas fuente granítico-metamórfico (Fig. 6.17).

6.2.3. Composición de las arenas eólicas de Médanos Grandes

Las arenas eólicas de Médanos Grandes muestran algunas diferencias composicionales cuando se las compara con las del campo eólico de Lomas de La Estancia previamente descriptas. En primer lugar, en Médanos Grandes es considerablemente menor la propoción de cuarzo y feldespato potásico, por otro lado

llega a cubrir toda el área de intercanal, pero es mucho más importante en las zonas donde predominan las mesoformas de mayor porte, como *gozes*, protodunas y dunas. Los depósitos fluviales aparecen en estos sectores de forma relíctica y están constituídos por carpetas de grava o cubiertas pelíticas, en las cuales se desarrollan abundantes grietas de desecación.

La presencia de mesoformas eólicas de escaso porte y algunas dunas determina una topografía irregular, de relativamente bajo relieve (véase área de intercanal en la Fig. 6.24), que se halla tapizada por óndulas eólicas, de forma similar a lo que ocurre en los mantos eólicos descriptos en las adyacencias de los grandes mares de arena (Fryberger *et al.*, 1979; Kocurek y Nielson, 1986). Kocurek y Nielson (1986) señalaron que este tipo de depósitos eólicos pueden formarse bajo ciertas condiciones, que incluyen: una superficie freática somera, cantidades significativas de arena gruesa, inundaciones periódicas, cementación superficial o bien la presencia de una cubierta vegetal. En el caso del valle de Guandacol la vegetación presente en las áreas de intercanal favorece la existencia de zonas de desaceleración del viento, lo que sumado a la alta disponibilidad de arena, da lugar a la depositación localizada del sedimento, a sotavento de los arbustos, formando inicialmente parches de arena con óndulas eólicas y sombras de arena (Hesp, 1981). A partir de éstas, crecen formas de lecho mayores como *zibars*, *gozes*, y hasta formas móviles como protodunas y dunas. Sin embargo, las inundaciones periódicas y la presencia de abundantes cantidades de sedimentos gruesos, desde arena gruesa hasta sábulo, inhiben el desarrollo de dunas de gran porte.

En este subambiente la actividad del viento es el componente principal y la acción fluvial se manifiesta muy ocasionalmente, durante crecidas excepcionales. Durante las avenidas aluviales se produce la erosión parcial del campo eólico y la depositación de sedimentos fluviales, principalmente finos que recuerdan a las *overbank-interdunes* de Langford (1989). Resulta de importancia la decantación de material limoarcilloso, que determina extensas cubiertas pelíticas, donde, debido a la exposición subaérea, se forman grietas de desecación. Estas cubiertas pelíticas permiten la conservación de parte de los sedimentos eólicos infrayacentes, preservándolos de la erosión.

6.3.2. Caracterísicas texturales del ambiente de interacción eólica-fluvial

Con el fin de comparar las caracterísiticas texturales de las arenas eólicas con las pertenecientes a arenas fluviales fueron muestreados los sedimentos arenosos de canal. Con los valores obtenidos (Tabla 6.11) se realizaron varios diagramas binarios, entre ellos el propuesto por Friedman (1979) que relaciona el percentil del 1 % y la media (Fig. 6.26). En este último diagrama se han separado las arenas pertenecientes a las óndulas de impacto-reptaje y aquellas que corresponden al resto de las geoformas eólicas (óndulas de impacto-proyección, sombras de arena, *zibars*, *gozes*, protodunas y dunas). De esta forma, puede verse como, al igual que lo ocurre en el caso del campo de dunas de Lomas de la Estancia (véase Fig. 6.4), el diagrama permite separar muy bien las arenas eólicas de las fluviales.

Sin embargo, algunas de las muestras correspondientes óndulas de impacto-reptaje se ubican en el campo de las arenas fluviales. Esto se debe a un mayor tamaño de grano de las arenas que integran las óndulas, expresado tanto por la media como por el percentil del 1 %, cuando se las compara con el resto de las geoformas eólicas. Tal característica se debe a que las óndulas de impacto-reptaje aquí estudiadas, resultan de un corto retrabajo de las arenas fluviales y aún no se ha producido una segregación granulométrica que permita diferenciar ambos tipos de depósitos. De lo dicho se desprende que la existencia de formas de lecho eólicas, relativamente inmaduras desde el punto de vista textural, debe ser tenida en cuenta si se desea aplicar este tipo de diagramas a secuencias antiguas.

Otros diagramas que permiten comparar las arenas de los canales fluviales y las de las geoformas eólicas son aquellos que relacionan la selección con la asime-

Muestra	X	S	σ	moda	ø < 53 µ	ø 1%	Md	K_G	SK_1
G17	1,98	-0,94	1,43	2,75 (0,375)	4,10	-0,92	2,17	0,79	-0,26
G18	2,10	-1,21	1,34	2.125 (-0.625)	4,03	-0,44	2,19	1,11	-0,24
G19	1,68	0,25	1,14	1,38	1,70	-0,86	1,61	1,09	0,06
G20	2,23	-1,80	1,34	2.875 (-0.625)	2,90	-0,86	2,50	1,19	-0,39
G21	2,32	-0,94	1,15	2,88	2,89	-0,82	2,40	1,13	-0,19
G22	2,47	-2,23	1,35	2.875 (-0.625)	5,19	-0,89	2,69	1,25	-0,38
G23	1,23	0,70	1,33	0,63	1,55	-0,97	1,17	1,11	0,03
promedio	**2,00**	**-0,88**	**1,30**	**2.45 (-0.175)**	**3,19**	**-0,82**	**2,10**	**1,10**	**-0,20**

Tabla nº 6.11. Parámetros texturales estadísticos de las arenas de los canales fluviales del valle de Guandacol. Referencias, ver tabla 5.1.

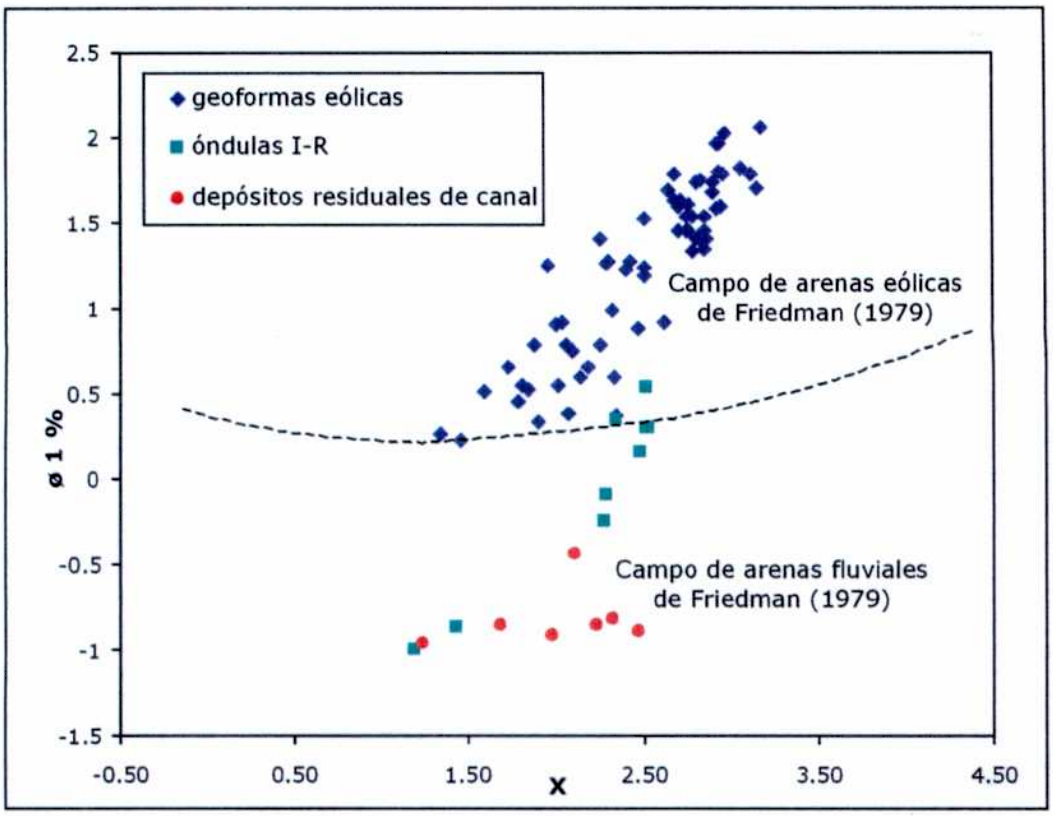


Figura nº 6.26. Representación del percentil del 1 % (ø 1 %) en función de los valores de media (X) para arenas fluviales, de óndulas de impacto-reptaje (I-R) y del resto de las geoformas eólicas (óndulas I-P, sombras de arena, *zibars*, *gozes*, protodunas y dunas). Obsérvese como este diagrama, propuesto por Friedman (1979), permite discriminar entre arenas eólicas y fluviales.

tría (Fig. 6.27A) y con el percentil del 1 % (Fig. 6.27B). Al igual que lo realizado en la figura 6.26, las muestras correspondientes a óndulas de impacto-reptaje fueron graficadas separadamente debido a sus significativas diferencias texturales. En la figura 6.27A puede verse entonces como, las arenas fluviales se separan de las arenas de las geoformas eólicas por presentar distribuciones granulométricas con asimetría negativa o simétricas y peor selección. En contraposición, las arenas de las geoformas eólicas tienen distribuciones con asimetría positiva o simétrica y mejor selección. Esta relación concuerda con las características típicas de los depósitos fluviales y los originados por el viento. Sin embargo, los sedimentos de las óndulas de impacto-repaje presentan características más similares a las arenas fluviales que a las eólicas. Tienen peor selección que el resto de las geoformas eólicas y presentan asimetría negativa, debido a que, como se señalo previamente (véase sección 5.1.5), poseen distribuciones granulométricas bimodales y la moda

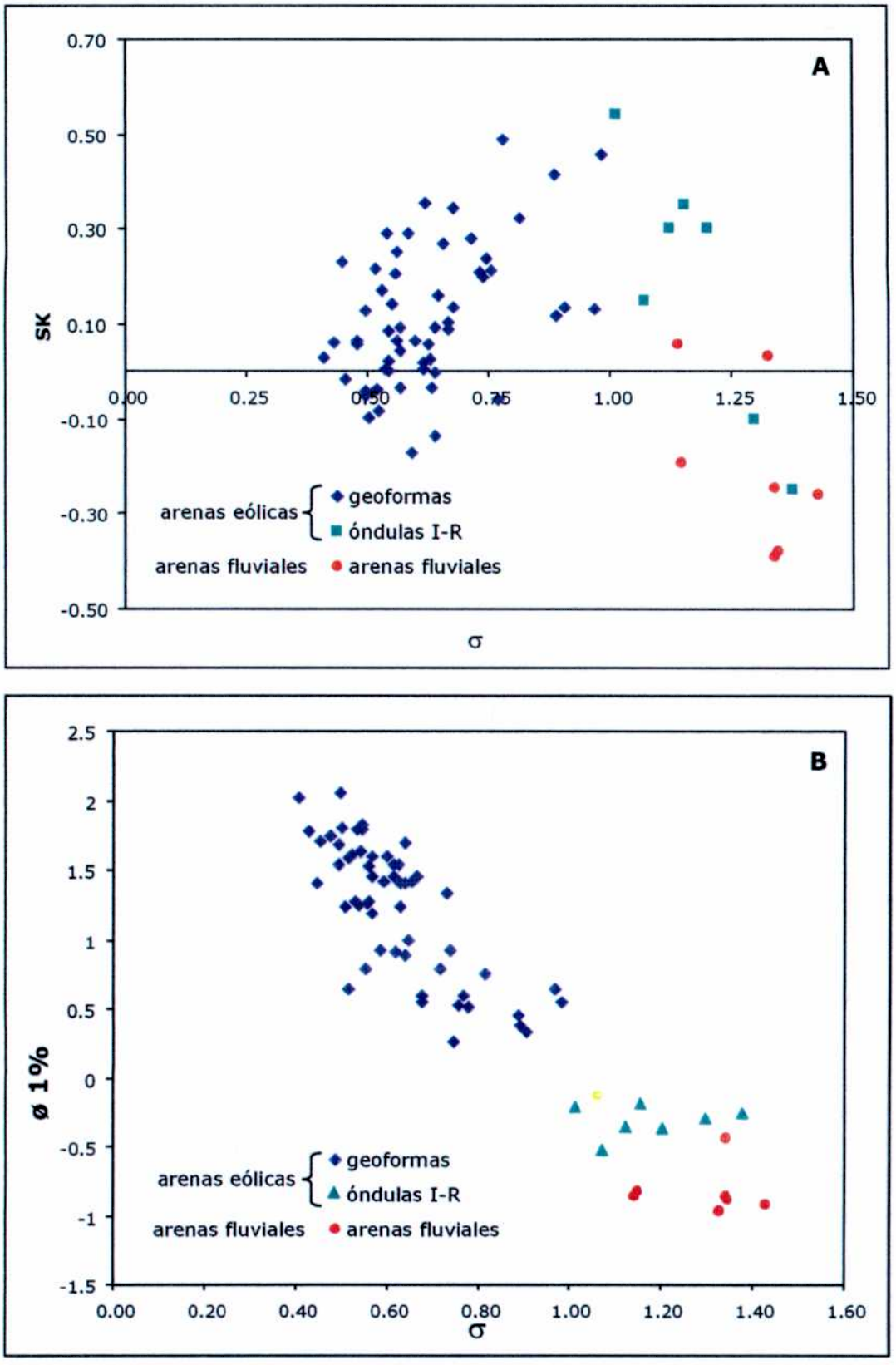


Figura nº 6.27. Gráficos de la asimetría (A) y del percentil del 1 % (ø 1 %, B) en función de la selección de arenas fluviales y eólicas. Éstas últimas se han separado en dos grupos, uno con las muestras correspondiente a las óndulas de impacto-reptaje (I-R) y el otro con las del resto de las geoformas eólicas (óndulas I-P, sombras de arena, *zibars*, *gozes*, protodunas y dunas).

más fina predomina sobre la moda más gruesa.

Por otro lado, el gráfico de la figura 6.27B permite ver la relación existente entre los valores del percentil del 1 % y los de selección para las arenas eólicas y fluviales. Puede verse como existe una tendencia a mejorar la selección y a disminuir el tamaño máximo de grano que puede transportar el fluido, desde las arenas fluviales y hacia las eólicas. Típicamente entonces, las arenas fluviales resultan en promedio peor seleccionadas y poseen los mayores tamaños del percentil del 1 %. Luego ocurren las muestras correspondientes a las óndulas de impacto-reptaje que son algo mejor seleccionadas y con un menor tamaño del percentil del 1 %. Por último, se ubican las muestras del resto de las geoformas eólicas analizadas, que exhiben la mejor selección y los menores tamaños del percentil del 1 %.

6.3.3. Composición de las arenas eólicas del valle de Guandacol

Las arenas del campo de interacción del valle de Guandacol presentan algunas características composicionales que le son propias. En primer lugar, y aunque la participación de cuarzo y feldespato es dominante, hay un notable aporte de líticos metamórficos de mediano y alto grado (Figs. 6.28 y 6.29) que con toda probabilidad derivan de la vecina Sierra de Maz (Formación El Espinal). Se trata en su mayor parte de esquistos micáceos, cuarzo feldespáticos y algunas anfibolitas. Correlativamente, y aunque siempre en proporción subordinada, se observan también aquí los más altos porcentajes de minerales micáceos sumados a anfíboles, indicando un estado composicional inmaduro para estas arenas.

Otro rasgo destacable de las arenas del valle de Guandacol es la presencia de significativas proporciones de líticos de sedimentitas, las que pueden haber derivado de los afloramientos de las secuencia neopaleozoicas y triásicas que rodean al valle. Finalmente, aparecen clastos de volcanitas (Fig. 6.28) de composición ácida y mesosilícica junto a limitadas proporciones de cuarzo policristalino.

Teniendo en cuenta su composición, las arenas eólicas de este campo de interacción resultan relativamente inmaduras y muestran un área de proveniencia mixta en la que participan tanto elementos de basamento (cuarzo, feldespato potásico y metamorfitas) como de la Precordillera (volcanitas y chert).

Figura nº 6.28. Composición de las arenas eólicas del valle del río Guandacol. En el centro, de color amarillo, clasto de esquisto cuarzo/micáceo, probablemente derivado del basamento metamórfico de la Fm El Espinal. En la parte inferior izquierda, fragmentos de volcanita ácida. Nicoles cruzados X 100.

Figura nº 6.29. Composición de las arenas eólicas del valle del río Guandacol. Clasto de metamorfita de mediano grado (esquisto cuarzo micáceo) en el centro de la foto y, hacia la derecha, líticos metamórficos de bajo grado. Nicoles cruzados X 100.

6.3.4. Características litológicas de los depósitos de interacción eólica-fluvial

Algunos perfiles desarrollados sobre las márgenes de los canales fluviales del río Guandacol permiten describir más acabadamente las características litológicas del ambiente de interacción eólica-fluvial. La figura 6.30 ilustra como, sobre los conglomerados y areniscas guijarrosas que conforman depósitos de barras de canales fluviales (A en la Fig. 6.30), se disponen en contacto neto areniscas finas a muy finas muy bien seleccionadas y libre de guijarros (B en la Fig. 6.30), las que presentan un indudable origen eólico. Esta situación se repite a lo largo de gran parte de los canales fluviales y es siempre claro el contraste entre areniscas finas y muy finas, muy bien seleccionadas, con areniscas guijarrosas y conglomerados fluviales (Fig. 6.31).

Observadas en detalle pueden ser distinguidas dos tipos de intercalaciones eólicas. Por un lado, las que muestran laminación horizontal o entrecruzada de pequeña escala, donde es frecuente la laminación inversa de intralámina. Así, la secuencia de la figura 6.32 puede ser interpretada como el depósito formado a partir de una pequeña sombra de arena desarrollada en el área de intercanal, la que crecía de izquierda a derecha, principalmente por caída de granos y migración de óndulas.

Un segundo tipo de acumulación corresponden a los depósitos de *zibar*s, protodunas, y eventualmente dunas, que se observan en las áreas de intercanal y en las que es frecuente el desarrollo de laminación entrecruzada de muy bajo ángulo y escala media hasta grande (Fig. 6.33). Delgados niveles de deformación sinsedimentaria se encuentran comúnmente asociados a este tipo de acumulaciones, los que muy probablemente resulten de la súbita pérdida de fluido en areniscas sumamente porosas y permeables (Fig. 6.34).

Un factor crítico en la preservación del término eólico de los depósitos de interacción es la existencia de delgadas capas pelíticas, las que a menudo muestran abundantes grietas de desecación (Fig. 6.35). Estos niveles se forman durante la fase declinante de crecientes fluviales que invaden el área de intercanal. Sin dudas, durante estas crecientes una parte de los depósitos eólicos son eliminados,

Figura nº 6.30. Detalle de una secuencia de interacción eólica-fluvial del valle de Guandacol. A indica los depósitos conglomerádicos de barras fluviales y B, areniscas laminadas, muy bien seleccionadas, de origen eólico. Nótese el contacto abrupto entre ambos términos.

Figura 6.31. Detalle de niveles eólicos intercalados entre depósitos de barras de canal en el sistema de interacción eólica-fluvial.

Figura 6.32. Detalle de laminación entrecruzada con gradación inversa de intralámina, determinadas por el crecimiento de pequeñas mesoformas eólicas sobre depósitos de barras de canal.

Figura 6.33. Corte natural de un depósito de *zibar*, obsérvese el desarrollo de una laminación ligeramente inclinada en sentido opuesto a la pendiente de los canales (ésta última hacia la derecha).

Figura 6.34. Areniscas finas y muy finas con laminación entrecruzada de bajo ángulo originadas por el crecimento de mesoformas eólicas, obsérvese los niveles con evidencias de deformación sinsedimentaria.

Figura 6.35. Depósitos pelíticos con abundantes grietas de desecación correpondientes a la fase declinante de desbordes fluviales en el área de intercanal. Estos niveles protegen a las acumulaciones eólicas infrayacentes de posterior erosión.

pero una porción de los mismos queda preservada y cubierta por los sedimentos limo-arcillosos que forman niveles endurecidos que protejen a las arenas eólicas de subsecuentes avenidas fluviales (Figs. 6.30 y 6.32).

6.4. Ambiente de manto eólico del Campo de Talampaya

Junto con el ambiente de interacción eólica-fluvial, con el que se encuentra estrechamente asociado, los mantos eólicos son formas conspícuas del sistema eólico intermontano y de hecho conforman cuantitativamente una parte sustancial de dicho sistema. Bagnold (1954) utilizó la denominación de manto eólico (*sand sheet*) para referirse a aquellas áreas desérticas que no poseen formas de lecho mayores y se refirió a él como «una acumulación fina de arenas gruesas y gravas finas, granos demasiado gruesos para ser transportados por saltación, caracterizada por una superficie plana donde sólo se distinguen pequeñas óndulas eólicas». Este ambiente fue designado también como *back erg* por Porter (1986) y los sedimentos que lo conforman «depósitos de acresión» (Brookfield, 1980) o «depósitos de bajo ángulo» (Fryberger *et al.*, 1979). El ambiente de manto eólico se caracteriza por su bajo relieve morfológico, el predominio de mesoformas estacionarias, en algunos casos la presencia de macroformas eólicas relícticas y el desarrollo de discontinua vegetación. Además, desde el punto de vista textural es conspícua la bimodalidad de las arenas que lo componen.

En esta Tesis se han estudiado en detalle los depósitos de manto eólico que conforman buena parte del Campo de Talampaya, ubicado al sur de la localidad de Pagancillo, centro de la provincia de La Rioja (Fig. 2.1 y 6.36). Desde el punto de vista geográfico el área muestra dos unidades orográficas principales, la sierra de Sañogasta al este y la de Valle Fértil-Sierra Morada al oeste, entre las que se dispone un dilatado valle intermontano. Esta zona se haya surcada por varios cursos fluviales efímero, siendo el principal el río del Alto, que divide al valle en una zona oriental, con sedimentación eólica predominante, de otra occidental, donde los depósitos son básicamente aluviales.

Un esquema de los diferentes tipos de depósitos actuales y subactuales observados en el campo de Talampaya es mostrado en la figura 6.37. Como allí puede

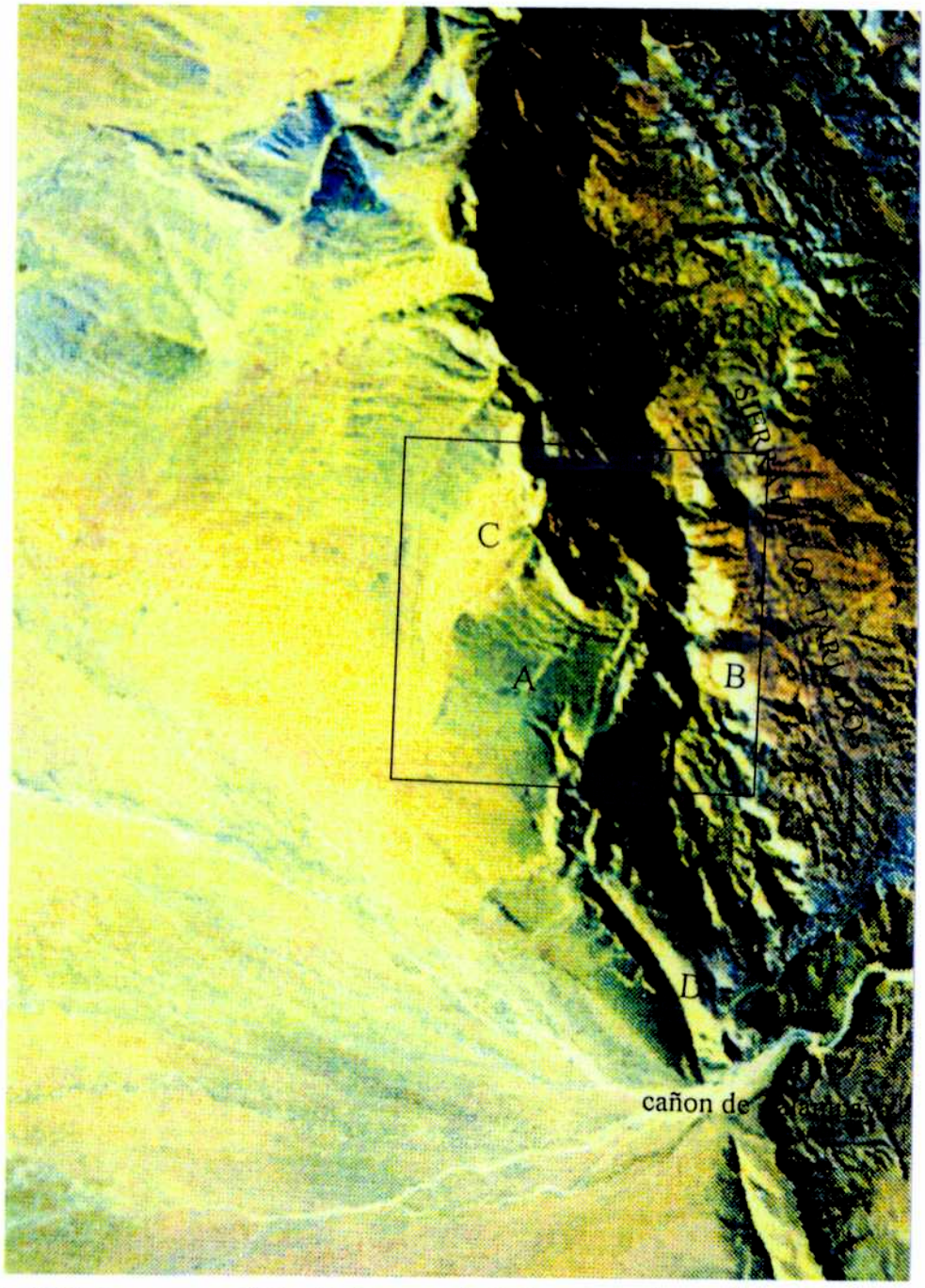


Figura nº 6.36. Imagen satélite de Campo de Talampaya donde fueron estudiados los ambientes de manto eólico y margen de valle. A y C indican dunas ascendentes y B abanicos de arena en la ladera opuesta. El recuadro marca la zona abarcada por la fotografía aérea que se muestra en la figura 6.47.

verse, la mayor parte del valle se halla cubierta por acumulaciones eólicas y fluviales, estas últimas correspondientes a cursos de ríos efímeros y a bajadas aluviales.

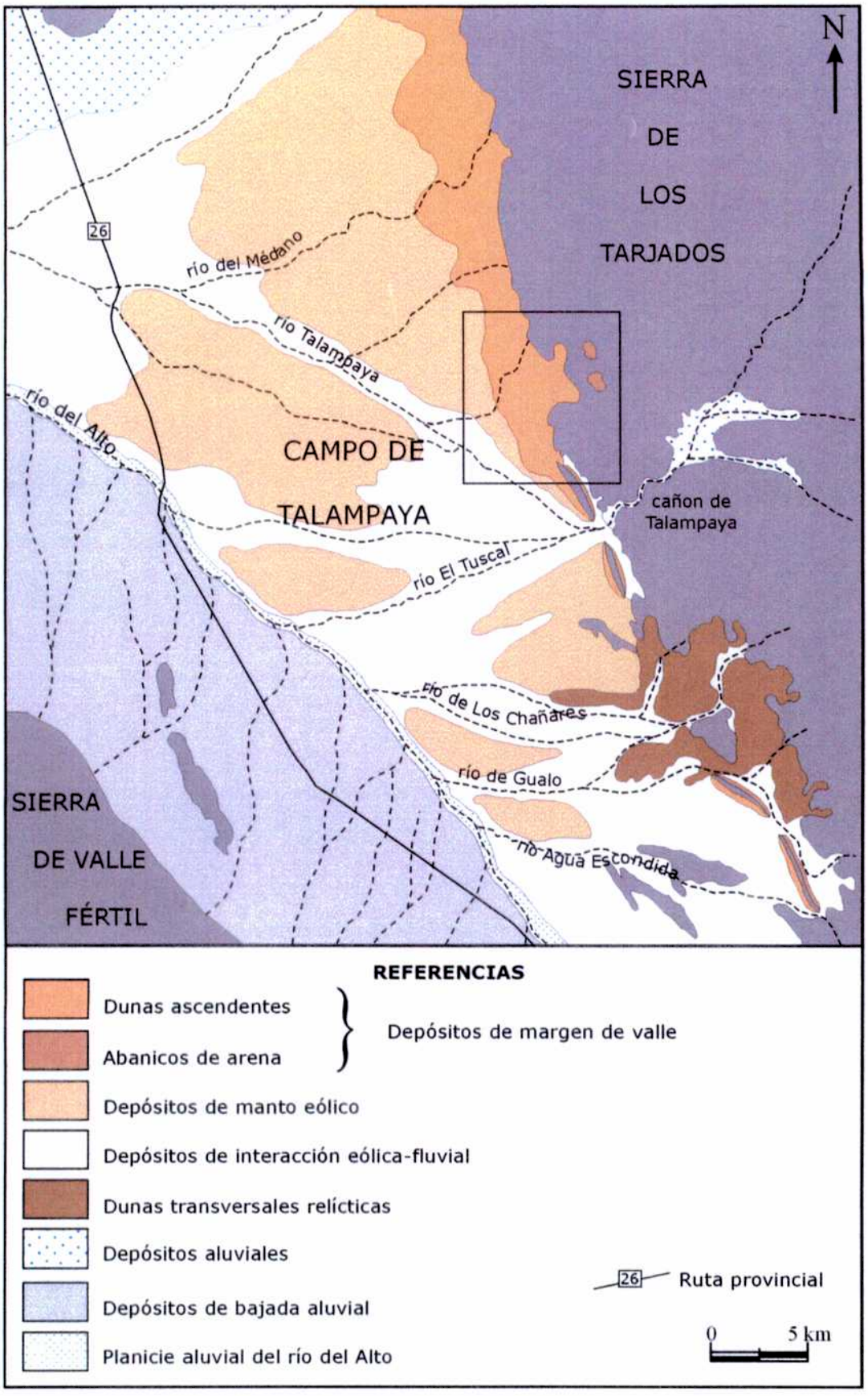


Figura nº 6.37. Distribución de los depósitos cuaternarios del Campo de Talampaya, provincia de La Rioja. La zona recuadrada indica la ubicación de las figuras 6.36 y 6.47 (de Tripaldi y Limarino, 2000).

Dentro de los depósitos eólicos fueron distinguidos cuatro ambientes principales: 1) manto eólico, 2) de margen de valle (véase sección 6.5), 3) de interacción eólica-fluvial (véase sección 6.3) y 4) campos de dunas relícticas.

Los depósitos de manto eólico se encuentran representados en el área por un extenso manto arenoso, parcialmente vegetado y con una topografía irregular de escaso relieve (Fig. 6.38). La mayor parte de la superficie se halla tapizada por óndulas eólicas, de impacto-proyección e impacto-reptaje. Las muestras analizadas correspondientes al primer tipo de óndulas están caracterizadas por arena mediana (X=1,85 ø), unimodales, moderadamente seleccionadas (s=0,8 ø), asimetría positiva a muy positiva (SK_1=0,33) y leptocúrticas (K_G=1,3; Tabla 6.12). Por el contrario, la distribución granulométrica de arenas obtenidas en óndulas de impacto-reptaje muestra distribuciones bimodales, con mala selección (s=1,07 ø) y poseen curvas platicúrticas (K_G=0,82) y de asimetría positiva (SK_1=0,13). Sin embargo, en algunos casos, la superficie del manto eólico no muestra óndulas resultando relativamente plana.

Figura nº 6.38. Aspecto del ambiente de manto eólico del Campo de Talamaya.

Muestra	X	S	σ	moda	%< 53 µ	ø 1%	Md	K_G	SK_1
T12 (I-P)	1,78	0,51	0,84	1,375	1,09	0,45	1,63	1,26	0,23
T19 (I-P)	1,92	0,51	0,75	1,63	1,23	0,60	1,73	1,33	0,43
promedio	1,85	0,51	0,80	1,50	1,16	0,53	1,68	1,30	0,33
T18 (I-R)	2,08	0,38	1,07	1,375(0,625)	2,76	0,35	1,98	0,82	0,13
T15 e	2,64	0,16	0,58	2,375	1,42	1,75	2,06	1,05	0,91
T17 e	2,25	0,21	0,75	1,875	1,18	0,78	2,15	0,94	0,20
promedio	2,45	0,19	0,67	2,13	1,30	1,27	2,11	1,00	0,56

Tabla nº 6.12. Parámetros texturales estadísticos de las arenas del manto eólico del Campo de Talampaya. Referencias: I-R, óndulas de impacto-repaje; I-P, óndulas de impacto-proyección; e, dunas relícticas; para el resto ver tabla 5.1.

En forma aislada aparecen mesoformas eólicas estacionarias, tales como sombras de arena, *zibars* y *gozes*, que muestran características morfológicas y texturales similares a las de las descriptas en el área del valle del río Guandacol. Sólo debe destacarse, que en el área aquí analizada la deflación de antiguas dunas ha originado formas similares a *zibars* pero que en realidad resultan formas de erosión antes que de sedimentación. A éste tipo pertenecen las acumulaciones de arena eólica con forma de domo (Fig. 6.39), las que pueden alcanzar hasta 5 metros de altura y unos 25 metros de diametro. Si bien sobre estas formas ha tenido lugar el crecimiento de vegetación las mismas no parecen haberse generado al reparo de ésta como lo hace las geoformas estacionarias. Por otro lado, cortes naturales de estas acumulaciones muestran un desarrollo de laminación y estratificación entrecruzada (Fig. 6.40), estructuras que no se corresponden con las generadas por *zibars* y *gozes*. Las muestras analizadas (Tabla 6.12) muestran valores de medias correspondientes a arena fina (X=2,45 ø), mal a moderadamente seleccionadas, con relativamente altos porcentajes de material inferior a 53 µ (hasta 1,42 %) y asimetría muy positiva (SK_1=0,56).

Por otro lado, la existencia de dunas relícticas puede ser advertida en la zona norte del área estudiada, donde imágenes satélites y fotografías aéreas muestran un patrón de dunas transversales (Fig. 6.36), las que en la actualidad se encuentran parcialmente degradadas y cubiertas por los depósitos de manto eólico hasta aquí descriptos. Estos mismos depósitos aparecen hacia el sur del área en cuestión, en la zona comprendida por los ríos Gualo y De Los Chañares (Fig. 6.37).

Las dunas relícticas y parcialmente deflacionadas, asociadas al manto eólico,

Figura nº 6.39. Acumulaciones eólicas en forma de «domo» producto de la deflación de antiguas dunas del Campo de Talampaya.

Figura nº 6.40. Detalle de la laminación y estratificación entrecruzada en acumulaciones eólicas en forma de domo del Campo de Talampaya.

probablemente correspondan a un período previo de actividad eólica, vinculado a un máximo de aridización. Por lo tanto, y teniendo en cuenta su cercanía y similar orientación, estas dunas podrían ser correlacionadas con las acumulaciones que se ubican poco más al sur, en el área de Lomas de La Estancia (véase sección 6.1).

6.4.1. Composición de las arenas eólicas del manto eólico del Campo de Talampaya

Las arenas eólicas que conforman el manto eólico del Campo de Talampaya muestra una composición variada que incluye importante participación de fragmentos monominerales, líticos de distinta naturaleza y escasos minerales pesados.

Los fragmentos monominerales comprenden al cuarzo y los feldespatos. El cuarzo se presenta tanto en la variedad mono como policristalina, esta última, sin embargo, no corresponde a verdaderos fragmentos de chert sino a cuarzo cataclástico (Fig. 6.41). Por otro lado, dentro de los feldespatos predomina el feldespato potásico (microclino y ortosa frecuentemente pertíticos) sobre la plagioclasa.

Los clastos líticos incluyen dos grupos principales: 1) de sedimentitas y 2) de volcanitas. En porporción mucho más baja (menos de 5%) aparecen también fragmentos de metamorfitas de mediano y alto grado. Los clastos de sedimentitas muestran composición pelítica (con gran frecuencia de color rojo, Figs. 6.41 y 6.42) y areniscas que, en ocasiones, muestran coberturas ferruginosas. Las volcanitas son de composición variada y aunque predominan las de naturaleza ácida y mesosilícica aparecen también clastos de basaltos y fragmentos de tobas e ignimbritas.

La importante participación de cuarzo y feldespato potásico (incluyendo microclino) marca claramente el aporte del basamento granítico de Sierras Pampeanas y, en este caso, debe recordarse la proximidad de la Sierra de Sañogasta. Por otro lado, las metamorfitas y rocas volcánicas ácidas, mesosilícicas y fragmentos de tobas e ignimbritas podrían indicar procedencia desde el oeste (Sierras de Valle Fertil y Precordillera). Finalmente, la proveniencia de los clastos de basalto puede ser local como ya ha sido mostrado en el caso de Lomas de La Estancia.

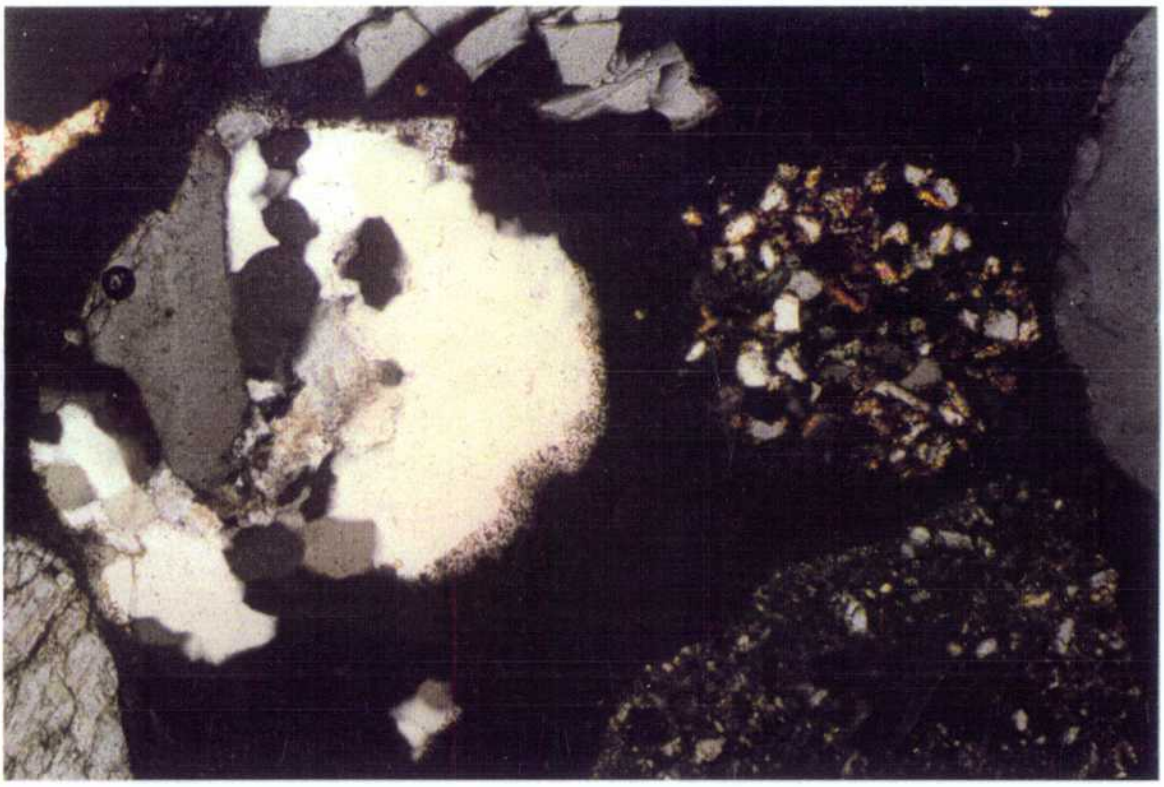


Figura nº 6.41. Composición de las arenas eólicas del campo de Talampaya. Clasto de cuarzo policristalino de origen cataclástico, a la derecha fragmento de pelita. Nicoles cruzados X 100.

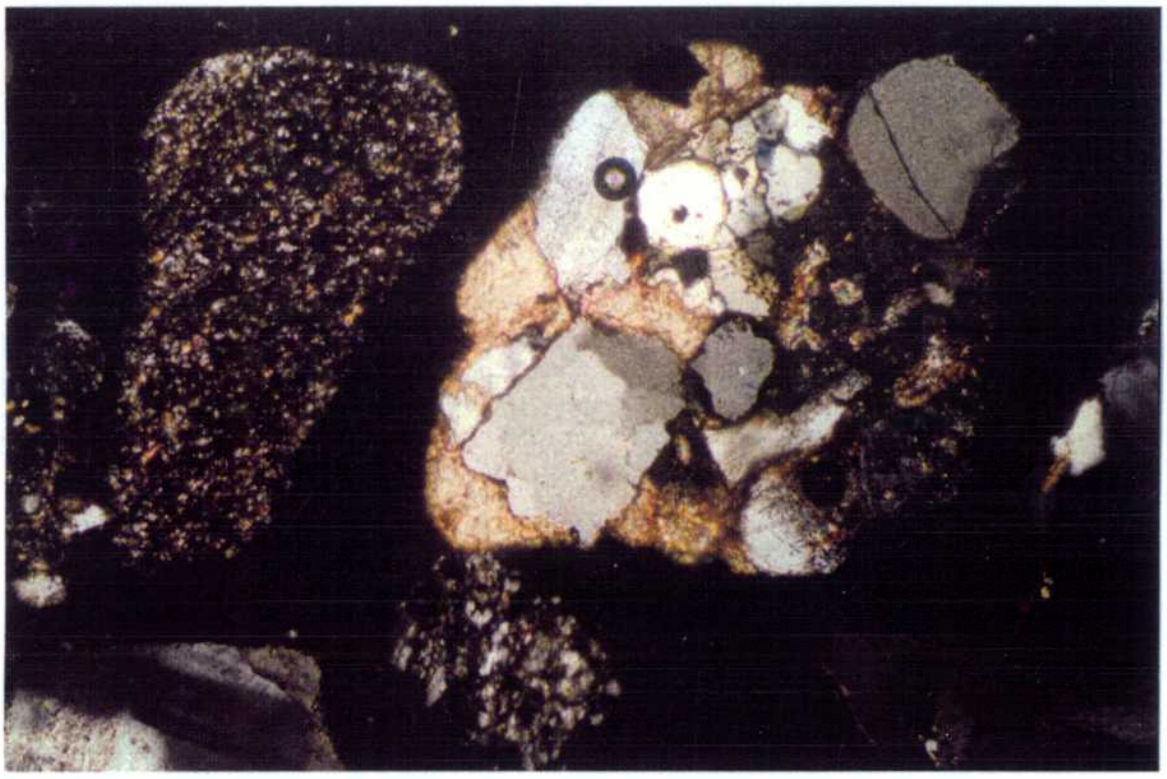


Figura nº 6.42. Composición de las arenas eólicas del campo de Talampaya. Fragmentos líticos sedimentarios de arenisca con cemento carbonático (parte central de la foto) y de pelita (a la izquierda). Nicoles cruzados X 100.

6.5. Ambiente de margen de valle del Campo de Talampaya

Un ejemplo de este tipo de ambiente se desarrolla también en el denominado Campo de Talampaya, provincia de La Rioja (Fig. 2.1). Como puede verse en las figuras 6.36 y 6.37 asociadas a la vertiente occidental de la Sierra de los Tarjados aparecen acumulaciones eólicas, en forma de dunas ascendentes. Se utiliza aquí la denominación de ambiente de margen de valle para incluir a estos depósitos formados como resultado de la perturbación que sufren los vientos regionales al interactuar con los frentes montañosos, que limitan los valles. Este tipo de acumulaciones eólicas ha sido previamente descripta en diferentes áreas desérticas de Perú (Haney y Grolier, 1991), Israel (Tsoar, 1983), Estados Unidos (Smith, 1954; Whitney *et al.*, 1985; Lancaster y Tchakerian, 1996) y, en nuestro país, en la provincia de Catamarca (Muruaga *et al.*, 1999). El ambiente de margen de valle llama la atención por su espectacularidad, y, aunque resultan cuantitativamente de menor importancia que los anteriormente descriptos, el reconocimiento de estos depósitos en secuencias antiguas (Jones y Blakey, 1993) podría revestir importancia paleogeográfica.

En el ambiente de margen de valle aquí estudiado han podido reconocerse dos tipos de acumulaciones principales: dunas ascendentes y abanicos de arena. La denominación de dunas ascendentes (véase Figs. 5.39 y 6.43) incluye a las *climbing dunes* de Smith (1954), *echo dunes* de Clos-Arceduc (1969), y parcialmente a las *sand ramp* de Lancaster y Tchakerian (1996). Se utiliza entonces en un sentido general para todas aquellas macroformas eólicas que ascienden niveles topográficos más altos del valle. Por su parte, los abanicos de arena (equivalentes a las *falling dunes* de Tsoar, 1983) son acumulaciones que se forman a sotavento del frente montañoso, de forma similar, aunque obviamente en una escala mucho mayor, a como lo hacen las sombras de arena a sotavento de la vegetación (Hesp, 1981). En este caso, y a diferencia de las dunas ascendentes, estas acumulaciones se hallan desconectadas del piso del valle. Dentro de este grupo se incluye verdaderos cuerpos con forma de abanicos (Fig. 5.40) y otras acumulaciones de carácter cordoniforme, controladas por la presencia de altos topográficos elongados (Fig. 6.37).

Figura nº 6.43. Dunas ascendentes en la vertiente occidental de la Sierra de los Tarjados.

6.5.1. Dinámica eólica del ambiente de margen de valle

La observación detallada de la morfología de las dunas ascendentes ha permitido identificar dos tipos de situaciones diferentes. Por un lado, aquellos casos en los que las dunas ascendentes se hallan asociadas a depósitos de rampa y, por el otro, cuando estos últimos faltan, produciéndose entonces el desarrollo de canales de deflación entre el frente de montaña y la duna (Fig. 6.44). El término rampa, propuesto por Lancaster y Tchakerian (1996), incluye a depósitos situados al pie de los frentes montañosos y formados por una asociación de sedimentos aluviales de grano grueso (taludes) y arenas eólicas (Fig. 6.45). Estas rampas actúan como plataformas permitiendo el ascenso de las dunas sobre el frente de montaña, obsérvese que la existencia de las mismas disminuye la pendiente (a en la fig. 6.44b). Este punto resulta crítico para la dinámica de las dunas ascendentes pues, como ya fue señalado por Tsoar (1983), cuando las pendientes son suaves las acumulaciones de arena conforman dunas de apariencia mantiforme, que pueden ascender el frente de montaña (c.f. "climbing dunes" de Smith, 1954).

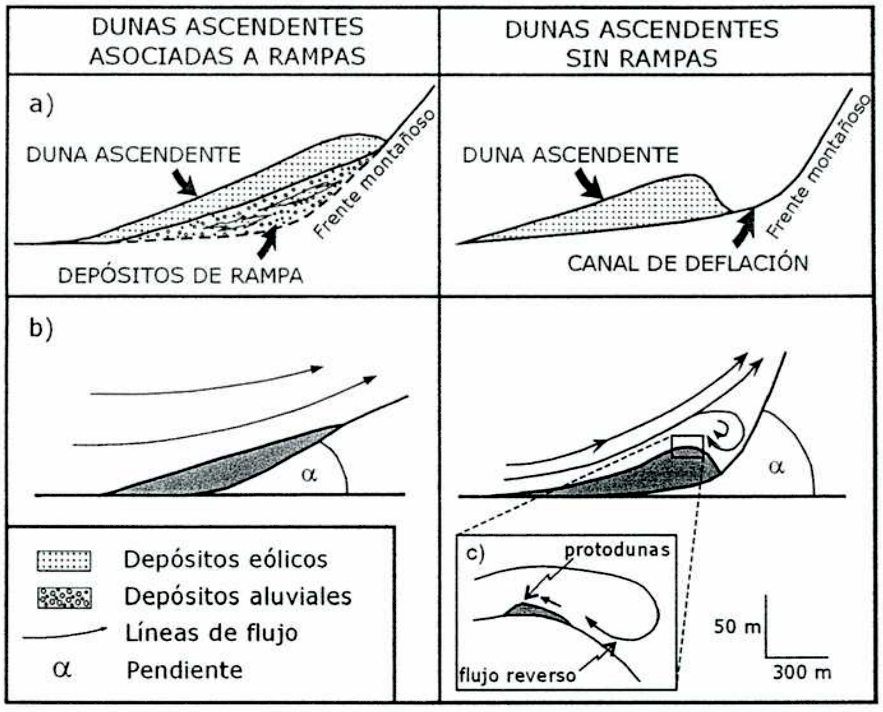


Figura nº 6.44. Esquema de la dinámica eólica de dunas ascendentes con o sin depósitos de rampas asociados (de Tripaldi y Limarino, 2000).

Por el contrario, cuando las rampas están ausentes, el obstáculo (frente de montaña) resulta más empinado y ejerce una resistencia mayor al flujo. Esto determina la separación del viento en un flujo ascendente, que sobrepasa el acantilado, y otro de tipo reverso (obsérvese las líneas de flujo de la Fig. 6.44b). De acuerdo a Tsoar (1983) ángulos mayores a 55º provocan el desarrollo de un importante flujo reverso que inhibiría el ascenso de las dunas. Como resultado de lo dicho las dunas ascendentes que no se encuentran asociadas a depósitos de rampa permanecen estacionarias, a cierta distancia del afloramiento rocoso y separadas del mismo por canales de deflación. Esta distancia depende del ángulo que forma el frente montañoso con la horizontal, siendo mayor para ángulos mayores (Tsoar, 1983). De esta forma, las dunas ascendentes no asociadas a rampas poseen una pendiente más o menos abrupta, que inclina hacia el acantilado y que se asemeja a la cara de sotavento de las dunas del tipo transversales (Fig. 6.44b).

Justamente debido a la presencia de un flujo reverso existe un transporte de sedimentos desde el canal de deflación hacia la zona más alta de la duna, el que queda evidenciado por el desarrollo de protodunas, con caras de sotavento opuestas al frente de montaña (obsérvese el esquema c de la Fig. 6.44 y Fig. 6.46).

Figura nº 6.45. Depósitos de rampa formados por la alternancia de acumulaciones eólicas y aluviales, sobre la ladera occidental de la Sierra de los Tarjados.

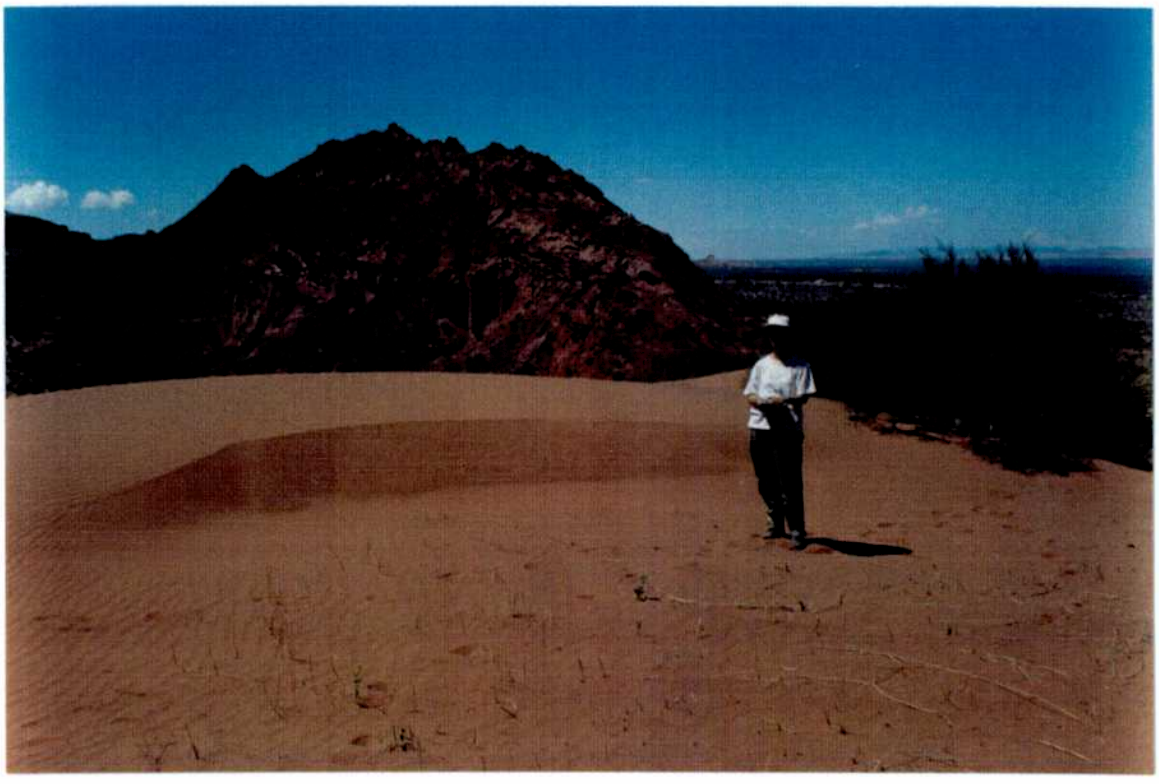


Figura nº 6.46. Protodunas de crestas barjanoides formadas en el borde de dunas ascendentes debido al desarrollo de flujos reversos (véase esquema de la figura 6.44).

Según Tsoar (1983), la mayor altura que pueden lograr las dunas ascendentes asociadas a canales de deflación es aproximadamente un 30 o 40 % de la altura total del acantilado, momento en el que alcanzan un estado de equilibrio donde el flujo de aire a barlovento se equipara con el flujo reverso a sotavento.

Una fotografía aérea de la zona estudiada (Fig. 6.47) permite observar la *distribución* de los tipos de acumulación arriba descriptos contra el frente montañoso de la Sierra de los Tarjados. Como allí puede verse las dunas ascendentes asociadas a depósitos de rampas (A en la Fig. 6.47) trepan la Sierra de los Tarjados y depositan sendos abanicos de arena (C en la misma figura) sobre la ladera opuesta. Por su parte, en el caso de que no existan estos facies coluviales las dunas ascendentes se separan del frente de montaña por canales de deflación (B en la Fig. 6.47).

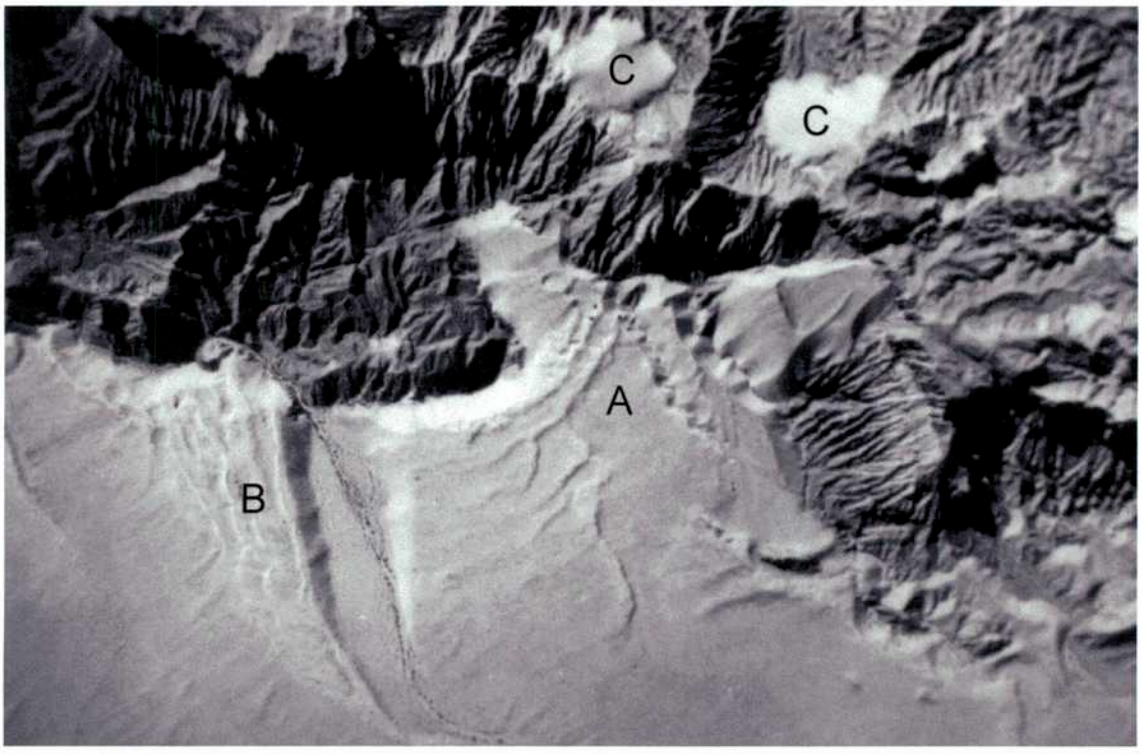


Figura nº 3.47. Fotografía aérea mostrando en detalle la zona recuadrada de la imagen satélite de la figura 6.36. Dunas ascendentes asociada a depósitos de rampa (A), abanicos de arena (C) y una de las dunas ascendentes (B), donde puede verse claramente el canal de deflación ocupado por un pequeño curso fluvial efímero. Nótese el carácter complejo de las dunas ascendentes, con geoformas menores migrando sobre ella.

Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias Geológicas

ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO DE DEPÓSITOS EÓLICOS DE VALLES INTERMONTANOS, SU APLICACIÓN AL ESTUDIO DE SECUENCIAS TERCIARIAS DEL NOROESTE ARGENTINO

Alfonsina Tripaldi

Tesis Doctoral

Director: Dr. Carlos Oscar Limarino

Tomo II

2001

№ 3428

ÍNDICE

Tomo I

Resumen i
Abstract vii
1. INTRODUCCIÓN 1
2. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO 3
3. INVESTIGACIONES ANTERIORES 6
4. METODOLOGÍA 10
5. GEOFORMAS EÓLICAS 14
5.1. Microformas: óndulas eólicas 15
5.1.1. Introducción 15
5.1.2. Aspectos terminológicos de las óndulas eólicas 17
5.1.3. Análisis de las óndulas eólicas en el valle del río Guandacol 19
5.1.4. Óndulas de impacto-proyección (I-P) 20
5.1.5. Óndulas de impacto-reptaje (I-R) 23
5.1.6. Mecanismos de formación de óndulas eólicas 26
5.2. Mesoformas de acresión fijas 35
5.2.1. Sombras de arena 35
5.2.2. *Zibars* 38
5.2.3. *Gozes* 40
5.3. Meso y macroformas de lecho migratorias 45
5.3.1. Protodunas barjan y de crestas barjanoides 48
5.3.2. Dunas barjan y de crestas barjanoides 49
5.3.3. Dunas de crestas trasversales 54
5.3.5. Dunas ascendentes y abanicos de arena 67
5.4. Megaformas eólicas: *draas* 71
5.5. Formas de deflación: hoyos de voladura y canaletas de deflación 75
6. EL SISTEMA EÓLICO INTERMONTANO 83
6.3. Campo de dunas de Lomas de la Estancia 83
6.1.1. Subambientes del campo de dunas de Lomas de la Estancia 87

6.1.2. Caracterísicas texturales del campo de dunas de Lomas de la Estancia 93
6.1.3. Composición de las arenas eólicas de Lomas de La Estancia 101
6.2. Campo de dunas de Médanos Grandes 101
6.2.1. Unidades geomórficas del campo eólico de Médanos Grandes 105
6.2.2. Características texturales de los depósitos eólicos de Médanos Grandes 113
6.2.3. Composición de las arenas eólicas de Médanos Grandes 116
6.2.4. Evolución del campo eólico de Médanos Grandes 119
6.3. Ambiente de interacción eólico-fluvial: valle del río Guandacol 122
6.3.1. Subambientes del valle del río Guandacol 124
6.3.2. Caracterísicas texturales del ambiente de interacción eólica-fluvial 129
6.3.3. Composición de las arenas eólicas del valle de Guandacol 132
6.3.4. Características litológicas de los depósitos de interacción eólica-fluvial 134
6.4. Ambiente de manto eólico del Campo de Talampaya 138
6.4.1. Composición de las arenas eólicas del manto eólico del Campo de Talampaya 144
6.5. Ambiente de margen de valle del Campo de Talampaya 146
6.5.1. Dinámica eólica del ambiente de margen de valle 147

Tomo II

7. METODOLOGÍA PARA EL ANÁLISIS DE SECUENCIAS EÓLICAS ANTIGUAS: LITOFACIES, SUPERFICIES LIMITANTES Y ELEMENTOS ARQUITECTURALES 151
7.1. Introducción 151
7.2. Código de litofacies 152
7.3. Superficies limitantes 166
7.4. Elementos arquitecturales 174
7.5. Elementos arquitecturales y el ambiente de interacción eólica-fluvial .. 180
8. ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO DE SECUENCIAS EÓLICAS ANTIGUAS: FORMACIÓN VALLECITO 187

8.1. Introducción 187
8.2. Antecedentes 187
8.3. Litología y relaciones estratigráficas 188
8.4. Edad 189
8.5. Análisis Sedimentológico 190
8.5.1. Perfil de la quebrada de La Flecha 190
8.5.2. Perfil de las nacientes del Río Guandacol 195
8.5.3. Perfil de la Ciénaga del Vallecito 197
8.6. Asociaciones de facies de la Formación Vallecito 200
8.6.1. Asociación de facies I 200
8.6.2. Asociación de facies II 210
8.6.3. Asociación de facies III 218
8.6.4. Asociación de facies IV 226
8.6.5. Asociación de facies V 231
8.6.6. Asociación de facies VI 238
8.7. Paleocorrientes de la Formación Vallecito 243
8.8. Síntesis de la evolución paleoambiental de la Formación Vallecito 243
9. ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO DE SECUENCIAS DE INTERACCIÓN EÓLICA-FLUVIAL: FORMACIÓN VINCHINA 247
9.1. Introducción 247
9.2. Antecedentes 247
9.3. Litología y relaciones estratigráficas 248
9.4. Edad 249
9.5. Análisis Sedimentológico 250
9.6. Depósitos de interacción eólica-fluvial 254
10. CONTROL DE LOS PROCESOS DEPOSITACIONALES SOBRE LA TEXTURA Y FÁBRICA DE LAS ARENISCAS EÓLICAS DE LAS FORMACIONES VALLECITO Y VINCHINA 266
10.1. Análisis de las areniscas de la Formación Vallecito 266
10.1.1. Petrografía 266
10.1.2. Textura y mecanismos depositacionales 272
10.2. Análisis de las areniscas de la Formación Vinchina 288

10.2.1. Petrografía 288
10.2.2. Textura y fábrica de los depósitos de interacción eólica-fluvial ... 294
11. MODELO DEPOSITACIONAL DEL SISTEMA EÓLICO INTERMONTANO 302
11.1. El modelo de mesoescala 302
11.1.1. Campos de dunas dominados por megaformas 303
11.1.2. Campos de dunas dominados por macroformas bidimensionales 307
11.1.3. Campos de dunas dominados por macroformas tridimensionales 309
11.1.4. Mantos eólicos con alta tasa de agradación 311
11.1.5. Mantos eólicos con baja tasa de agradación 314
11.1.6. Ambiente de interacción eólica-fluvial 315
11.1.7. Ambiente de margen de valle 316
11.2. El modelo de megaescala 317
11.2.1. El modelo de megaescala aplicado a los campos de dunas intermontanos 326
11.2.2. El modelo de megaescala aplicado a las eolianitas de las Formaciones Vallecito y Vinchina 329
12. CONCLUSIONES 335
AGRADECIMIENTOS 345
BIBLIOGRAFÍA 347

7. METODOLOGÍA PARA EL ANÁLISIS DE SECUENCIAS EÓLICAS ANTIGUAS: LITOFACIES, SUPERFICIES LIMITANTES Y ELEMENTOS ARQUITECTURALES

7.1. Introducción

La primera parte de este trabajo de Tesis ha estado orientada a la caracterización de las distintas geoformas y de los diferentes ambientes eólicos actuales desarrollados en bolsones intermontanos. A partir de esta sección se encara el estudio de eolianitas pertenecientes a secuencias antiguas. En particular, se ha preferido realizar investigaciones sobre unidades neógenas, con importante participación de sedimentación eólica, que afloran en la misma área en la cual han sido llevados a cabo los estudios sobre sedimentos actuales. Esta elección tiene la ventaja de que las secuencias terciarias analizadas fueron depositadas en cuencas intermontanas, las que probablemente mostraron características fisiográficas similares a los valles donde ocurren los sistemas eólicos analizados en los capítulos precedentes. Por otro lado, las condiciones paleoclimáticas de la región para el Neógeno parecen haber sido áridas a semiáridas, y, de esta forma, similar a las actuales. Las características paleoclimáticas áridas a semiáridas que evidencian las sedimentitas neógenas son avaladas por la existencia de bancos rojos, secuencias eólicas, facies lacustres efímeras, delgados niveles de evaporitas, muy abundantes grietas de desecación y gotas de lluvia (Tripaldi *et al.*, 2001).

De acuerdo a lo dicho se estudiaron las características sedimentológicas de las eolianitas pertenecientes a las Formaciones Vallecito y Vinchina. La primera de las unidades, conforma una secuencia en su mayor parte eólica que ha sido estudiada en tres perfiles cuya ubicación se muestran en la (Fig. 2.2). Por su parte, en la Formación Vinchina, unidad predominantemente fluvial con discretas intercalaciones de eolianitas (Tripaldi *et al.*, 2001), se realizó también un perfil de detalle en una sección de la misma (Fig. 2.2). Antes de analizar los perfiles realizados se discutirán en este capítulo los aspectos metodológicos concernientes a la identificación de litofacies, superficies limitantes y elementos arquitecturales, utilizados para la descripción y análisis de los mismos.

7.2. Código de litofacies

La identificación y clasificación de litofacies son ahora elementos comunes en la metodología del análisis de facies para el estudio de las rocas sedimentarias. Los principios de esta metodología puede consultarse en Reading (1996), Miall (1990) y Walker y James (1992). De acuerdo a Miall (1996), los atributos depositacionales primarios que sirven de base para la caracterización litofacial son: forma de las capas, granulometría, textura y estructura sedimentaria. Según dicho autor la escala de una litofacies individual dependerá del nivel de detalle que se incorpora en su definición. Éstas pueden ser definidas muy ampliamente para involucrar unidades estratigráficas mapeables o bien pueden precisarse más finamente para estudios más específicos. Por ello, y en forma similar a lo efectuado por Miall (1977) en su estudio de depósitos fluviales, o por Eyles *et al.* (1985) para secuencias glacigénicas, se ha considerado oportuno aquí la definición de un código de litofacies que resulte útil en el estudio de las secuencias eólicas analizadas en este trabajo. Debido a las caracterísiticas propias de los procesos que ocurren en el ambiente eólico la utilización de un código simple como el propuesto por Miall (1977), aunque descriptivo, no permite mayor discriminación sobre los variados mecanismos actuantes durante la depositación de los sedimentos por el viento. Por otro lado, el empleo de un código similar al propuesto por Eyles *et al.* (1985), fundamentalmente para diamictitas, tropieza con la dificultad de que las eolianitas aquí estudiadas poseen muy similares características texturales haciendo dificil una discriminación megascópica mayor.

De acuerdo a lo expuesto, se propone un código de litofacies para los depósitos eólicos compuesto por tres términos (Tabla 7.1). El primer término, en letra mayúscula, hace alusión a la textura dominante del sedimento (S para areniscas y F para pelitas). El segundo se refiere a los rasgos estructurales mayores, tales como la laminación entrecruzada (Sp, St), horizontal (Sh), de bajo ángulo (Sl), etc, que brindan información acerca de las características de las distintas formas de lecho eólicas. Finalmente, se utiliza un tercer término para describir rasgos particulares menores, en ocaciones de pequeña escala (intralámina), como por ejemplo el carácter gradado inverso que con frecuencia presentan internamente

Litofacies	Descripción	Posibles interpretaciones
Shg	Areniscas con laminación horizontal y gradación inversa	Migración de óndulas de impacto-proyección en un ambiente de interduna o manto eólico.
Shm	Areniscas con laminación horizontal masivas	Caída de granos en mesoformas de pequeño porte (ej. sombras de arena), migración de óndulas de impacto-proyección en un ambiente de interduna o manto eólico.
Shb	Areniscas bimodales con laminación horizontal	Migración de óndulas de impacto-reptaje en un ambiente de interduna o manto eólico.
Slg	Areniscas con laminación entrecruzada de bajo ángulo y gradación inversa	Migración de óndulas de impacto-proyección sobre mesoformas de pequeño porte (ej. sombras de arena) o sobre áreas de interduna o manto eólico.
Slm	Areniscas con laminación entrecruzada de bajo ángulo masiva	Caída de granos o migración de óndulas de impacto-proyección sobre mesoformas de pequeño porte (ej. sombras de arena) o sobre áreas de interduna o manto eólico.
Slb	Areniscas bimodales con laminación entrecruzada de bajo ángulo	Migración de óndulas de impacto-reptaje sobre mesoformas de pequeño porte (ej. sombras de arena) o sobre áreas de interduna o manto eólico.
Sre	Areniscas con laminación ondulítica	Migración de óndulas de impacto-proyección.
Sme (Smb)	Areniscas masivas, en ocaciones con bioturbación	Relleno de artesas u hoyos de voladura. Deflación en áreas de interduna o manto eólico.
Shd	Areniscas con laminación horizontal deformada	Deformación sinsedimentaria por bioturbación o licuefacción de fluidos porales
Spd	Areniscas con laminación entrecruzada deformada	Deformación sinsedimentaria por deslizamientos gravitacionales en caras de sotavento de dunas
Bme	Brechas matriz-soportadas	Deslizamiento y ruptura de capas por deformación sinsedimentaria en caras de sotavento de dunas.
Spp	Areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar	Migración de dunas crecientes de crestas restas, con caras de sotavento dominadas por los procesos de caída y flujo de granos.
Spa	Areniscas con estratificación entrecruzada tabular asintótica	Migración de dunas crecientes de crestas rectas, con caras de sotavento dominadas por los procesos de caída de granos y migración de óndulas.
Spf	Areniscas con estratificación entrecruzada festoneada	Migración de dunas crecientes de crestas rectas a ligeramente sinuosas, que sufren periódicas fluctuaciones en su forma o velocidad de migración
Ste	Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa	Migración de dunas crecientes de crestas sinuosas

Tabla nº 7.1. Código de litofacies propuesto para los ambientes eólicos de valles intermontanos estudiados.

las laminaciones horizontales (Shg) o entrecruzadas de bajo ángulo (Slg). En contraposición a éstas, se designan con los códigos Shm y Slm a aquellas laminaciones

que son internamente masivas. Por el contrario, en el caso de las estructuras entrecruzadas de alto ángulo (Sp), este tercer término hace alusión a la relación angular que guardan las capas frontales de los *sets* con sus superficies limitantes o bien a la presencia de superficies erosivas internas. De esta forma, y como se verá más adelante, se intentan diferenciar los distintos mecanismos de transporte y sedimentación así como las geoformas que determinan la formación de los depósitos eólicos. Una excepción a lo dicho lo constituyen las capas con laminación horizontal o entrecruzada que exhiben deformanción sinsedimentaria. En el código aquí propuesto se ha optado por destacar este rasgo, utilizando la letra «d» como tercer término. En este caso, es obvio que la deformación no implica un mecanismo de transporte, aunque, como se explicará más adelante, puede estar vinculada a los procesos de avalancha de granos y, por lo tanto, brindar información acerca de la pendiente de la cara de sotavento de las dunas. Por último, en el caso de que no exista un rasgo particular a destacar se coloca como tercer término la letra «e» para diferenciar aquellas litofacies de origen eólico de otras similares de origen fluvial, como por ejemplo las areniscas con laminación entrecruzada en artesa (Ste) o masivas (Sme), entre otras.

Estrechamente asociados a los depósitos eólicos aparecen intercalaciones fluviales y de pequeños cuerpos de aguas temporarios. Para la descripción de estas rocas se ha preferido utilizar el código de litofacies propuesto por Miall (1977). En la Tabla 7.2 se brinda un listado de las principales litofacies reconocidas en las secuencias fluviales estudiadas. En ambos casos, en la tercera columna se sugieren, solo a modo de ejemplo, posibles génesis de estas litofacies, entendiendo que la mayoría de ellas pueden tener más de un origen.

La litofacies Shg caracteriza a las areniscas con laminación horizontal y gradación inversa de intralámina (Fig. 7.1). Esta litofacies ha sido interpretada como producida por la migración de óndulas eólicas (Hunter, 1977a y b) y, en particular, el carácter inverso de la gradación considerado un indicador indiscutido de sedimentación eólica (Hunter, 1977b, Limarino y Martínez, 1992; Kocurek, 1996; Eriksson y Simpson, 1998). Por su parte, la litofacies Shm corresponde también a areniscas con laminación horizontal pero donde las láminas son internamente masivas (Fig. 7.2). Los principales procesos que pueden conducir a la formación de éstas últimas

Litofacies	Descripción	Posibles interpretaciones
Gim	Conglomerados intraformacionales masivos	Depósitos residuales o barras de canal
Gip	Conglomerados intraformacionales con estratificación entrecruzada tabular planar	Depósitos de barras de canal
Gm	Conglomerados masivos	Depósitos residuales o barras de canal
Gp	Conglomerados con estratificación entrecruzada tabular planar	Depósitos de barras de canal
SGm	Areniscas guijarrosas masivas	Depósitos de canales fluviales
SGp	Areniscas guijarrosas con estratificación entrecruzada tabular planar	Depósitos de barras de canal
Sp	Areniscas con laminación entrecruzada tabular planar	Depósitos de barras bidimensionales
St	Areniscas con laminación entrecruzada en artesa	Depósitos de dunas tridimensionales
Sm	Areniscas masivas	Depósitos residuales o barras de canal
Hr	Litofacies heterolíticas con laminación ondulítica	Depósitos de áreas de intercanal y lagos efímeros
Fl	Pelitas laminadas	Depósitos de áreas de intercanal y lagos efímeros
Fm / Fmg	Pelitas masivas, a veces con grietas o barquillos de desecación (Fmg)	Depósitos de áreas de intercanal y lagos efímeros

Tabla nº 7.2. Código de litofacies para los depósitos fluviales asociados a los ambientes eólicos de valles intermontanos estudiados (de Miall, 1977).

son la migración de pequeñas óndulas eólicas, que por su muy reducida altura no pueden desarrollar gradación inversa megascópicamente visible, aunque en algunos casos observable a nivel microscópico (Fig. 7.3); o bien la caída de granos a sotavento de obstáculos, que forman mesoformas menores como, por ejemplo, sombras de arena (Fig. 5.14).

Con respecto a la laminación entrecruzada de bajo ángulo, han sido diferenciados en esta Tesis dos tipos principales, por un lado, aquellas que exhiben intraláminas con gradación inversa (litofacies Slg) y, por el otro, las que muestran láminas internamente masivas (litofacies Slm). En forma similar a las litofacies antes descriptas, Slg es interpretada como producto de la migración de óndulas eólicas, mientras que la litofacies Slm puede generarse tanto por la caída de granos

en mesoformas de pequeño porte como por la migración de óndulas eólicas.

Aunque menos representadas, aparecen también en los depósitos estudiados *sets* de areniscas fuertemente bimodales (Figs. 7.4 y 7.5) y de mayor granulometría, que muestran laminación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo, en ocaciones no muy bien definida (litofacies Shb y Slb). Estos depósitos podrían interpretarse como producto de la migración de óndulas eólicas de impacto-reptaje, que muestran distribución granulométrica típicamente bimodal y en ocaciones mayor tamaño de grano que las óndulas I-P (véase sección 5.1.4 y 10.1.2).

Figura nº 7.1. Aspecto de la gradación inversa que caracteriza a la litofacies Shg. Las líneas punteadas indican los límites de láminas y la flecha la ubicación de techo y base. (Perfil de la quebrada de La Flecha).

Figura nº 7.2. Aspecto de un intervalo donde alternan las litofacies Shm y Shg (Perfil de la quebrada de La Flecha).

Figura nº 7.3. Microfotografía de una arenisca laminada (litofacies Shm, x6, nicoles paralelos), con estructura masiva de intralámina a nivel megascópico (litofacies Shm), pero que observadas al microscopio muestran gradación inversa (Perfil de la quebrada de La Flecha).

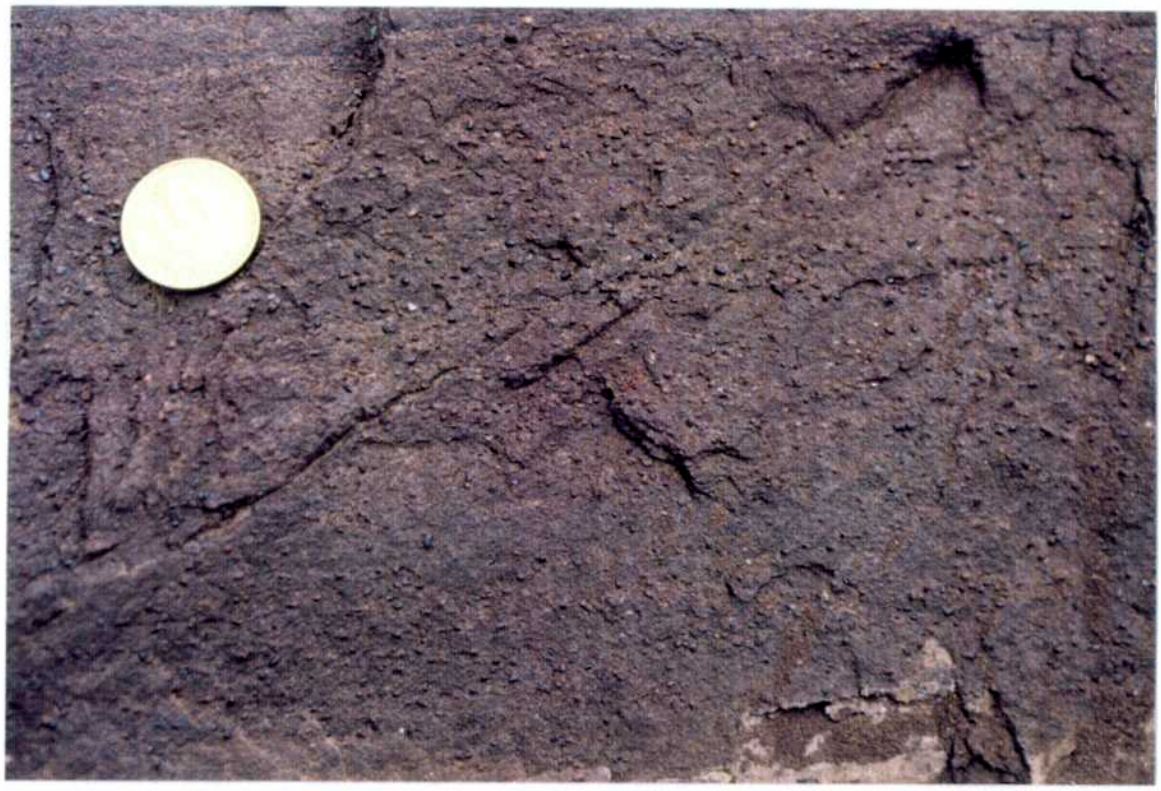


Figura nº 7.4. Aspecto de las areniscas bimodales (litofacies Shb) vistas en un plano paralelo al de la estratificación. (Perfil de la quebrada de La Flecha).

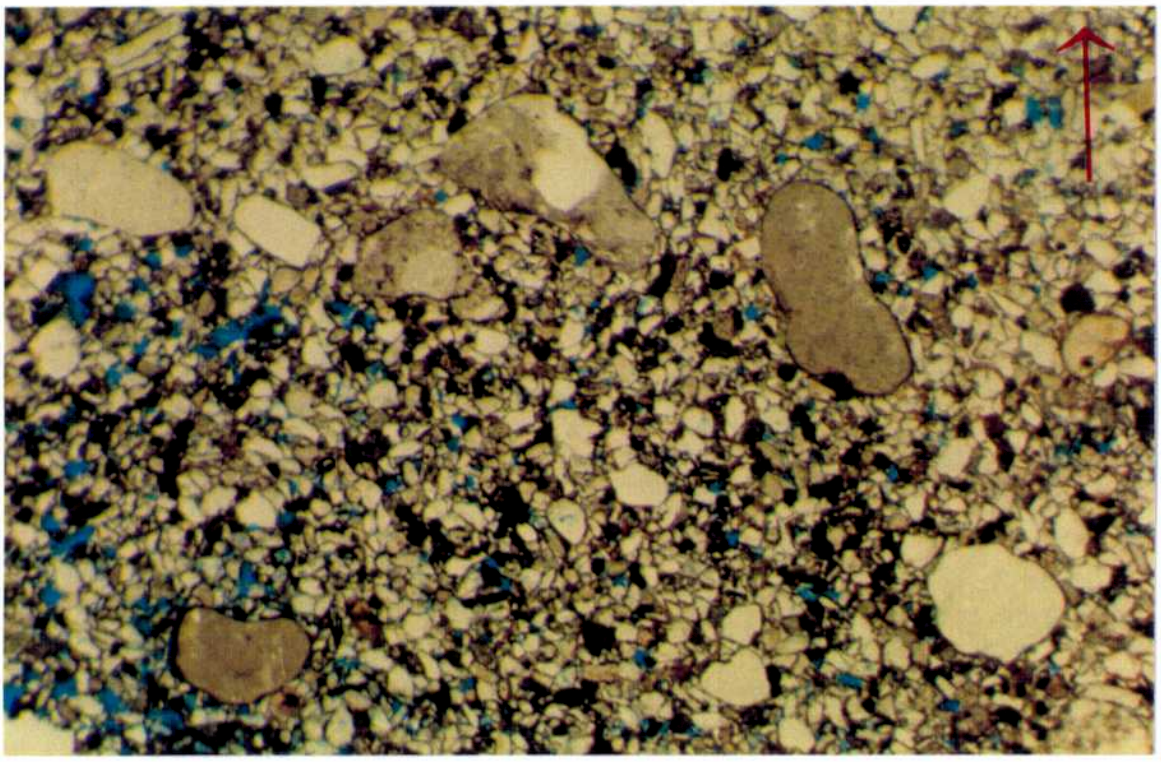


Figura nº 7.5. Microfotografía de areniscas bimodales ilustradas en la figura 7.4 (x20, nicoles paralelos).

Debe tenerse en cuenta que la migración de óndulas eólicas es capaz de generar varios tipos de laminaciones ondulíticas e incluso horizontal y de bajo ángulo. Hunter (1977a y b) definió seis tipos potenciales de estratificación, debidos a la migración de óndulas eólicas, dependiendo de si el ángulo de ascenso (a en la Fig. 7.6) es menor (subcrítico), igual (crítico) o mayor (supercrítico) al ángulo de la cara de barlovento de las óndulas (b en la Fig. 7.6). A su vez, el autor hizo una distinción entre aquellas estructuras en las cuales se preservaría la forma de las óndulas y sus caras frontales, de los casos en que esto no sucedería, siendo esto último lo más común. De esta forma, los tipos de estratificación definidos por Hunter (esquematizados en la Fig. 7.6) incluyen: 1) *subcritically climbing translatent stratification*, 2) *critically climbing translatent* stratification, 3) *supercritically climbing translatent stratification*, cuando no se preservan las caras frontales; y 4) *truncated ripple-foreset crosslaminae*, 5) *complete ripple-foresets crosslaminae*, y 6) *com-*

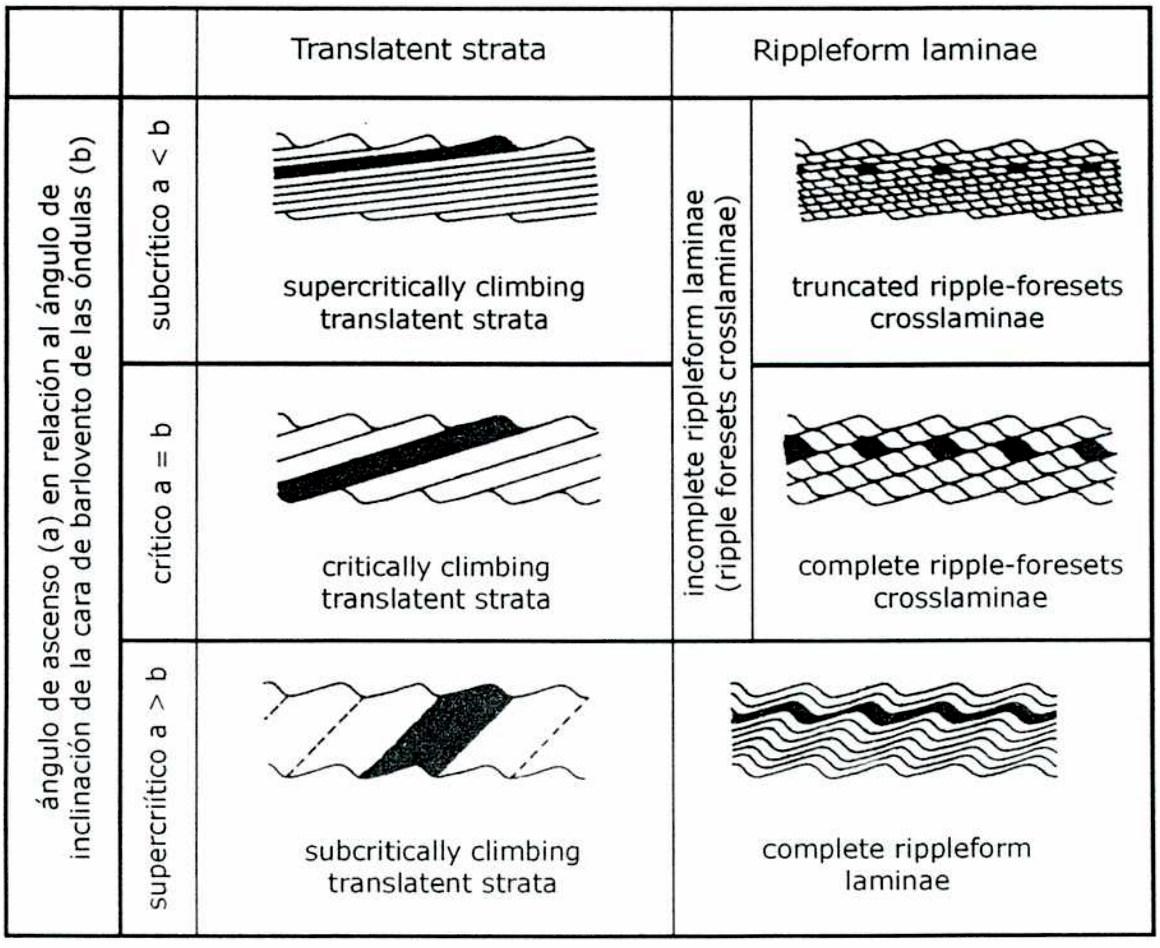


Figura nº 7.6. Tipos potenciales de laminación ondulítica propuestas por Hunter (1977b).

plete rippleform laminae, en el caso que se preserva la forma de las óndulas con sus caras frontales (*foresets*). En un principio entonces, la migración de óndulas eólicas puede determinar potencialmente una muy variada gama de litofacies. Sin embargo, y debido a la muy baja amplitud de estas microformas, raramente se preservan las caras frontales por lo que las estructuras más comúnes son la laminación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo masivas o con gradación inversa (Shm, Shg, Slm y Slg). Estas litofacies pueden ser correlacionadas a la denominada por Hunter (1977b) *subcritically climbing translatent strata*, que se desarrolla por la migración y ascenso de óndulas eólicas, cuando el ángulo de ascenso es menor a la pendiente de la cara de barlovento de dichas óndulas. En esta Tesis, y en vista a lo observado en los depósitos estudiados, se incluyen en la litofacies Sre a todos aquellos tipos de laminación en los que pueden observarse las caras frontales de las óndulas (véase más adelante Fig. 8.12).

Estrechamente asociadas a las areniscas con laminación horizontal, entrecruzada de bajo ángulo o con laminación ondulítica aparecen delgados niveles de areniscas masivas (litofacies Sme). Esta litofacies puede presentarse como el relleno de pequeñas depresiones u hoyos de voladura, o bien en delgados *sets* tabulares, que muestran generalmente signos de bioturbación (litofacies Smb). En ocaciones, las areniscas masivas resultan bimodales y se asocian a *sets* de areniscas bimodales con laminación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo, por lo que podrían interpretarse como producto de la deflación de áreas tapizadas previamente por trenes óndulas de impacto-reptaje.

Se han reconocido también niveles con importante deformación postdepositacional, tanto en areniscas con laminación horizontal (Shd) como entrecruzada (Spd, Fig. 7.7). En las primeras la deformación puede provenir tanto de actividad biológica (bioturbación) como de la licuefacción por la brusca pérdida de fluidos porales, debido generalmente a sobrecarga. La deformación asociada a estratos entrecruzados se manifiesta como fallas y pliegues de pequeña escala (Fig. 7.7), debidos a deslizamientos gravitacionales en la cara de sotavento de dunas. En casos extremos se produce la ruptura de capas de areniscas muy finas generando niveles de brechas intraformacionales (litofacies Bme).

La importante participación de areniscas con estratificación entrecruzada, en

ocaciones conformando *sets* de escala grande y gigante, es un rasgo característico de los depósitos de eolianitas. En esta Tesis han sido reconocidos cuatro tipos principales de litofacies de areniscas entrecruzadas: Spp, Spa, Spf, que corresponden a la migración de dunas crecientes de crestas rectas o ligeramente sinuosas, y Ste, para el caso de dunas crecientes de crestas sinuosas. Con respecto al tamaño de los *sets* (Tabla 7.3), se definen a los mismos como de escala pequeña cuando su potencia es menor a 20 cm, mediana en el caso de que su espesor sea de entre 20 cm y 1 m, grande para aquellos de entre 1 y 5 m de potencia y gigantes (muy comunes del ambiente eólico) cuando los *sets* superan los 5 m de potencia.

La litofacies de areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar (Spp) se caracteriza por mostrar capas frontales que exhiben contactos angulares con las superficies limitantes de los *sets* (Fig. 7.8). Internamente, los *sets* entrecruzados muestran dos tipos de capas frontales bien definidos, las de grano más fino (arena

Figura nº 7.7. Aspecto de las estructuras de deformación observadas en grandes *sets* entrecruzados (litofacies Spd), interpretados como producto de deslizamientos gravitacionales en la cara de sotavento de dunas. Obsérvese la presencia de diferentes patrones de microfallamiento directo e inverso y micropliegues (Perfil de la quebrada de La Flecha).

fina y muy fina) presentan aspecto masivo y espesor continuo a lo largo de la capa frontal, resultando muy probablemente depósitos de caída de grano (*grain fall deposits* de Hunter, 1977a). Estas láminas alternan con otras de mayor tamaño de grano (arena mediana a gruesa), que comúnmente se acuñan hacia la base de los *sets* entrecruzados. Es muy posible que éstas últimas resulten de la avalancha de granos sobre la superficie de sotavento de las dunas (*grainflow deposits* de Hunter, 1977a). La presencia de estos dos tipos de depósitos, conformando la litofacies Spp, permite inferir que los *sets* de areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar se forman por la migración de dunas crecientes, con un perfil asimétrico bien desarrollado que permite el desarrollo frecuente de flujos de granos (véase sección 5.3). En ocaciones, la base de los *sets* de Spp muestran delgadas láminas de mayor granulometría y frecuente gradación inversa, que indican la presencia de óndulas migrando al pie de la cara de sotavento de las dunas, posiblemente por flujos reverso.

La litofacies de areniscas con estratificación entrecruzada tabular asintótica (Spa) muestra características similares a la anteriormente descripta, pero se diferencia de ella por el carácter tangencial que muestran las capas frontales con respecto a la base de los *sets* (Fig. 7.9) y porque los depósitos de flujo de granos, aunque presentes, se encuentran menos representados y resultan de menor espesor. En esta litofacies las capas frontales debidas al proceso de caída de granos alternan con otras, de granulometría ligeramente mayor, que presentan comúnmente gradación inversa e indicarían la migración de trenes de óndulas eólicas en la cara de sotavento, confiriéndole el carácter asintótico a esta estructura. Por lo tanto, en la migración de las dunas que originan la litofacies Spa la depositación se debería principalmente a los procesos de migración de óndulas y caída de granos. Kocurek (1996) mencionó que la migración de óndulas en la cara de sotavento de

espesor de los *sets* entrecruzados	**escala**
< 20 cm	pequeña
20 cm - 1 m	mediana
1 - 5 m	grande
> 5 m	gigante

Tabla 7.3. Escala utilizada en esta Tesis para la caracterización de los *sets* de estratificación entrecruzada.

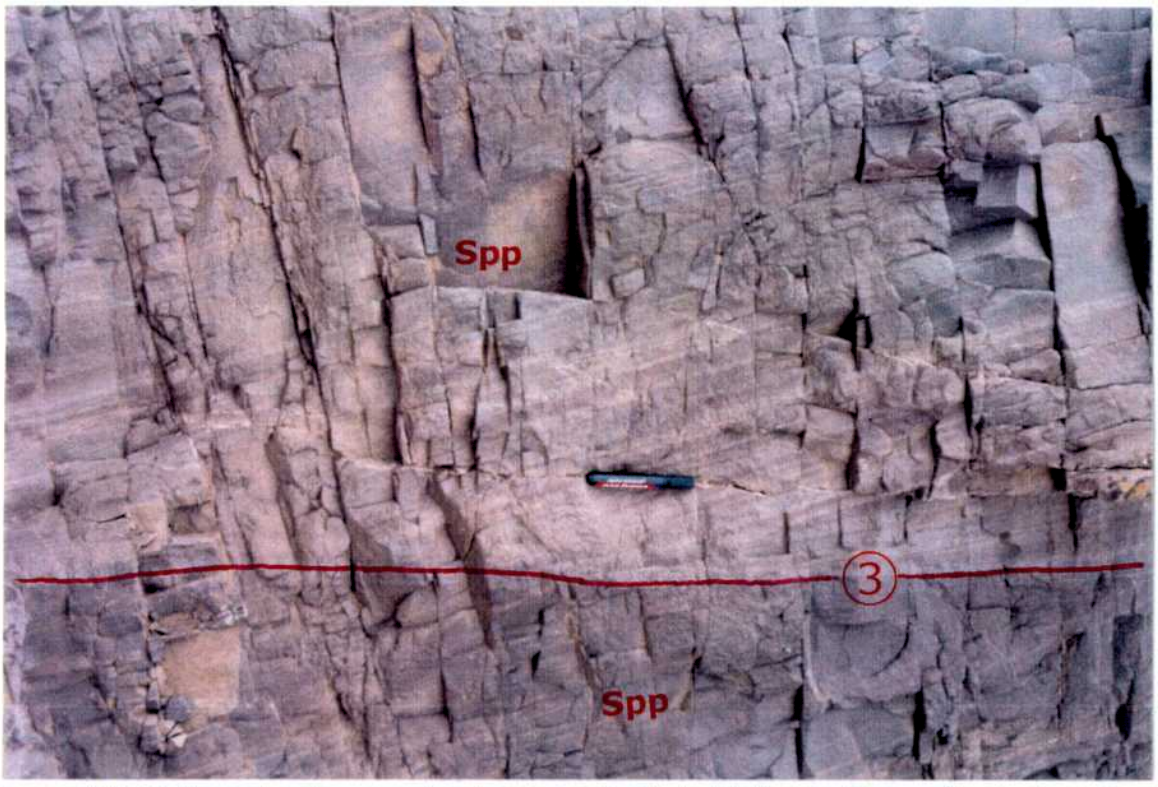


Figura nº 7.8. Aspecto de un *set* entrecruzado de la litofacies Spp, nótese el contacto angular que muestran la mayor parte de las láminas frontales. (Perfil de la quebrada de La Flecha).

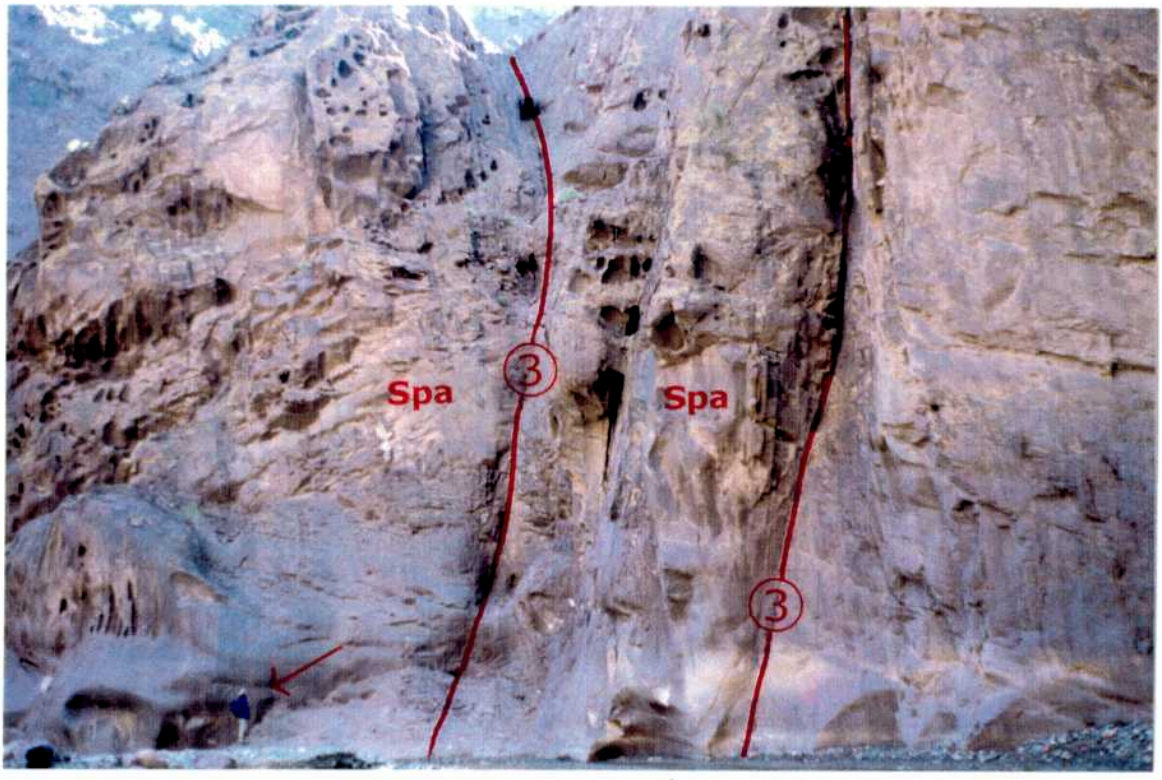


Figura nº 7.9. Grandes *sets* mostrando estratificación entrecruzada con capas frontales asintóticas a la base de los paquetes (litofacies Spa). Las líneas indican las superficies limitantes de algunos *sets*. (Perfil de la quebrada de La Flecha).

las dunas se debe a la presencia de vientos oblicuos a la cresta, que determinan flujos secundarios a lo largo de dicha cara. Sin embargo, según ha podido observarse en el análisis de campos eólicos modernos de la presente Tesis, en ocaciones las dunas presentan también óndulas que trepan la zona inferior de la cara de sotavento debido a la presencia de flujos reversos (véase sección 5.3). La distinción, en secuencias antiguas, entre ambas situaciones no es posible debido a que, como se dijo anteriormente, raramente se preservan las caras frontales en la laminación por migración de óndulas.

Otro tipo de estructura reconocida en los depósitos eólicos estudiados, aquí denominada estratificación entrecruzada festoneada (litofacies Spf, Fig. 7.10) corresponde a un tipo de estratificación entrecruzada compuesta (*compound crossbedding* de Harms *et al.*, 1975) que fue designada *scalloped cross-bedding* por Hunter y Rubin (1983). El carácter compuesto de esta estructura está dado por la presencia de superficies erosivas internas que, según el ordenamiento jerárquico propuesto en esta Tesis, corresponden a superficies de orden 2 (véase Fig. 7.10). Estas superficies resultan cóncavas hacia arriba y determinan sub*sets*, con capas frontales que muestran preferentemente contactos tangenciales en la base (Fig. 7.9). Las areniscas con estratificación entrecruzada festoneada se forman debido a la migración de dunas, de crestas rectas a ligeramente sinuosas, que sufren periódicas fluctuaciones en las condiciones de flujo, lo que provoca variaciones en su forma (altura o asimetría) o bien en la velocidad de migración.

Las areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (litofacies Ste en esta Tesis), aunque citadas poco frecuentemente en la literatura como de origen eólico (Brookfield, 1977; Kocurek *et al.*, 1991; Mountney y Howell, 2000), constituyen una parte importante de los depósitos aquí estudiados. Conforman *sets* de hasta 3 m de potencia, muy extendidos lateralmente, que pueden aparecer tanto agrupados como solitarios (Fig. 7.11). La migración de dunas de alta sinuosidad (barjan y de crestas barjanoides, véase Fig. 5.1) determina este tipo de estratificación entrecruzada, donde las caras frontales se forman fundamentalmente por la alternancia de depósitos de caída y flujo de granos.

Finalmente, las litofacies de origen fluvial incluyen depósitos de canal e intercanal. Entre los primeros se encuentran conglomerados intraformacionales y

Figura nº 7.10. Potente *set* de estratificación entrecruzada festoneada (litofacies Spf) donde se observan superficies de orden 1, que limitan conjuntos de láminas, y una superficie de orden 2, que delimita dos sub*sets* y que, a su vez, es cortada por otra de orden 3, que limita la totalidad del paquete (Perfil de la quebrada de La Flecha).

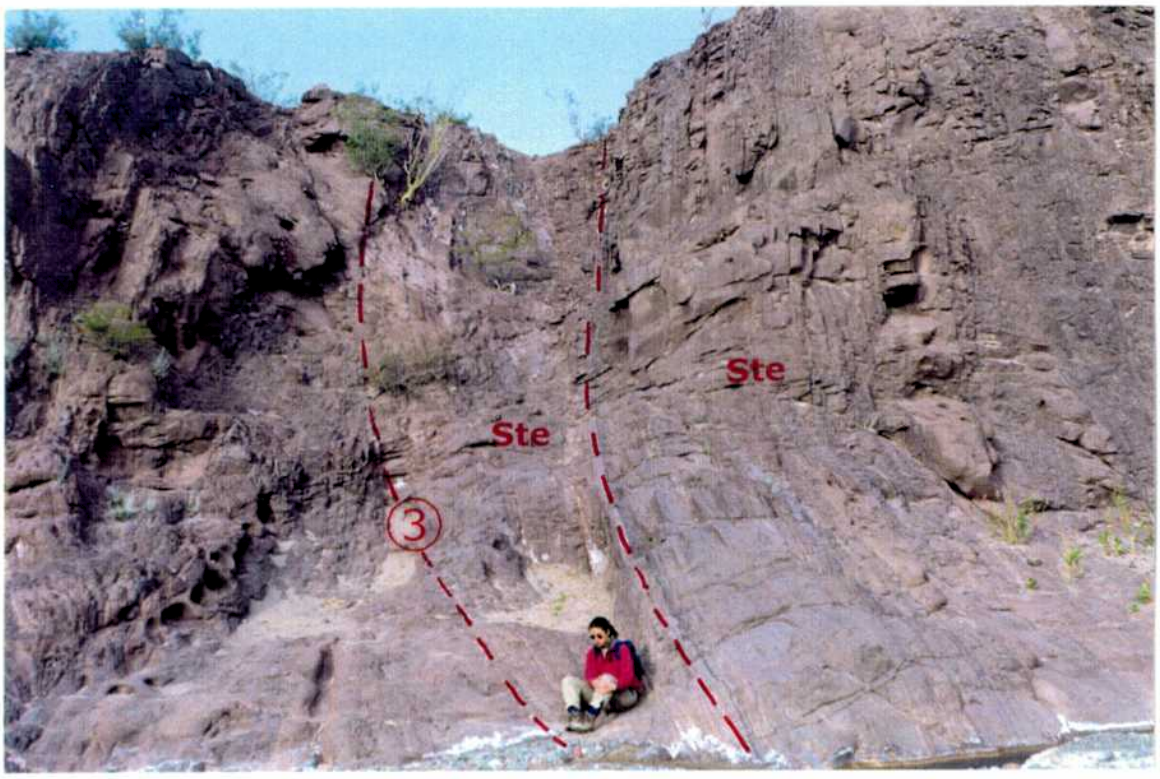


Figura nº 7.11. *Sets* agrupados de estratificación entrecruzada en artesa, litofacies Ste (Perfil de la quebrada de La Flecha).

extraformacionales, masivos (Gim y Gm, respectivamente) o con estratificación entrecruzada (Gip y Gp, en cada caso). También aparecen areniscas guijarrosas, mayormente masivas (SGm), y areniscas con laminación entrecruzada (Sp y St) y en capas masivas (Sm). En el caso particular de las litofacies St y Sm se diferencian de sus equivalentes eólicos por su menor grado de selección, mayor tamaño de grano (en ocasiones incluyen guijas) y la menor potencia de los *sets*. Los depósitos de intercanal se encuentran representados por pelitas laminadas (Fl), masivas (Fm) o con laminación ondulítica (Fr) y niveles de composición heterolítica, mayormente con laminación ondulítica (Hr). Todas esta litofacies de grano fino podrían haber sido depositadas también en pequeños cuerpos de agua temporarios asociados tanto a planicies de inundación como a áreas de interduna.

7.3. Superficies limitantes

Un elemento fundamental en la definición de elementos arquitecturales (véase sección 7.4) es el reconocimiento de los distintos órdenes de importancia dentro de las superficies que limitan los cuerpos sedimentarios. Uno de las primeras referencias acerca de las superficies limitantes en los depósitos eólicos fue hecha por Stokes (1968), quien propuso el nombre de superficies de truncamiento múltiple (*multiple parallel-truncation bedding planes*) para aquellos planos, de gran extensión areal, que cortan todos los *sets* entrecruzados previos (véase Tabla 7.4). Según dicho autor, cuando el nivel freático se halla cerca de la superficie y bajo condiciones de vientos extraordinarios o bajo aporte de arena, la zona de saturación puede quedar expuesta a la deflación eólica, determinando estas superficies. Otros ejemplos de superficies de deflación controladas por el nivel freático fueron reportadas por Loope (1984) y Kocurek (1984).

Posteriormente a Stokes (1968), otros autores como Brookfield (1977), Rubin y Hunter (1982) y Kocurek (1988, 1996), propusieron un modelo alternativo para la formación de estas superficies, en el que las mismas resultan a partir del ascenso subcrítico (*subcritical climb*) de sucesivos trenes de dunas y sus correspondientes depósitos de interduna. Cabe destacar además, que Brookfield (1977) relacionó la duración de los eventos depositacionales con la escala física y la geometría de

los litosomas resultantes, estableciendo entonces una jerarquía de superficies limitantes. De esta forma, dicho autor describió tres órdenes de superficies, que son de gran utilidad en el estudio de las espesas secuencias eólicas (Tabla 7.4). En este ordenamiento las superficies de primer orden son las de mayor extensión areal, constituyen discontinuidades subhorizontales, planas o ligeramente convexas hacia arriba, que cortan a todas las estructuras eólicas previas y limitan co*sets* de estratificación entrecruzada. Resultan, por lo tanto, equivalentes a las superficies de truncamiento múltiple de Stokes (1968) y, de acuerdo a Brookfield (1977), se formarían por la migración de las mayores formas de lecho eólicas (*draas*). Según Kocurek (1981) las superficies de primer orden son comúnmente muy irregulares a pequeña escala, determinando una microtopografía. Las de segundo orden (siempre en el sentido de Brookfield, 1977) son superficies planas o convexas hacia arriba, suave a moderadamente inclinadas, que limitan *sets* de laminación entrecruzada, y que se originarían a partir del pasaje de sucesivos trenes de dunas sobre la superficie de los *draas*. Por último, las superficies de tercer orden limitan paquetes de láminas dentro de los *sets* de laminación entrecruzada (intra*sets*) y se deben a fluctuaciones menores en la dirección o velocidad del viento (superficies de reactivación).

Por su parte, Talbot (1985) reconoció otras superficies más extensas, y por lo tanto de mayor jerarquía que las de primer orden previamente descriptas, a las que denominó superficies limitantes regionales (*regional bounding surfaces*, Tabla

<table>
<tr><th>Stokes (1968)</th><th>Brookfield (1977)</th><th>Talbot (1985)</th><th>Kocurek (1988, 1996)</th><th>Langford y Chan (1988)</th><th>Esta Tesis</th></tr>
<tr><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td>Orden 0</td></tr>
<tr><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td>Orden 1</td></tr>
<tr><td></td><td>Superficies de tercer orden</td><td></td><td>Superficies de reactivación</td><td></td><td>Orden 2</td></tr>
<tr><td></td><td>Superficies de segundo orden</td><td></td><td>Superficie de sobreimposición</td><td></td><td>Orden 3</td></tr>
<tr><td></td><td rowspan="2">Superficies de primer orden</td><td></td><td>Superficies de migración de interduna</td><td></td><td>Orden 4</td></tr>
<tr><td>superficies de truncamiento múltiple</td><td>Superficies limitantes regionales</td><td>supersuperficies</td><td>Superficies de inundación</td><td>Orden 5</td></tr>
</table>

Tabla 7.4. Cuadro comparativo del significado de las superficies limitantes según diferentes autores y las definidas en esta Tesis.

7.4). Según dicho autor, la acumulación de secuencias eólicas resulta episódica, ya que la sedimentación de dunas es interrumpida por fases climáticas más húmedas, desfavorables para los procesos eólicos. De esta forma, las superficies limitantes regionales evidencian períodos de estabilización de un campo de dunas, debido a fluctuaciones climáticas similares a las registradas durante el Cuaternario y resultan de cierta forma equivalentes genéticamente a las superficies de truncamiento múltiple de Stokes (1968).

En trabajos posteriores, las superficies de primero, segundo y tercer orden de Brookfield (1977) fueron denominadas por Kocurek (1988, 1996) como *interdune migration*, *superimposition* y *reactivation surfaces*, respectivamente (Tabla 7.4). Al igual que Talbot (1985), Kocurek (1988) señaló la existencia de superficies de jerarquía mayor que las de primer orden de Brookfield (1977), a las que denominó supersuperficies (*supersurfaces*, véase Tabla 7.4). Estos planos se formarían debido a la terminación completa o parcial de un campo de dunas (*ergs*), pudiendo resultar de una variedad de eventos como cambios en el clima, en el nivel del mar o en el aporte de arena, o bien por la migración de un campo eólico a través de un área, determinando por tanto secuencias depositacionales (Kocurek *et al.*, 1991). Por su parte, Langford y Chan (1988) definieron un tipo de supersuperficie, a la que denominaron superficies de inundación (*flood surfaces*), que resultaría justamente del anegamiento de un campo eólico debido al desborde de cursos fluviales asociados. Según estos últimos autores, las pelitas y areniscas que suprayacen a estas superficies pueden gradar lateralmente a depósitos fluviales.

Idealmente entonces, las supersuperficies son más continuas y truncan a las superficies de primer orden. Sin embargo, la distinción en el campo de ambos tipos de superficies no parece sencilla (véase criterios en Kocurek, 1996), aunque en general se señala que las supersuperficies, a diferencia de las primer orden, se asocian a fracturas poligonales, brechas, concresiones, moldes de raíces, rizolitos, rizoconcreciones, etc. (Loope, 1985).

En esta Tesis y de forma similar a lo realizado por los autores arriba citados, se propone una caracterización jerárquica de las superficies limitantes presentes en los depósitos eólicos (Tabla 7.5 y Fig. 7.12), basada en su geometría y significado temporal. Asimismo, se han intentado relacionar los cuerpos de roca limitados

por los distintos órdenes de superficies con los *Grupos* definidos por Miall (1991), utilizándose el mismo criterio de asociación, según el cual la asignación de un depósito a determinado grupo se basa en el tiempo involucrado durante la formación de las unidades sedimentarias y sus superficies limitantes (que para estas últimas puede ser considerablemente mayor).

Como señalara Miall (1991) la mayoría de los controles en la sedimentación, tanto intra como extracuencales (autocíclicos y alocíclicos, respectivamente), poseen duraciones mayormente constantes y con órdenes de magnitud predecibles, lo que permite agrupar a las unidades sedimentarias según el tiempo de depositación

Orden	Definición	Decripción
0	Superficies que limitan láminas, en sets horizontales o entrecruzados.	Superficies planas o cóncavas hacia arriba y de extensión milimétrica a métrica. Grupo 1 de Miall (1991)
1	Superficies que limitan *sets* de laminación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo, base de pequeños y aislados hoyos de deflación, o paquetes de láminas incluídas dentro de las capas frontales de sets entrecruzados.	Superficies planas o cóncavas hacia arriba e irregulares y de extensión variable entre pocos centímetros y algunos metros. Grupo 2 de Miall (1991)
2	Superficies que limitan sub*sets* en estructuras entrecruzadas.	Superficies mayormente cóncavas hacia arriba y de extensión centrimétrica a decamétrica. Grupo 3 o 4 de Miall (1991)
3	Superficies que limitan *sets* de estratificación entrecruzada y paquetes de *sets* con laminación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo. Se incluyen también superficies extensas de deflación.	Superficies planas o cóncavas hacia arriba y de extensión métrica a decamértrica. Grupo 5 de Miall (1991)
4	Superficies que limitan co*sets* de estratificación entrecruzada, formas de lecho preservadas y base de depósitos de interduna	Superficies generalmente planas y de extensión decamétrica a hectométrica. Grupo 6 de Miall (1991)
5	Superficies de truncamiento múltiple.	Superficies mayormente planas o irregulares a pequeña escala y de varios cientos de metros a kilómetros de extensión lateral. Grupo 7 de Miall (1991)

Tabla nº 7.5. Orden jerárquico de superficies limitantes propuesto para los ambientes eólicos de valles intermontanos estudiados en esta Tesis.

que ellas representan. Cabe destacar, sin embargo, que los depósitos resultantes varían de ambiente a ambiente debido a la diferente combinación de procesos que ocurren en cada uno de ellos. Es por ello que no se propone aquí una jerarquización de los elementos depositacionales unificada para todas las rocas clásticas, sino simplemente una guía que permita correlacionar los depósitos de los distintos ambientes sedimentarios (véase Tabla 1 de Miall, 1991).

Dentro del esquema que aquí se propone, y en forma similar a lo reconocido en ambientes fluviales por Miall (1995), las superficie de orden 0 son las de menor jerarquía y corresponden a aquellas que limitan láminas incluídas dentro de *sets* con estratificación horizontal o entrecruzada (Tabla 7.5). Se caracterizan por resultar planas o ligeramente cóncavas hacia arriba y presentar una extensión milimétrica a métrica. Nótese que estas superficies limitan eventos "instantáneos" de sedimentación (Grupo 1 de Miall, 1991), indicando cambios en los procesos de depositación pero no en la naturaleza de las formas de lecho involucradas. Como ejemplo puede citarse la alternancia de capas depositadas por caída y flujo de granos, en la cara de sotavento de dunas, y de las distintas láminas generadas por la migración de óndulas eólicas.

En los depósitos de interduna y manto eólico las superficies de orden 1 limitan *sets* de areniscas con laminación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo (Tabla 7.5), formados por eventos de migración de microformas, por lo que resultan subhorizontales y planas o ligeramente onduladas. La base de pequeñas artesas u hoyos de deflación que aparecen asociados a las areniscas laminadas, también corresponde a superficies de orden 1. Por su parte, en los bancos con *sets* entrecruzados estas superficies definen conjuntos de láminas incluidas dentro de las capas frontales, resultando por tanto inclinadas en la misma dirección de la capa frontal. Miall (1991) incluye en el Grupo 2 a los cuerpos de roca generados en períodos de entre pocos minutos y algunas horas, por lo que eventos menores de sedimentación, ya sea la migración de óndulas o el desarrollo de formas erosivas en la interduna como pequeños avances de la cara de sotavento de dunas, pueden ser incluídas en este grupo.

En lo que respecta a las superficies de orden 2, se definen en esta Tesis a aquellas que delimitan sub*sets* dentro de unidades de areniscas con estratificación

entrecruzada (Tabla 7.5 y Fig. 7.12). Muestran típicamente geometría cóncava hacia arriba y resultan de extensión centimétrica a métrica, correspondiendo en gran medida a las superficies de tercer orden definidas Brookfield (1977) y a las de reactivación de Kocurek (1988). Estos planos de reactivación se producen porque las caras de sotavento de las dunas son periódicamente erosionadas. En simulaciones por computadora, Rubin (1987) mostró como este tipo de superficie limitante se genera también mediante cambios en la asimetría de la forma de lecho (altura y espaciamiento) o bien en la velocidad de migración de las mismas. Estos cambios pueden producirse tanto por fluctuaciones diarias como mensuales en la dirección del viento (Grupos 3 y 4 de Miall, 1991, respectivamente). En el caso de que dichos cambios sean regulares, las superficies resultarán cíclicas, determinando los *sets* con estratificación entrecruzada festoneada (litofacies Spf).

Las superficies de orden 3 por su parte, separan *sets* de estratificación entrecruzada tabular o en artesa, cualquiera sea su escala (Tabla 7.5 y Fig. 7.12). De esta forma, estas superficies limitan tanto *sets* de escala grande y gigante, formados por la migración de dunas y *draas*, como pequeños *sets* de laminacion entrecruzada producidos por macroformas menores o mesoformas (protodunas o *gozes*), típicas éstas últimas de áreas de manto eólico. Cabe destacar que, la geo-

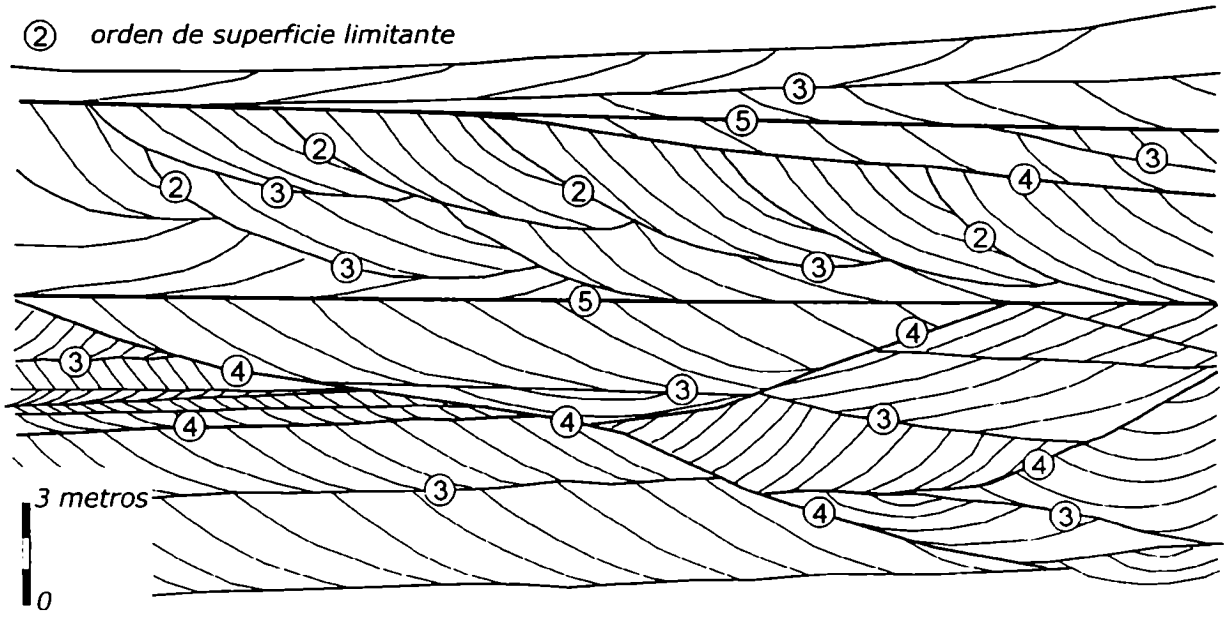


Figura nº 7.12. Esquema mostrando la jerarquía de superficies limitantes propuesta en esta Tesis para el análisis de las secuencias eólicas intermontanas.

metría y extensión de las superficies de orden 3 es variable, dependiendo del tipo de dunas que genera los *sets* entrecruzados. Las superficies de orden 3 originadas por la migración de dunas de baja sinuosidad resultan planas, presentan diseño paralelo a subparalelo (Fig. 7.12) y extensión comprendida entre decenas y centenas de metros. Por el contrario, el sucesivo ascenso de dunas de alta sinuosidad determina superficies de orden 3 mayormente cóncavas hacia arriba, que se intersectan con más frecuencia y, por lo tanto, alcanzan mucha menor continuidad lateral (Fig. 7.12). Las superficies que aquí se incluyen en el orden 3 serían correlacionables a las que Brookfield (1977) denominó superficies de segundo orden y a las superficies de superimposición de Kocurek (1988). Cabe destacar, sin embargo, que este último autor interpreta a estos planos como formados por la migración de dunas menores sobre otras formas de lecho de mayor jerarquía (*draas*). Los cuerpos de roca definidos por las superficies de orden 3 podrían incluirse en el Grupo 5 de Miall (1991), ya que la depositación cíclica de *sets* entrecruzados, producto de la migración de dunas, se debe a cambios anuales en la intensidad y dirección del viento (Hunter y Rubin, 1983). Corresponden también al orden 3 las superficies de deflación extensas, centimétricas a decamétricas, que suelen contener gran número de artesas y hoyos de deflación asociados lateralmente; así como las formas de lecho preservadas (Tabla 7.5, véase más adelante Fig. 7.19).

En la clasificación aquí propuesta se definen como superficies de orden 4 a aquellas que limitan *cosets* de estratificación entrecruzada. Se generan entonces, al igual que las superficies de orden 3, por la migración de trenes de dunas pero que, en este caso, sufren variaciones significativas en el ángulo de ascenso (*climbing*) o en la morfología de las macroformas (Rubin, 1987). Por lo que se ha podido observar en los trabajos de campo, las superficies de orden 4 resultan mayormente planas, aún en el caso de asociarse a *sets* de estratificación entrecruzada en artesa (es decir a la migración de dunas sinuosas) y poseen extensión decamétrica a hectométrica (Tabla 7.5 y Fig. 7.12). Las superficies de orden 4 son parcialmente equivalentes a las de primer orden en el sentido de Brookfield (1977) y a las de migración de interduna de Kocurek (1988, 1996). Ambos autores señalan que estas superficies se generan por la migración de formas de lecho compuestas o complejas, es decir que poseen dunas menores sobreimpuestas. Aquí se interpre-

ta, sin embargo, que aún en campos de dunas donde no existen megaformas eólicas, pueden formarse superficies de orden 4 debido a cambios en la tasa de acreción, que determina variaciones en el ángulo de ascenso de las dunas, o en los regímenes de vientos o aporte de sedimento, que producen cambios en el tipo de forma de lecho. En cuanto al significado temporal de las unidades definidas por superficies de orden 4, las mismas podrían ser incluidas en el Grupo 6 de Miall (1991) ya que, tanto la migración de *draas* como los cambios referidos previamente, involucran períodos de tiempo de cientos a pocos miles de años.

Por su parte, las superficies de orden 5 son las de mayor extensión areal y corresponden a planos horizontales o subhorizontales, que cortan a todas las estructuras eólicas y superficies limitantes previas (Tabla 7.5 y Fig. 7.12). Aunque el pasaje de sucesivas dunas complejas (*draas*) puede determinar superficies de este orden, estos planos pueden originarse también debido a la estabilización de un campo de dunas debido a factores alocíclicos (como por ejemplo mejoramientos en las condiciones climáticas) y su posterior reactivación. De esta forma, las superficies aquí denominadas de orden 5 serían equivalentes a las superficies de truncamiento múltiple de Stokes (1968), a las denominadas supersuperficies por Kocurek (1996), a las superficies limitantes regionales (Talbot, 1985) y parcialmente a las superficies de primer orden de Brookfield (1977). Asimismo, en ambientes de interacción eólica-fluvial, la presencia de cursos de agua efímeros puede determinar la acumulación de sedimentos fluviales más o menos potentes que se interdigitan con depósitos de dunas. El pasaje de depósitos eólicos a otros producidos por la interacción de procesos subácuos y subáreos estaría marcado por una superficie de orden 5, equivalente a las superficies de inundación de Langford y Chan (1988). Las unidades sedimentarias definidas por superficies de orden 5 podrían ser correlacionadas con los depósitos del Grupo 7 de Miall (1991), que involucran períodos de tiempo de entre miles a decenas de miles de años y constituyen elementos mayores de los sistemas depositacionales, o bien con los del Grupo 8, donde los intervalos de tiempo involucrados son mucho mayores (decenas a centenas de miles de años). Ejemplo de esto último son los complejos eólicos limitados por supersuperficies descriptos por Kocurek *et al.* (1991) que, según los autores, representan en promedio períodos de 700.000 años.

7.4. Elementos arquitecturales

Un elemento arquitectural, siguiendo a Miall (1996), puede ser definido como un componente de un sistema depositacional (en su caso sistemas fluviales), de tamaño mayor a una litofacies individual y que está caracterizado por una determinada asociación de litofacies, geometría interna, forma externa y, en algunos casos, perfil vertical. En este sentido, Miall (1996) propone los siguientes componentes que permiten identificar diferentes elementos arquitecturales:

1) Naturaleza de las superficies limitantes, inferiores y superiores: erosivas o gradacionales, planares, irregulares, curvadas (cóncavas o convexas hacia arriba).

2) Geometría externa: mantos, lentes, en cuñas, relleno de artesas, etc.

3) Escala: espesor y extensión lateral.

4) Litología: asociación de litofacies y secuencia vertical.

5) Geometría interna: naturaleza y disposición de las superficies limitantes internas.

Teniendo en cuenta entonces las diferentes asociaciones de litofacies observadas, la geometría de las unidades depositacionales y los distintos órdenes de superficies limitantes que poseenm se reconocen en esta Tesis 8 elementos arquitecturales que caracterizan a las secuencias eólicas de valles intermontanos (Tabla 7.6 y Figs. 7.13 y 7.14). Estos elementos han sido identificados en las secuencias antiguas estudiadas (capítulos 7 y 8) y, en gran medida, pueden ser interpretados sobre la base de las observaciones efectuadas en depósitos modernos (capítulos 5 y 6).

El elemento arquitectural MA corresponde a mantos de arenas, generados en áreas de interdunas y de manto eólico. Se caracterizan por la falta de estructuras entrecruzadas de gran porte y la importante participación de areniscas laminadas o entrecruzadas de bajo ángulo. Básicamente, este elemento constituye paquetes tabulares, en general de hasta 3 metros de espesor, formados por la asociación de las litofacies Shg, Shm, Shb, Slg, Slm y Slb. Aunque menos representados, pueden aparecer también *sets* de areniscas masivas (Sme), deformadas (Shd) o con laminación ondulítica (Sre). Cada unidad arquitectural está limitada por superficies de orden 3, planas y mayormente subhorizontales, que probablemente indiquen

variaciones en la tasa de agradación. Internamente, el elemento MA posee superficies de orden 1, planas y subhorizontales, que separan *sets* de areniscas con laminación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo, debidos a la migración de distintos tipos de óndulas eólicas (Fig. 7.13). Dentro de este elemento arquitectural aparecen, de forma subordinada, pequeños hoyos (espesor menor a 20 cm), que representan episodios de deflación. Estas formas se encuentran rellenas por areniscas, medianas a gruesas, masivas (litofacies Sme) y están limitadas por superficies de orden 1, irregulares y generalmente cóncavas hacia arriba.

Elemento	Símbolo	Asociación de litofacies	Características generales
Mantos de arena	MA	Shg, Shm, Shb, Slg, Slm, Slb, Sme, Smb, Sld, Sre	*Sets* tabulares, de hasta 3 m de espesor y gran continuidad lateral, limitados por superficies de orden 3. Internamente aparecen superficies de orden 0 y 1.
Interdunas	ID	Shg, Shm, Slg, Slm, Fm, Sm	Bancos tabulares a lentiformas de hasta 1 metro de espesor, limitados por superficies de orden 4.
Mesoformas eólicas	ME	Shm, Slm, Slg, menos común Spp y Spa de pequeña escala.	*Sets* delgados (menos de 20 cm de potencia), tabulares a lentiformes, de escasa continuidad lateral, limitados por superficies de orden 3.
Dunas crecientes de crestas rectas	DC1	Spa, Spp	*Sets* tabulares (espesor menor a 6 m), de continuidad lateral métrica a decamétrica, limitados por superficies de orden 3 planas.
Dunas crecientes de crestas ligeramente sinuosas	DC2	Spp, Spa, Bme, más raramente Spf	*Sets* acuñados (espesor menor a 5 m), de continuidad lateral métrica, limitados por superficies de orden 3 cóncavas.
Dunas crecientes de crestas restas y morfología variable	DC3	Spf, Spa, Spp	*Sets* tabulares (hasta 5 m de espesor), de continuidad lateral métrica a decamétrica, limitados por superficies de orden 3 mayormente cóncavas, caracterizados por la presencia de superficies de reactivación de orden 2.
Dunas crecientes de crestas sinuosas	DCS	Ste, Bme	*Sets* acuñados, de espesor variable entre 1 y 5 m y continuidad lateral menor a 10 metros. Limitados por superficies de orden 3 cóncavas.
Draas	DR	Spa, Spp, Bme	*Sets* tabulares, generalmente solitarios, con espesor variable entre 10 y 20 m y continuidad lateral mínima de 300 m. Limitados por superficies de orden 4 o 5.

Tabla nº 7.6. Elementos arquitecturales propuesto para los ambientes eólicos de valles intermontanos estudiados.

Otro elemento arquitectural frecuente en las áreas de interduna y de manto eólico corresponde al desarrollo de mesoformas eólicas (elemento MF), como las sombras de arena, *zibars* o *gozes* (véase secciones 5.2.1 y 5.2.2). Estas geoformas producen bancos tabulares a lentiformes, generalmente de espesor menor a 1 m, compuestos por las litofacies Shm, Slm, Slg, Slb y, menos comúnmente, Spp o Spa de pequeña escala (Fig. 7.13). Se encuentran limitados por superficies de orden 3, mayormente planas y horizontales o de bajo ángulo, y aparecen asociados a los mantos de arena (elemento MA). Debido a que las sombras de arena o los *zibars* son formas no migratorias, esta unidad arquitectural se forma muy probablemente

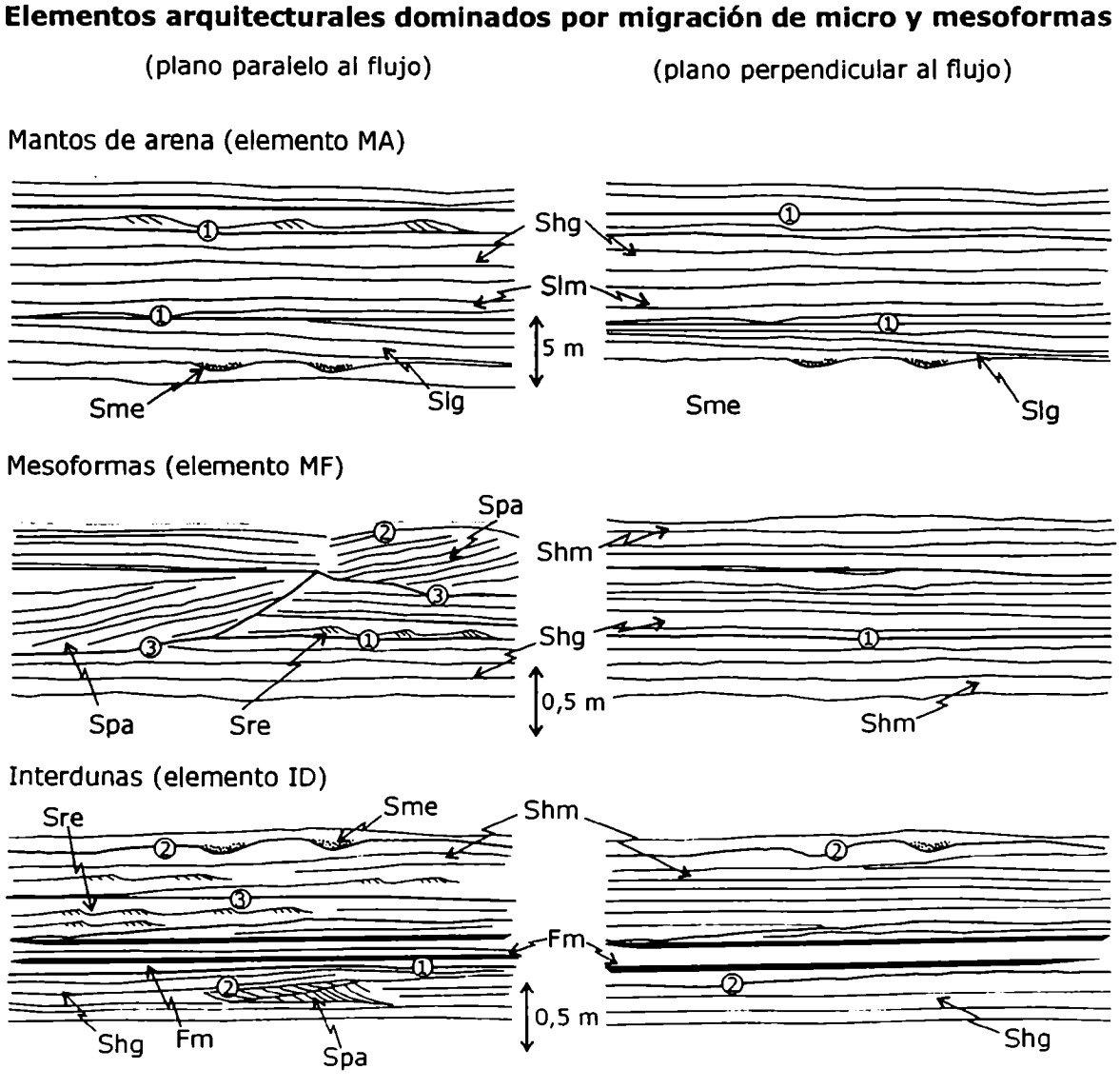


Figura nº 7.13. Diagramas ilustrativos de los diferentes elementos arquitecturales formados principalmente por la migración de micro y mesoformas eólicas.

porque las mismas son cubiertas por depósitos de interduna o bien porque no son totalmente erosionados luego del pasaje de dunas.

Dentro de los depósitos generados por las macroformas eólicas han sido reconocidos cinco tipos básicos de elementos arquitecturales, denominados: DC1, DC2, DC3, DCS y DR. El elemento DC1 corresponde a dunas crecientes de crestas rectas, equivalentes a las dunas de crestas transversales (Fig. 5.1) descriptas en la sección 5.33. La migración de este tipo de dunas de baja sinuosidad determina que los *sets* resulten tabulares, limitados por superficies de orden 3 planas y mayormente paralelas entre sí. Internamente, aparecen comúnmente superficies de orden 1, que limitan paquetes de láminas en las caras frontales, mientras que las de orden 2 son muy poco frecuentes o no están presentes. Las litofacies Spa y Spp predominan en este elemento arquitectural, conformando *sets* de hasta 5 metros de potencia (Fig. 7.14). Esporádicamente, aparecen también brechas matriz-soportadas (Bme) dentro de los *sets* entrecruzados.

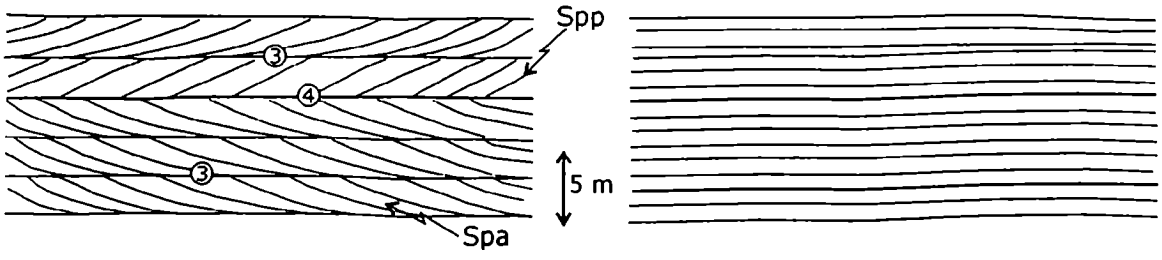
Cuando las dunas comienzan a tener crestas algo más sinuosas (elemento DC2), los *sets* presentan formas tabulares a acuñadas y las superficies de orden 3 que los limitan, e indican el ascenso de los sucesivos trenes de dunas, resultan tanto planas como cóncavas y/o convexas y de menor continuidad lateral (Fig. 7.14). De forma similar al elemento DC1, los paquetes de esta unidad (con espesor menor a 5 m) están formados por areniscas con estratificación entrecruzada tabular, tanto planar (Spp) como asintótica (Spa) y, excepcionalmente, pueden aparecer *sets* aislados de estratificación entrecruzada en artesa (Ste). Las macroformas que forman estos depósitos corresponderían a situaciones transicionales entre dunas de crestas transversales y barjanoides (Fig. 5.1).

En cuanto al elemento arquitectural DCS (dunas crecientes de crestas sinuosas), se caracteriza por el desarrollo de artesas que muestran algunas decenas de metros de continuidad lateral y espesor de unos pocos metros (Fig. 7.14). Estas dimensiones hacen que los *sets* de areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (Ste) sólo puedan ser reconocidos cuando se cuenta con secciones perpendiculares a la dirección de migración de las dunas suficientemente extensas. En planos paralelos u oblicuos a la dirección de migración la identificación de las artesas es más complicada, aunque puede ser deducida debido a que las superficies

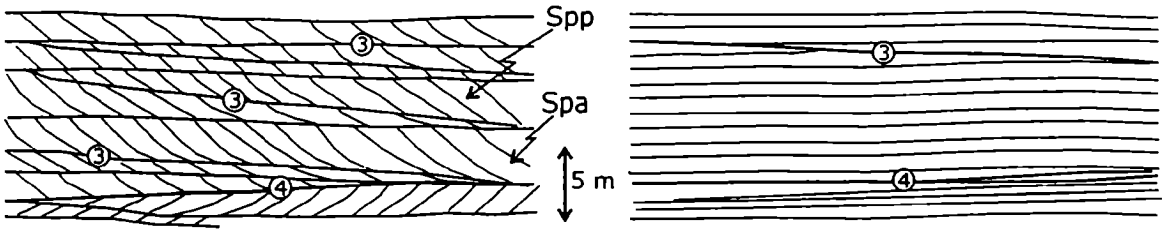
Elementos arquitecturales dominados por migración de macro y megaformas

(plano paralelo al flujo) (plano perpendicular al flujo)

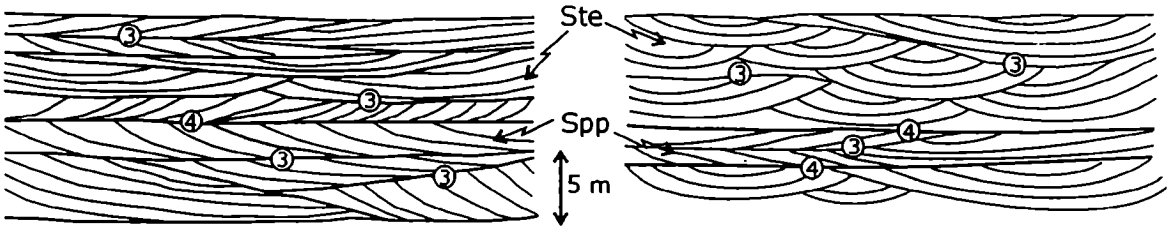
Dunas crecientes de crestas rectas (elemento DC1)



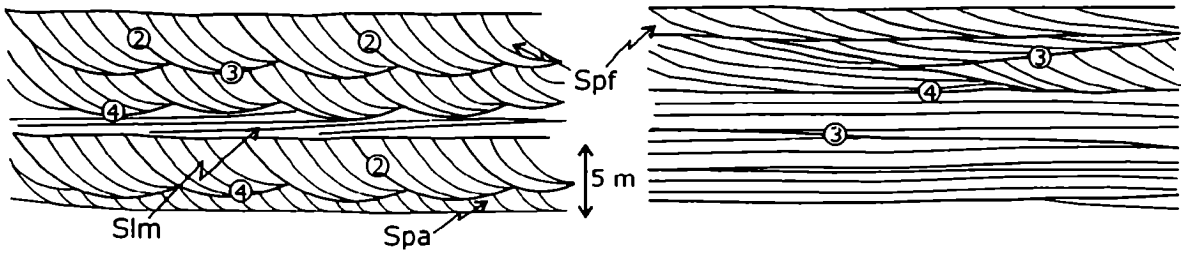
Dunas crecientes de crestas ligeramente sinuosas (elemento DC2)



Dunas crecientes de crestas sinuosas (elemento DCS)



Dunas crecientes de crestas rectas y morfología variable (elemento DC3)



Draas (elemento DR)

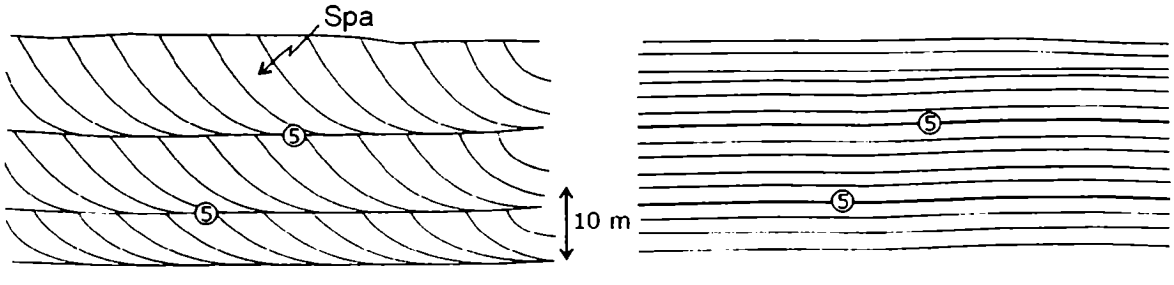


Figura nº 7.14. Idem figura 7.13 pero mostrando los elementos arquitecturales correspondientes a macro y megaformas eólicas.

que limitan los *sets* (orden 3) son fuertemente cóncavas hacia arriba y de limitada continuidad lateral. Las características descriptas llevan a interpretar a este elemento arquitectural como formado por la migración de dunas crecientes de crestas sinuosas. Este elemento arquitectural representa la depositación a partir de la migración de dunas barjan o de crestas barjanoides descriptas en la sección 5.3.2 (véase Fig. 5.1).

Por su parte, se ha incluido aquí dentro del elemento arquitectural DC3 a los *sets* de areniscas con estratificación entrecruzada festoneada (Spf). Asociadas a éstas, pueden aparecer *sets* con estratificación entrecruzada tabular planar y asintótica (Spp, Spa). Cada *set* presenta geometría tabular, espesor generalmente menor a 5 metros y se encuentra limitado por superficies de orden 3, planas a ligeramente cóncavas hacia arriba. Entre éstas se disponen superficies de orden 2 (o de reactivación según Brookfield, 1977), que limitan los sub*sets* de la estratificación entrecruzada festoneada y poseen un perfil fuertemente cóncavo hacia arriba (Fig. 7.9). La presencia cíclica de estas superficies de reactivación indica, como lo señalara Rubin (1987), que las macroformas que determinan estas unidades sufren periódicas fluctuaciones en su geometría, ya sea altura o espaciamiento, o en la velocidad de migración. Debido a que los bancos resultan tabulares y no se han observado *sets* con estratificación entrecruzada en artesa, se interpreta que estas dunas variables son de caracter creciente y de crestas rectas o ligeramente sinuosas.

Los *sets* de areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar y asintótica (litofacies Spp y Spa) de escala gigante (hasta 20 metros de espesor) son incluidos en esta Tesis dentro del elemento arquitectural denominado *draas* (DR, Fig. 7.14). Los bancos resultan tabulares, con gran continuidad lateral (mínimo 300 metros) y aparecen generalmente de forma solitaria. Las unidades de DR estarían limitadas, según el ordenamiento aquí propuesto, por superficies de orden 4 o 5. La migración de los *draas* (las mayores formas de lecho del ambiente eólico) que determinan los depósitos incluidos en este elemento arquitectural implica una escala de tiempo mucho mayor a las que representan el resto de los elementos previamente descriptos.

Finalmente, el elemento arquitectural ID (Fig. 7.13) caracteriza a las áreas de interduna, las que pueden resultar secas o húmedas (según la clasificación de

Ahlbrandt y Fryberger, 1981). En el primer caso, este elemento está formado por areniscas con laminación horizontal (Shg, Shm), entrecruzada de bajo ángulo (Slg, Slm), ondulítica (Sre) o conformando niveles masivos (Sme). Cuando las interdunas son húmedas, a las litofacies previamente citadas se le suman niveles pelíticos (en ocasiones con grietas de desecación y óndulas de adhesión) y de areniscas muy finas margosas. Un rasgo conspicuo de gran parte de las asociaciones de interdunas es la presencia de bioturbación tanto perforante como epichnia.

7.5. Elementos arquitecturales y el ambiente de interacción eólica-fluvial

Debido a las características particulares que presenta el ambiente de interacción eólica-fluvial la distribución de los diferentes elementos arquitecturales en este tipo de depósitos merece un tratamiento especial.

A modo de ejemplo en la figura 7.15 se muestra la alternancia de depósitos fluviales y eólicos que caracterizan al ambiente de interacción. En el caso ilustrado, las secuencias de origen fluvial (a en la Fig. 7.15) están representadas por depósitos de barras gravosas de canal entrelazado, donde los conglomerados masivos representan el núcleo y los entrecruzados los depósitos de capas frontales; todos éstos son cubiertos por areniscas guijarrosas depositadas en el tope de las barras. Los depósitos eólicos (b en la Fig. 7.15) están representados por el elemento arquitectural MA (mantos de arena), compuesto por areniscas muy bien seleccionadas y porosas correspondientes a las litofacies Shm y Slm. Estas delgadas intercalaciones eólicas, dispuestas sobre el tope de las barras de canal, fueron muy probablemente formadas por la migración de óndulas y se disponen sobre una superficie neta y plana o ligeramente ondulada.

La figura 7.16 muestra el arreglo interno de litofacies correspondiente a depósitos amalgamados de mesoformas eólicas desarrolladas en áreas de intercanal. Como allí puede verse el elemento ME (mesoformas eólicas) se encuentra limitado en su base y techo por superficies de orden 3, e internamente dividido por dos tipos diferentes de superficies limitantes de orden 1. Por un lado, aquellas producidas por cambios en los procesos de transporte y depositación limitando *sets* de laminación entrecruzada. Por el otro, superficies más irregulares debidas a procesos de deflación

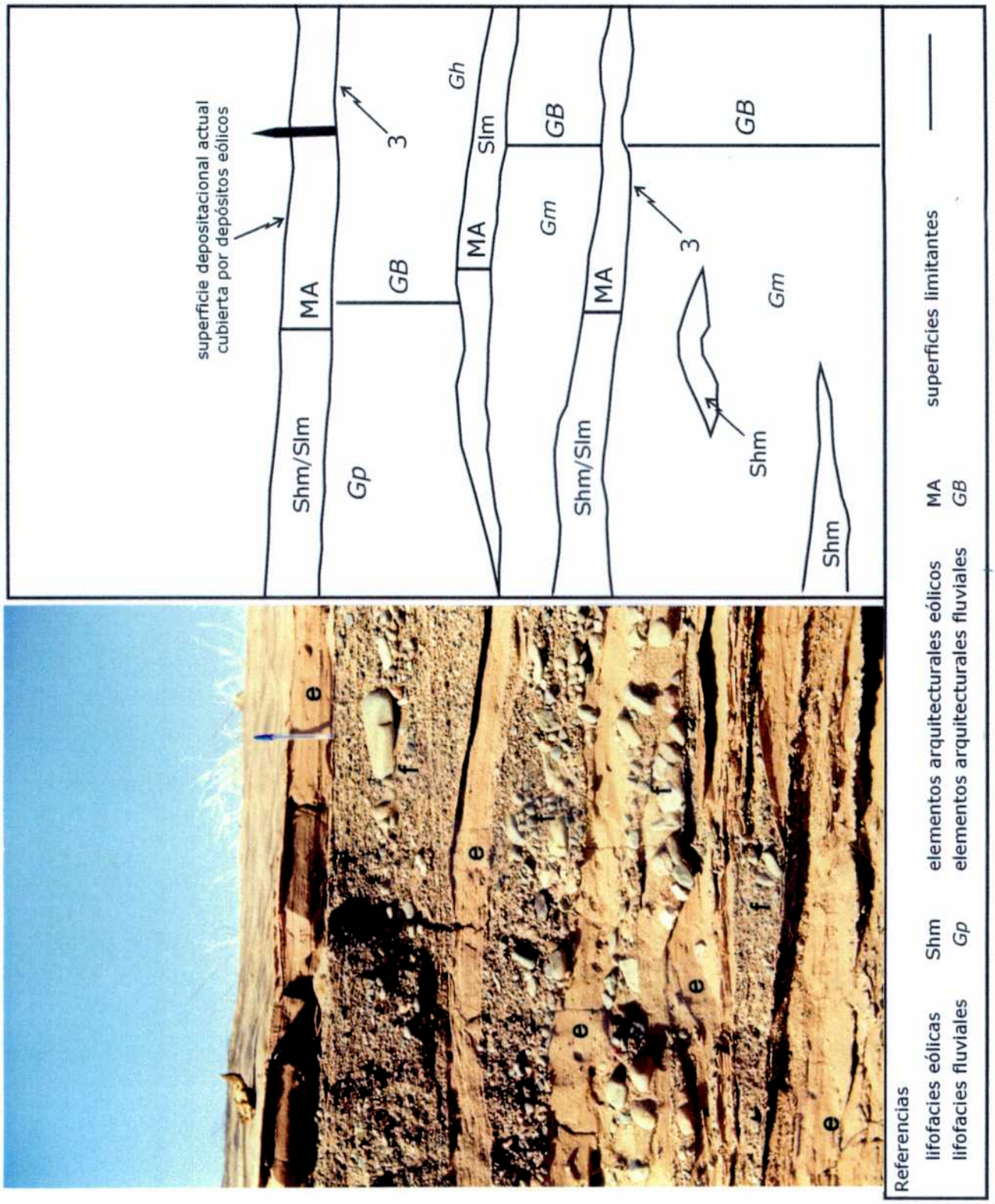


Figura nº 7.15. Litofacies, superficies limitantes y elementos arquitecturales en depósitos subactuales del ambiente de interacción eólica-fluvial del valle del río Guandacol. Las litofacies y elementos arquitecturales fluviales fueron descriptos siguiendo el código de litofacies de Miall (1977).

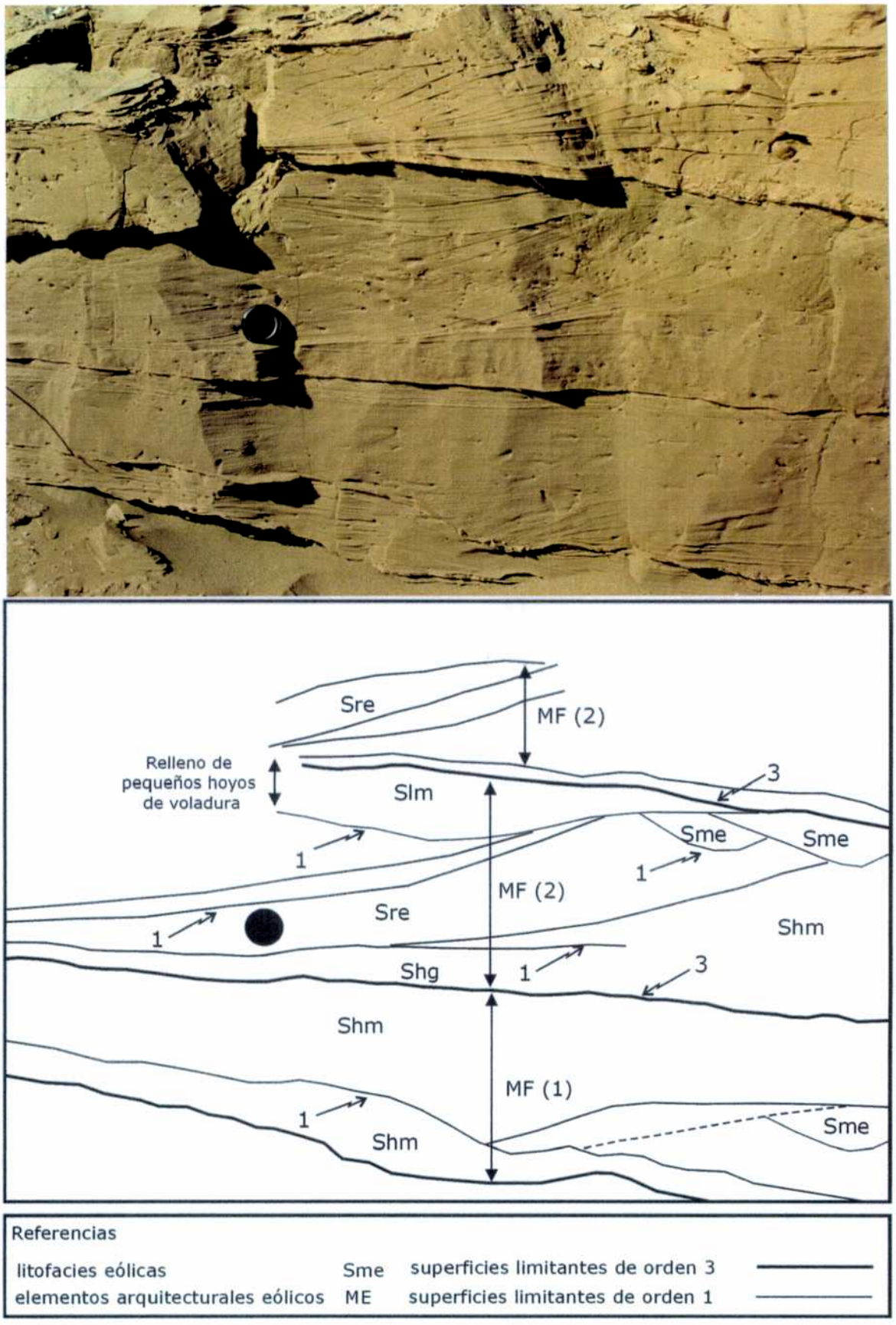


Figura nº 7.16. Litofacies, superficies limitantes y elementos arquitecturales en depósitos subactuales del ambiente de interacción eólica-fluvial del valle del río Guandacol.

que formaron pequeños hoyos de voladura. Desde el punto de vista de las litofacies constituyentes, el elemento ME puede estar formado casi enteramente por la litofacies Shm (como el ME 1 de la Fig. 7.16) o bien por la asociación de litofacies Shg , Shm y Sre, (ME 2 en la Fig. 7.16). En el primer caso, el crecimiento de la mesoforma ocurre por la migración de pequeñas óndulas eólicas, del tipo I-P, o por la caída de granos, tratándose entonces más probablemente de una sombra de arena. En cambio el elemento ME 2, muestra laminación ondulítica (Sre) limitada por superficies de orden 1 inclinadas (véase Fig. 7.16), que indican la migración de óndulas eólicas ascendiendo una superficie, por lo que podría interpretarse a la mesoforma como un *zibar* o un *gozes* (véase Fig. 5.18). Finalmente, el relleno del pequeño hoyo de voladura, desarrollado dentro del elemento MF 2, se encuentra formado por areniscas masivas (Sm) o finamente laminadas.

La figura 7.17 representa el elemento arquitectural MA (mantos de arena) en el que se ha desarrollado un hoyo de voladura de mayores dimensiones. Básicamente, MA está formado por la asociación de litofacies Slg y Slm, es decir que la agradación ocurrió por la migración de pequeñas óndulas eólicas sobre una interduna o un área de manto eólico, y/o por la caída de granos asociada a mesoformas de pequeño porte que allí se desarrollan. Durante un intervalo de deflación se desarrolló una superficie (orden 1), cóncava hacia arriba, que limita el hoyo de voladura. Directamente sobre esta superficie, tuvo lugar la depositación de arenas que señalan la migración de óndulas eólicas, probablemente del tipo I-R (litofacies Sre) y luego de las litofacies Shm y Shg, que indican procesos alternantes de caída de granos y migración de óndulas eólicas. Finalmente, la pérdida de fluidos porales produce la deformación de areniscas previamente laminadas y la formación de laminación convoluta (Sld). Un hoyo de voladura actual, de dimensiones comparables al previamente descripto, se muestra en la figura 7.18.

Por último, la relación entre los elementos ME y MA puede ser claramente observada en la figura 7.19, como allí puede verse areniscas correspondientes al manto eólico son separadas por una superficie de orden 4 de una mesoforma, probablemente un *zibar*, que ha preservado parcialmente su morfología. De esta forma, la superficie de orden 4 (Fig. 7.19) representaría el techo de la mesoforma, de allí su geometría regular y ligeramente convexa hacia arriba. Dentro del ele-

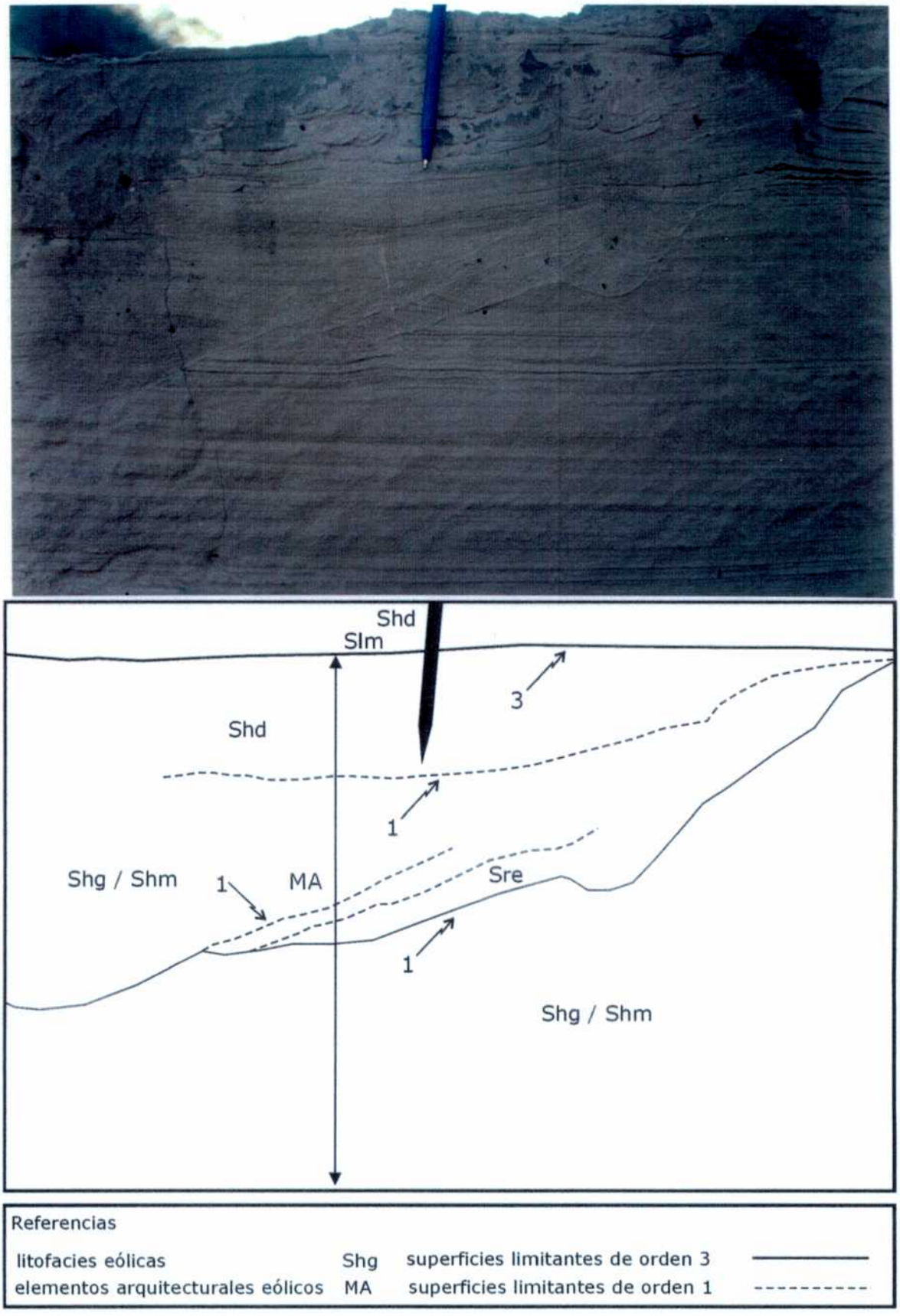


Figura nº 7.17. Litofacies, superficies limitantes y elementos arquitecturales en depósitos subactuales del ambiente de interacción eólica-fluvial del valle del río Guandacol.

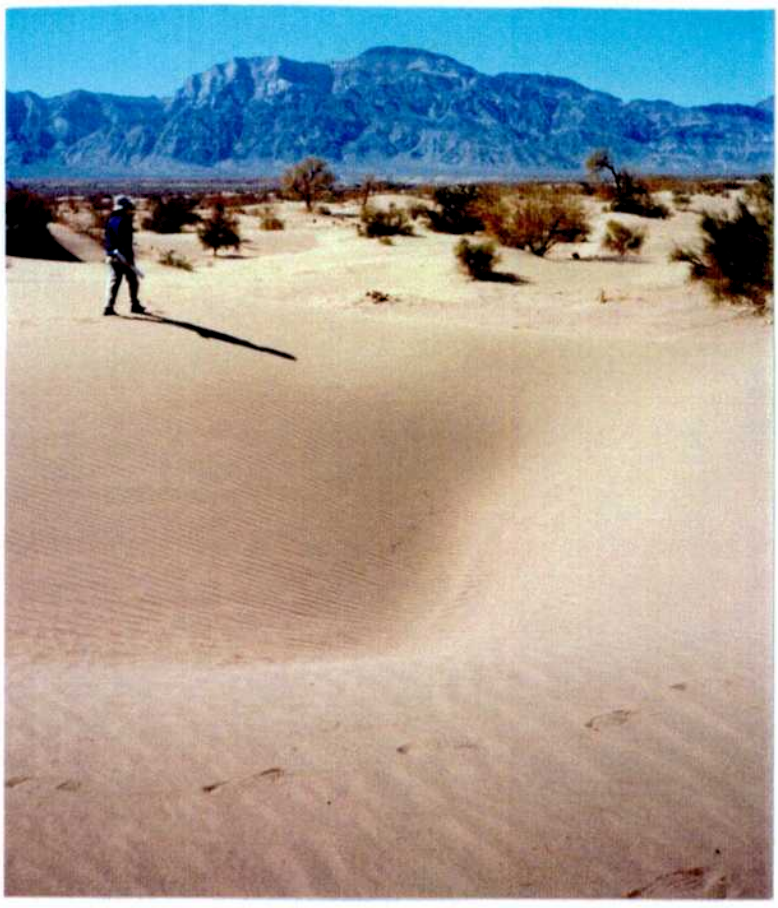
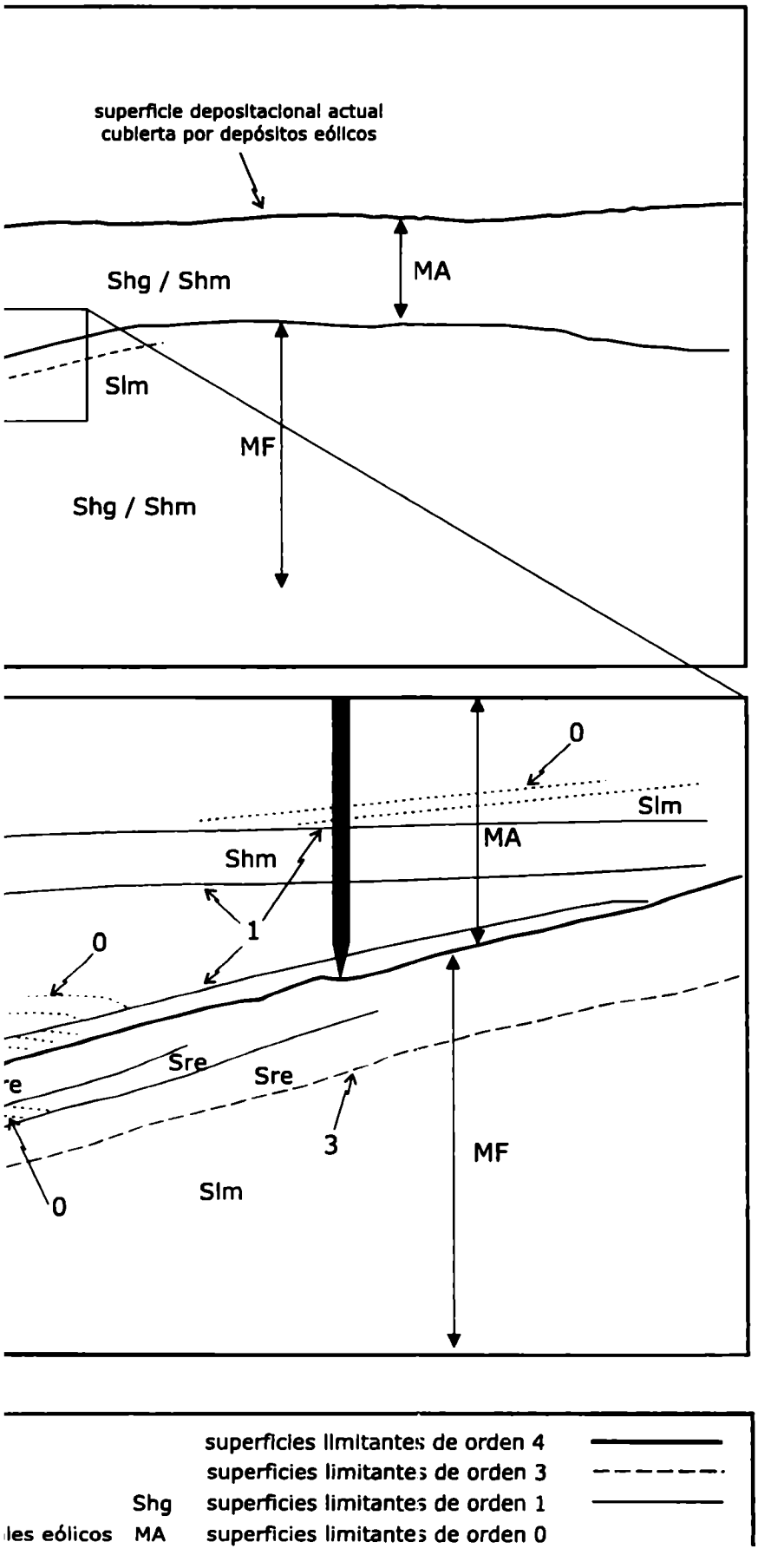


Figura nº 7.18. Hoyo de voladura en el área de intercanal del campo de interacción eólica-fluvial del valle del río Guandacol.

mento MF, y separados por una superficie de orden 3, se definen claramente dos secciones. La inferior, más espesa, está compuesto por *sets* de laminación entrecruzada de bajo ángulo (Slm) y el superior, de pocos centímetros de espesor, por laminación ondulítica que asciende de izquierda a derecha la superficie depostacional inclinada de la mesoforma. Por encima de la superficie de orden 4, el elemento MA presenta varias superficies de primer orden que separan *sets* de laminación ondulítica, horizontal y entrecruzada de bajo ángulo. Nótese como una vez estabilizado el *zibar*, un delgado *set* de laminación ondulítica (Sre) se dispone sobre la superficie de orden 4, y se adelgaza hacia arriba probablemente porque las óndulas no resultaban aerodinámicamente estables al ascender hacia la cresta del *zibar*. Una superficie de orden 1 separa a este intervalo (Sre), de areniscas con laminación horizontal (Shm), donde es notable como las láminas se curvan ligeramente al llegar a la superficie de orden 1 (flecha en la Fig. 7.19). Este rasgo podría indicar el desarrollo de pequeñas zonas de turbulencia al chocar los filetes de viento sobre la superficie inclinada.

Figura nº 7.19. Litofacies, superficies limitantes y elementos arquitecturales en depósitos subactuales del ambiente de interacción eólica-fluvial del valle de Guandacol.


superficie depositacional actual
cubierta por depósitos eólicos
Shg / Shm
MA
Slm
MF
Shg / Shm
0
Slm
MA
Shm
1
0
Sre
Sre
3
MF
Slm
0
superficies limitantes de orden 4
superficies limitantes de orden 3
Shg
superficies limitantes de orden 1
les eólicos
MA
superficies limitantes de orden 0

8. ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO DE SECUENCIAS EÓLICAS ANTIGUAS: FORMACIÓN VALLECITO

Sobre la base de los resultados obtenidos en el estudio de ambientes actuales (véase capítulos 5 y 6) y de la metodología de análisis propuesta para secuencias antiguas (capítulo 7) se plantea en esta sección el estudio de las eolianitas que conforman la Formación Vallecito. Esta unidad conforma el relleno inicial de la cuenca de antepaís andina desarrollada durante el Terciario entre los 29º y 31º de latitud sur y fue elegida pues representa típicas acumulaciones eólicas de bolsones intermontanos, similares de esta forma a las estudiadas en los valles actuales de las provincias de La Rioja y San Juan.

8.1. Introducción

La Formación Vallecito constituye una potente secuencia de eolianitas terciarias que aflora a lo largo de las estribaciones más occidentales de la Precordillera, entre aproximadamente los 29º y 30º 30' de latitud sur, conformando una estrecha faja discontinua de más de 100 km de longitud (Fig. 2.2). La unidad en cuestión ha sido estudiada en tres localidades, donde fueron levantados perfiles de detalle. La más austral corresponde a la Ciénaga del Vallecito, provincia de San Juan (Fig. 2.2), donde queda expuesto el perfil tipo de la presente Formación. Hacia el norte, un segundo perfil se realizó en las nacientes del Río Guandacol, provincia de La Rioja (Fig. 2.2). Finalmente, una tercera sección fue levantada a lo largo de la quebrada de La Flecha, provincia de La Rioja (Fig. 2.2), donde se observa una completa y potente sucesión de la unidad aquí estudiada.

8.2. Antecedentes

Esta unidad fue originalmente reconocida en el área de la Ciénaga del Vallecito (provincia de San Juan, Fig. 2.2) por Bracaccini (1946), quien la incluyó en su «Grupo de las areniscas eólicas» (Fig. 8.1), destacando la existencia de estratos entrecruzados de gran potencia y asignándola al Triásico. Años más tarde, y en la

misma área, Borrello y Cuerda (1968) definieron el Grupo Río Huaco, integrado por las Formaciones Vallecito, Cerro Morado y Cauquenes, señalando el carácter condordante que guardaban entre sí las citadas unidades.

Paralelamente, Furque (1963) incluyó, en la Hoja Geológica Guandacol ,al conjunto aquí estudiado dentro de la Formación Ojo de Agua (Pérmico). Este criterio fue luego modificado para el caso de los afloramientos del Cerro de La Flecha, los mismos fueron correlacionados por Furque (1972) con la Formación El Áspero, integrada por una facies sedimentaria y otra volcánica. La primera incluía potentes niveles de areniscas eólicas, que posteriormente fueron correlacionados con la Formación Vallecito del área Jachal-Huaco (Furque, 1979). Así mismo, y basándose en reglas de prioridad estratigráfica, Furque (1979) propusó la sustitución del término Grupo Río Huaco por el del Grupo del Áspero, incluyendo a la aquí estudiada Formación Vallecito (Fig. 8.1).

De acuerdo a lo expresado, se sigue aquí las propuestas de Borrello y Cuerda (1968) y Furque (1979) de incluir al espeso conjunto de areniscas eólicas aflorantes en la Ciénaga del Vallecito dentro de la Formación Vallecito. Los trabajos de campo efectuados para esta Tesis permiten extender hacia el norte los afloramientos de la unidad, en particular a las localidades de quebrada de La Flecha y nacientes del Río Guandacol (provincia de La Rioja) donde fueron levantados perfiles de detalle.

<table>
<tr><th>Braccaccini (1946)</th><th>Furque (1963)</th><th colspan="2">Borrello y Cuerda (1968)</th><th>Furque (1972)</th><th colspan="2">Furque (1979)</th></tr>
<tr><td rowspan="3">Grupo de las areniscas eólicas</td><td rowspan="3">Formación Ojo de Agua</td><td rowspan="3">Grupo Río Huaco</td><td>Formación Cauquenes</td><td rowspan="3">Formación El Áspero:
a) facies sedimentaria
b) facies volcánica</td><td rowspan="3">Grupo del Áspero</td><td>Formación Cauquenes</td></tr>
<tr><td>Formación Cerro Morado</td><td>Formación Cerro Morado</td></tr>
<tr><td>Formación Vallecito</td><td>Formación Vallecito</td></tr>
</table>

Figura nº 8.1. Cuadro estratigráfico que muestra la terminología empleada por diferentes autores para el intervalo estratigráfico correspondiente a la Formación Vallecito.

8.3. Litología y relaciones estratigráficas

Tanto en su localidad tipo, como en las áreas de la quebrada de La Flecha y de las nacientes del Río Guandacol, la Formación Vallecito está formada casi exclusi-

vamente por areniscas, medianas a finas, con estratificación entrecruzada de escala grande y gigante, donde son extremadamente escasos los conglomerados y mínima la participación de pelitas. En el perfil de la quebrada de La Flecha aparecen areniscas guijarrosas gris verdosas, con clastos predominantemente de andesitas, conformando un delgado nivel que se intercala con las típicas areniscas eólicas. Junto con éstas se asocian limolitas y pelitas rojizas (véase asociación de facies V de esta Tesis).

En cuanto a las relaciones estratigráficas, tanto en la Precordillera de San Juan como en el sector riojano, las rocas de esta unidad se disponen sobre la Formación Ciénaga del Río Huaco (Limarino *et al.*, 2000), de edad cretácica superior, o sobre los estratos terciarios identificados como «estratos rojos transicionales a Vallecito» por Jordan *et al.* (1993). Por su parte, la Formación Vallecito es cubierta por las brechas y conglomerados de la Formación Cerro Morado (Mioceno) o bien por las areniscas y conglomerados de la Formación Vinchina (Turner, 1964).

8.4. Edad

Como se indicó previamente, la Formación Vallecito fue inicialmente referida al Triásico por Bracaccini (1946) y Furque (1963, 1972) y hasta principios de la década del 90 la secuencia eólica era considerada triásica. Esta edad era sugerida por la correlación efectuada por Braccaccini (1946) con las secuencias «aflorantes en la provincia de Mendoza» (véase también Furque, 1979). Sin embargo, el hallazgo de microflora cretácica en niveles estratigráficos que infrayacían a las eolianitas (Formación Ciénaga del Río Huaco, Limarino *et al.*, 2000) reportado por Chaía (1990) y Perez *et al.* (1993) cuestionó seriamente la edad asignada.

Estudios más recientes han permitido reubicar a la unidad estudiada en esta Tesis en el Mioceno (Jordan *et al.*, 1993). Esta antigüedad es sugerida por la datación radimétrica de tobas intercaladas en niveles que infrayacen a la Formación Vallecito («estratos rojos no nominados» de Jordan *et al.*, 1993), que aportaron una edad máxima de 21,6 ± 0,8 M.a. para las eolianitas. Además, los mismos autores reportaron la datación de un clasto de andesita (13,4 ± 1,6 M.a.) perteneciente a la sobreyacente Formación Cerro Morado, por lo que Vallecito fue entonces referida al

rango de edades que se extiende entre 21 y 14 M.a. (Jordan *et al.*, 1993).

Mayores precisiones han sido recientemente aportadas por Limarino *et al.* (2001) quienes dataron dos niveles de andesitas ubicados en la base de la Formación Cerro Morado en el Cerro Guachi (provincia de San Juan), obteniéndose edades de 17,6 ± 0,5 y 18,3 ± 0,7 M.a.. Estos nuevos datos confiman la edad miocena de la Formación Vallecito y a la vez acotan aún más su antigüedad.

Por su parte, y como se verá más adelante, en el área de la quebrada de La Flecha, aparecen dentro de la Formación Vallecito delgados niveles de conglomerados volcánicos con abundantes clastos de la Formación Cerro Morado (Mioceno superior), avalando fuertemente la edad terciaria de la secuencia y la correlación planteada.

8.5. Análisis Sedimentológico

El estudio paleoambiental de la Formación Vallecito fue llevado a cabo mediante el levantamiento de tres perfiles de detalle. El más meriodional se ubica en la Precordillera de La Rioja a lo largo de la quebrada de La Flecha, una segunda sección fue levantada en las nacientes del río Guandacol, Precordillera de La Rioja (Fig. 2.2). Finalmente, un tercer perfil fue efectuado en la Ciénaga del Vallecito, provincia de San Juan (Fig. 2.2), en la localidad tipo de la Formación Vallecito. El análisis de las secciones levantadas a permitido reconocer un total de 6 asociaciones de facies, cuyas características principales son mostradas en la figura 8.2. En base a las distintas litofacies y superficies limitantes presentes (Tablas 7.1, 7.2 y 7.4), se identificaron los elementos arquitecturales que caracterizan a cada una de las asociaciones de facies reconocidas.

8.5.1. Perfil de la quebrada de La Flecha

La quebrada de La Flecha, ubicada al norte del cerro homónimo, se encuentra a aproximadamente 15 km de la ciudad de Guandacol, en el oeste de la provincia de La Rioja (Fig. 2.2). La constitución geológica del área en cuestión se muestra en la figura 8.3 donde puede verse como las rocas más antiguas corresponden a

Asociación de facies	Descripción	Interpretación
I	*Sets* tabulares de areniscas con laminación horizontal y entrecruzada de bajo ángulo, intercalaciones lenticulares y aisladas de areniscas con estratificación entrecruzada.	Manto eólico
II	*Sets* tabulares de areniscas con estratificación entrecruzada de escala grande y gigante	*Draas* y dunas crecientes de crestas rectas sobreimpuestas
III	*Sets* acuñados de areniscas con estratificación entrecruzada tabular y en artesa de escala mediana y grande	Dunas crecientes de crestas sinuosas y ligeramente sinuosas
IV	*Sets* tabulares a lentiformes de areniscas con laminación horizontal y ondulítica; esporádica aparición de niveles pelíticos.	Interduna
V	Areniscas gruesas y guijarrosas, masivas o con estratificación entrecruzada, junto a pelitas laminadas y cuerpos tabulares de areniscas finas y muy finas con estratificación entrecruzada.	Interacción eólica-fluvial y lacustre efímero con sedimentación clástica dominante
VI	*Sets* tabulares y festoneados, de areniscas con estratificación entrecruzada de escala mediana y grande.	Dunas crecientes de crestas rectas, algunas con morfología variable

Figura 8.2. Asociaciones de facies reconocidas en la Formación Vallecito.

los estratos rojos de la Formación Ciénaga del Río Huaco (Limarino *et al.*, 2000), constituída por areniscas, conglomerados y niveles de pelitas, todas de color rojo intenso. La edad de la unidad ha sido determinada a partir de restos de ostrácodos, charofitas y material palinológico hallado en la localidad de Ciénaga del Vallecito (Chaía, 1990; Limarino *et al.*, 2000), que indican una antigüedad cretácica superior para estas rocas. Sobre esta unidad se dispone un delgado intervalo compuesto por pelitas y areniscas finas, que por su posición estratigráfica y composición litológica pueden ser correlacionado con los «Estratos rojos terciarios aún no nominados» de Jordan *et al.* (1993). En aparente concordancia, aunque en contacto neto por cambio litológico, se disponen las areniscas de la Formación Vallecito, que alcanzan en el área un espesor total de 1200 metros. Una característica particular de los afloramientos de la quebrada de La Flecha es la existencia de un intervalo conglomerádico, intercalado en la parte media de la unidad. Por su parte, sobre la Formación Vallecito se apoyan, mediando una suave discordancia, las areniscas y conglomerados pertenecientes a la Formación Vinchina, también de edad miocena.

En el perfil de la quebrada de La Flecha han sido reconocidas seis asociaciones de facies (Figs. 8.3 y 8.4, para referencias véase Fig. 8.5), de las cuales cinco son

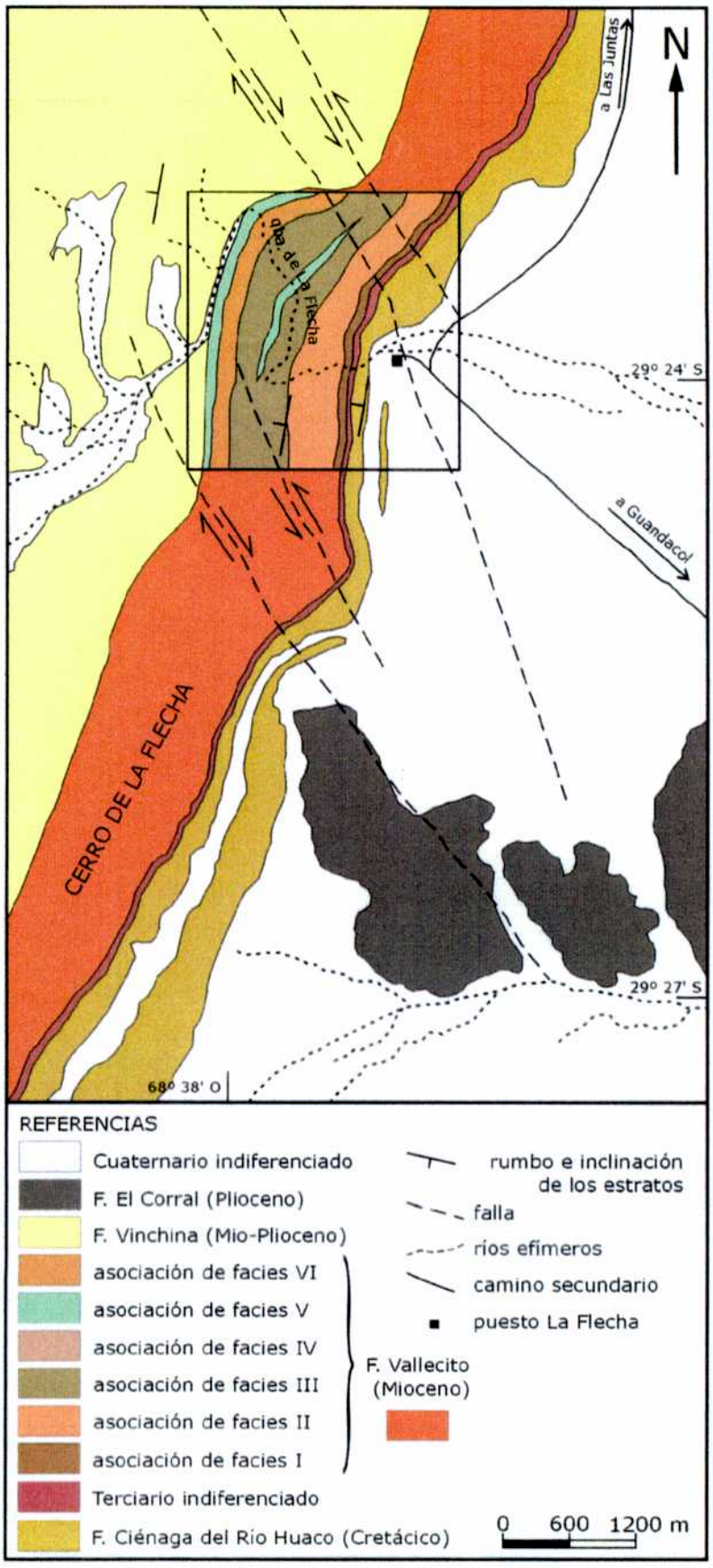
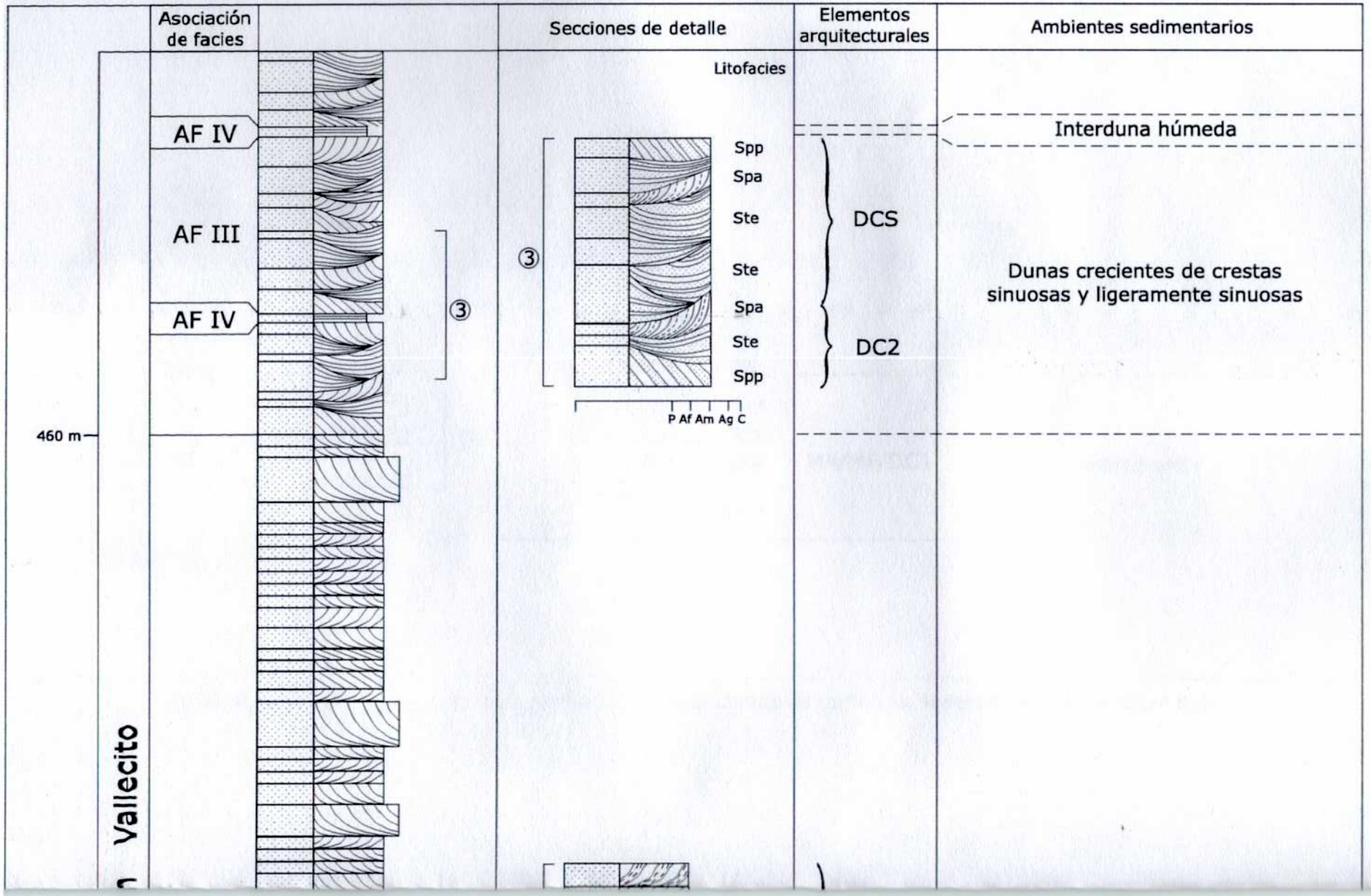


Figura 8.3. Esquema geológico del área de la quebrada de La Flecha, provincia de La Rioja. El recuadro indica el lugar donde se realizó un perfil de detalle de la Formación Vallecito, señalándose las asociaciones de facies allí identificadas.

Perfil de la quebrada de La Flecha (1)



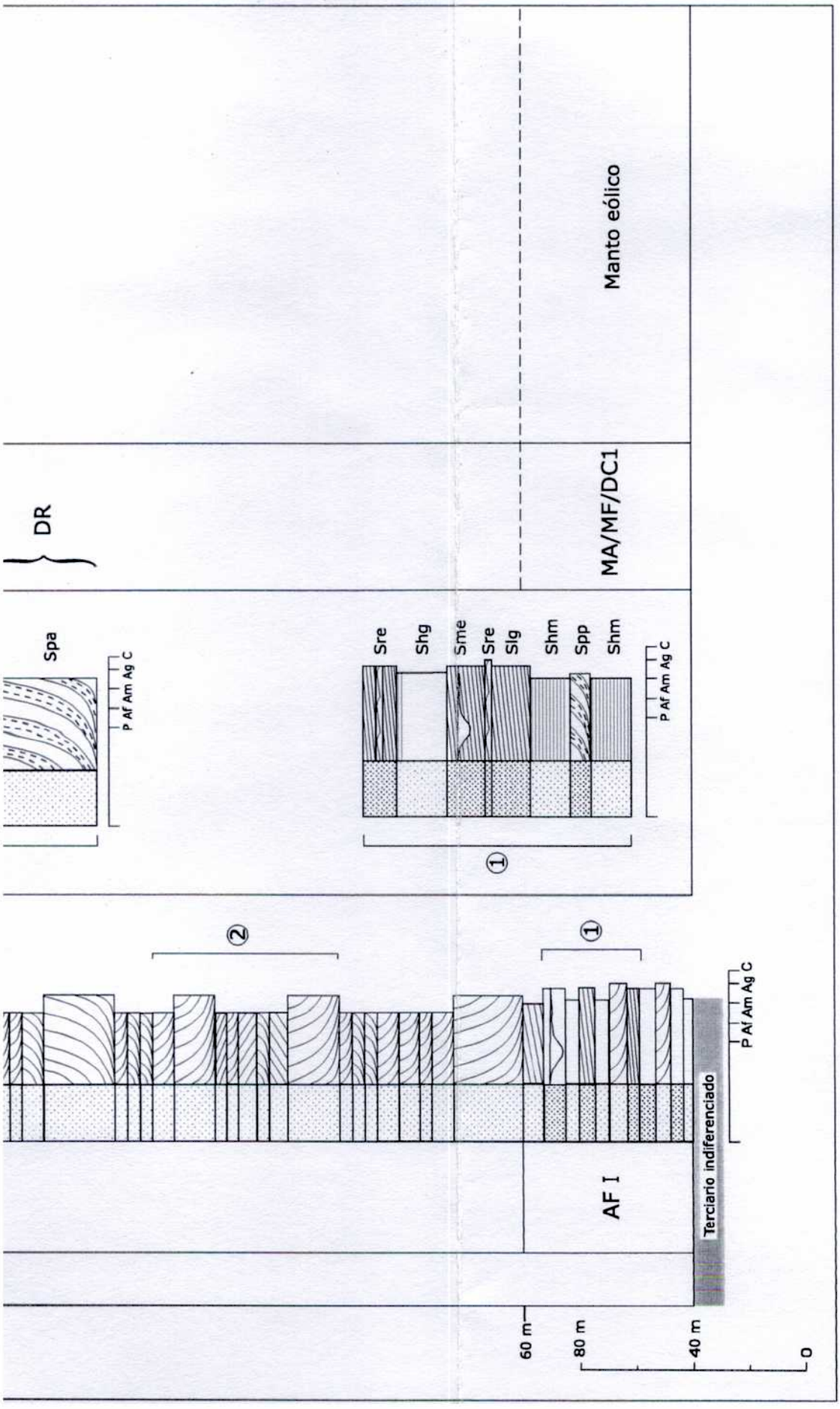
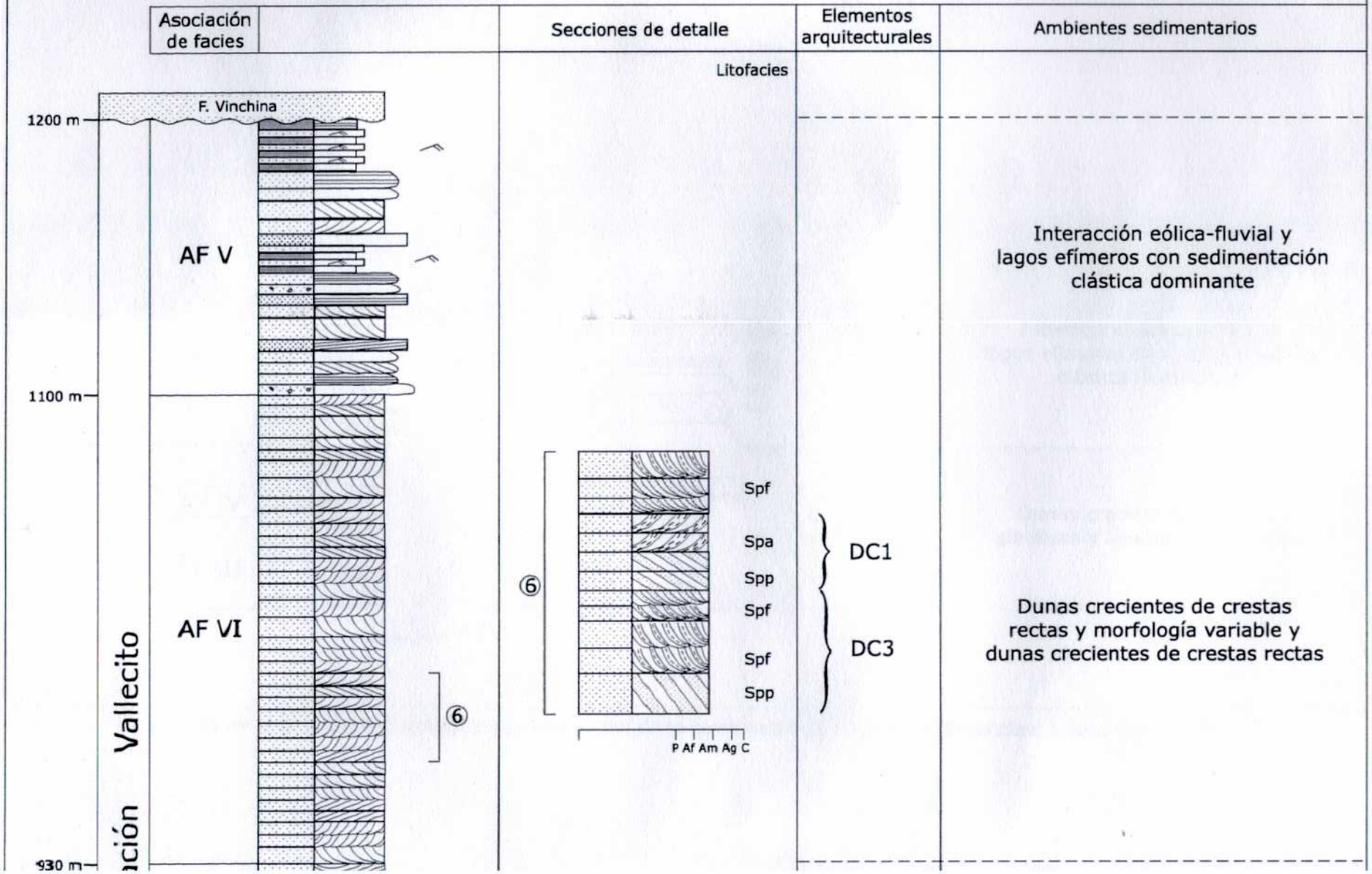


Figura nº 8.4. Perfil esquemático de la localidad de la quebrada de La Flecha. Referencias: véase figura 8.5.

Perfil de la quebrada de La Flecha (2)



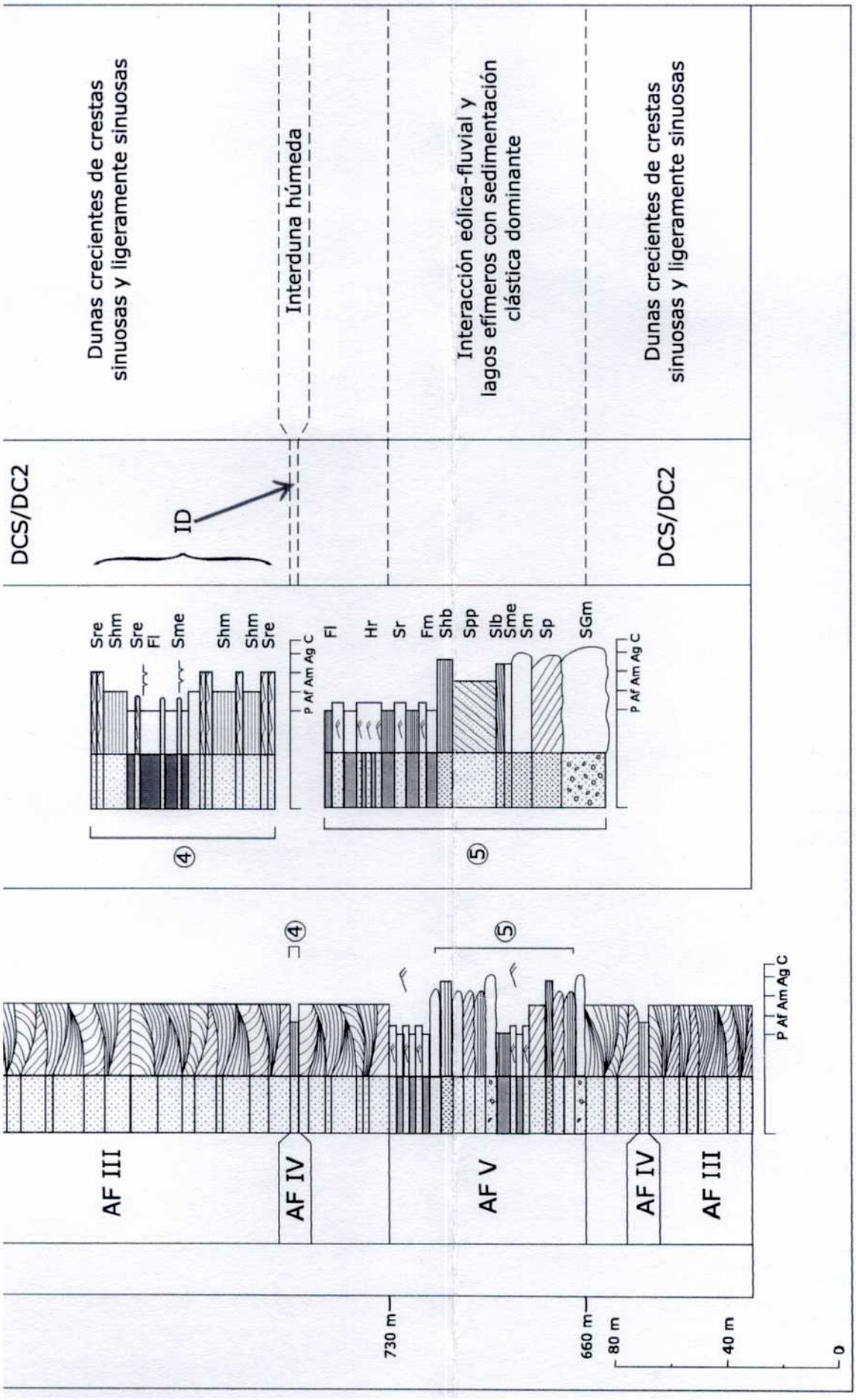


Figura nº 8.4. Perfil esquemático de la localidad de la quebrada de La Flecha. Referencias: véase figura 8.5.

de origen eólico (asociaciones I, II, III, IV y VI) y una corresponde a un ambiente de interacción eólica-fluvial asociado a lagos efímeros con sedimentación clástica dominante (asociación V).

8.5.2. Perfil de las nacientes del Río Guandacol

Este perfil se realizó a lo largo de la quebrada que labra el río Guandacol en la Precordillera riojana, 2 km al este de la confluencia de los ríos De la Bolsa y Ojo de Agua (Figs. 2.2). La zona habitada más cercana es el puesto Chepical (provincia de San Juan), ubicado aproximadamente 25 km al sudeste de la traza del perfil, por lo que el acceso a la misma debe efectuarse con animales. La conformación geológica de esta área resulta algo compleja debido a la existencia de una estructura sinclinal, cortada por un corrimiento regional. Como puede verse en la figura 8.6 las rocas más viejas corresponden a la Formación Trapiche, de edad ordovícica, que aparecen intruidas por el Granito Cerro Imán (Pérmico). Sobre éstas se apoyan, en

Figura nº 8.5. Referencias para los perfiles esquemáticos de las Figs. 8.4, 8.7 y 8.9.

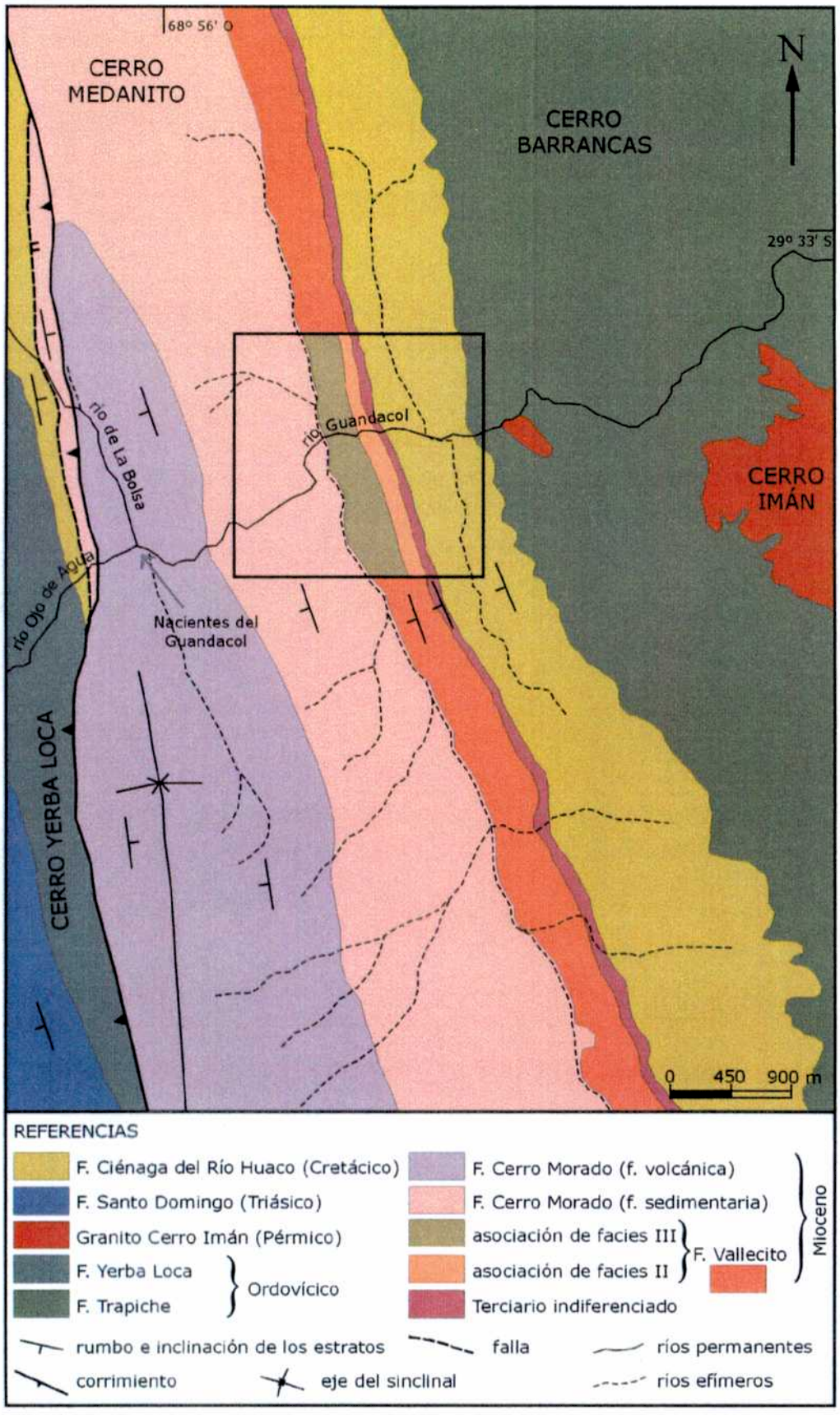


Figura 8.6. Esquema geológico del área de las nacientes del río Guandacol, provincia de La Rioja. El recuadro indica la traza del perfil sobre la Formación Vallecito, señalándose las asociaciones de facies allí identificadas.

discordancia, los conglomerados, areniscas y pelitas pertenecientes a la Formación Ciénaga del Río Huaco (Limarino *et al.*, 2000), que como se mencionó anteriormente fue depositada durante el Cretácico superior. Luego, y de forma similar a lo que ocurre en la quebrada de La Flecha y en la Ciénaga del Vallecito, aparecen areniscas y pelitas correlacionables con los «Estratos rojos terciarios aún no nominados» de Jordan *et al.* (1993). Mediante contacto neto se apoyan sobre éstas las areniscas de la Formación Vallecito, que a su vez son cubiertas por areniscas y conglomerados de la facies sedimentaria de la Formación Cerro Morado.

En la figura 8.6 puede observarse como, el núcleo del sinclinal está formado por la facies volcánica de dicha Formación, que constituye una serranía de más de 4500 m de altura. Como se mencionó previamente, el sinclinal se halla cortado por un corrimiento, de rumbo norte-sur y extensión regional, al oeste del cual aparecen la facies sedimentaria de la Formación Cerro Morado y las Formaciones Santo Domingo (Triásico) y Yerba Loca (Ordovícico).

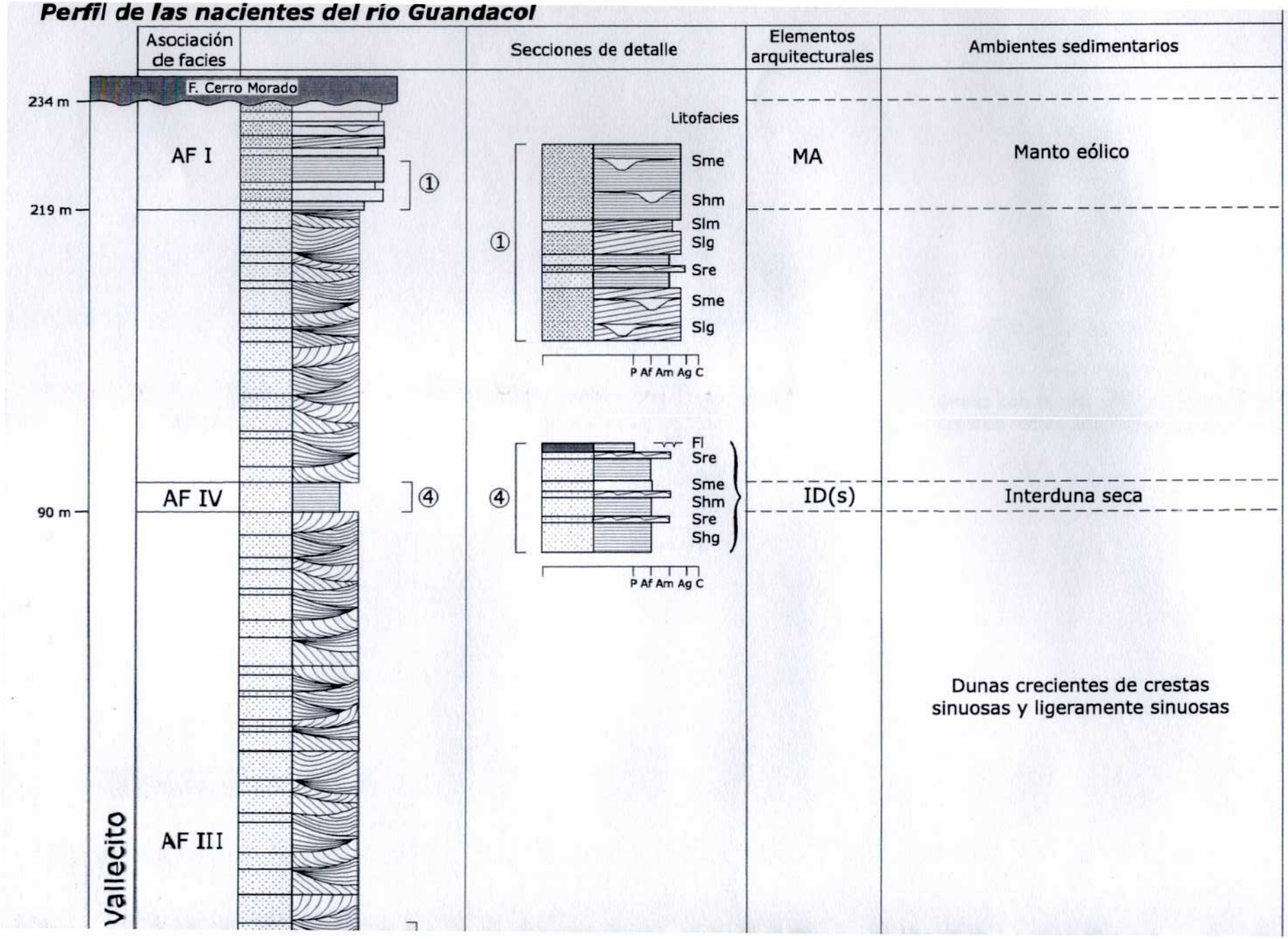
A diferencia de lo que ocurre en la quebrada de La Flecha, donde la Formación Vallecito alcanza su mayor espesor junto con una gran variedad de facies, en el perfil de las nacientes del Río Guandacol la secuencia posee 234 m de potencia y en él, sólo han podido reconocerse las asociaciones de facies II, III, IV y I, en ese orden (véase Figs. 8.7, referencias en la Fig. 8.5). Cabe destacar, además, que en esta área no aparecen rocas pertenecientes a la asociación de facies V, por lo que toda la secuencia es exclusivamente de origen eólico.

8.5.3. Perfil de la Ciénaga del Vallecito

El perfil de la Ciénaga del Vallecito (Fig. 2.2) resulta una sección clásica de la Precordillera central y el perfil tipo de la unidad aquí estudiada (Bracaccini ,1946; Furque, 1979; Limarino *et al.*, 1986; Jordan *et al.*, 1993). Allí se encuentra expuesta una estructura anticlinal, en cuyo flanco occidental se observa una sección completa y bien expuesta de la Formación Vallecito. El perfil levantado corresponde a una pequeña quebrada que secciona toda la unidad y se ubica unos 2 Km al sur del antiguo campamento de Vialidad Nacional (Fig. 8.8).

Las rocas más antiguas del área estudiada corresponden a la Formación Cali-

Perfil de las nacientes del río Guandacol



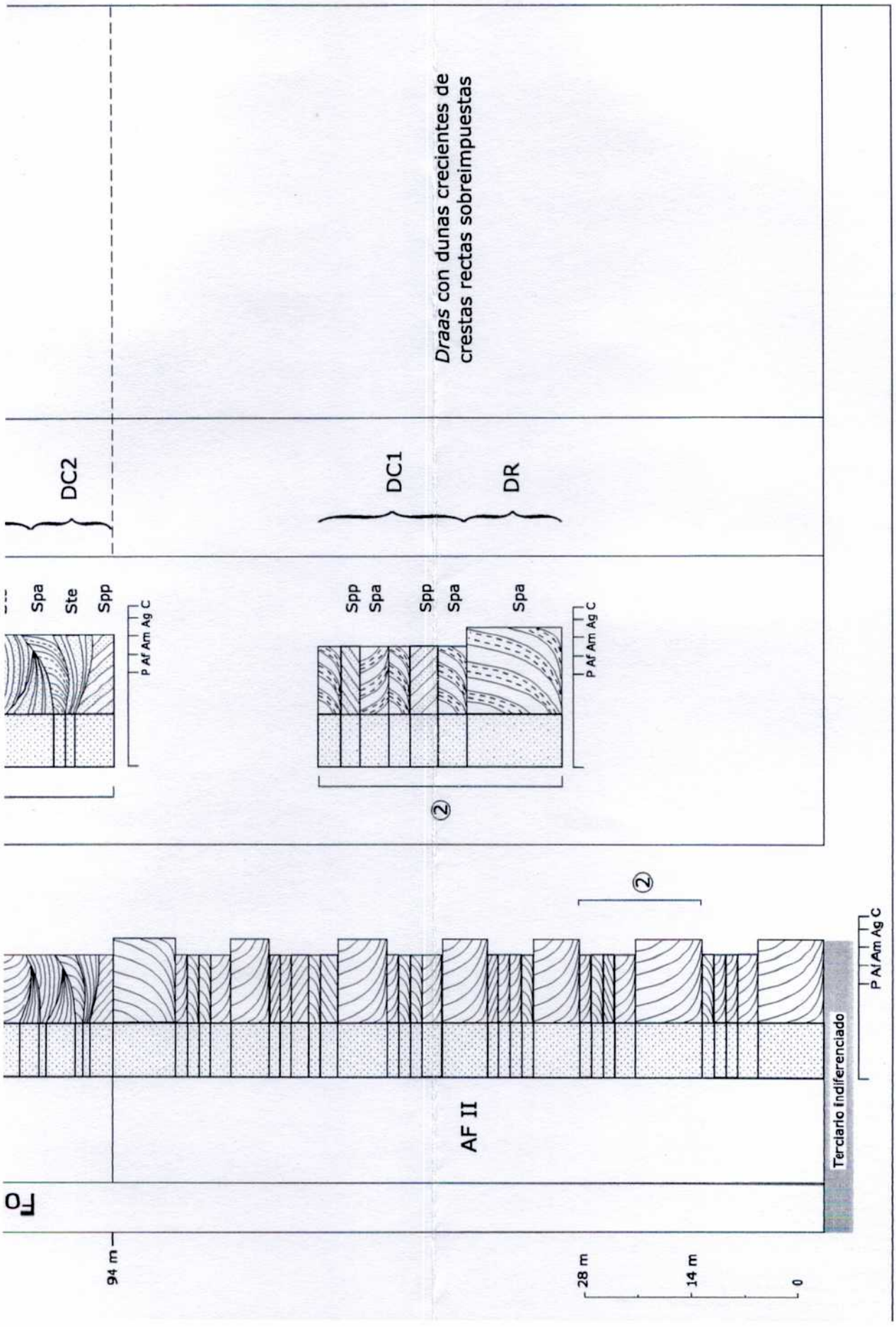


Figura nº 8.7. Perfil esquemático de la Formación Vallecito en las nacientes del río Guandacol. Referencias: véase figura 8.5.

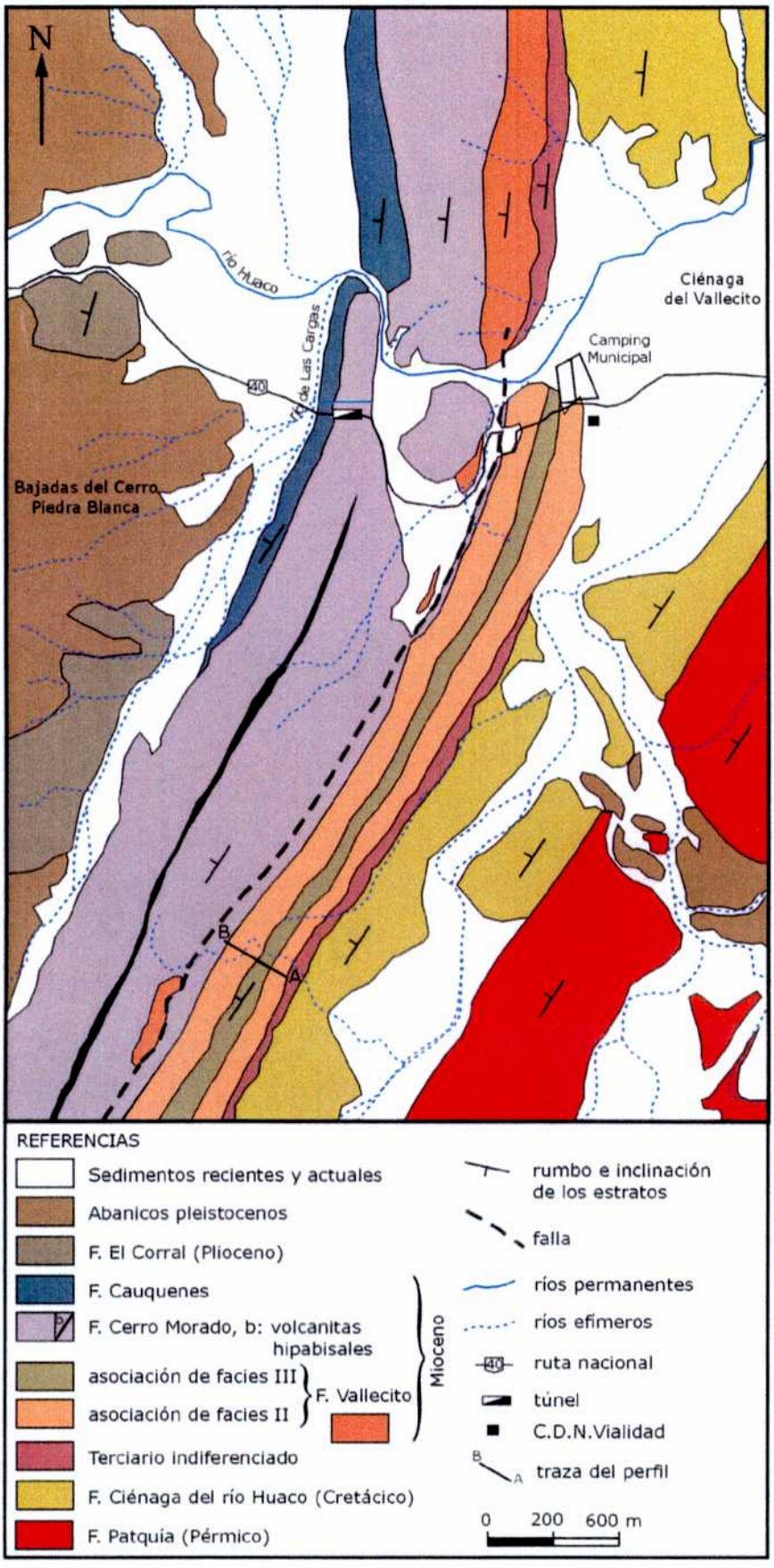


Figura 8.8. Esquema geológico del área de la Ciénaga del Vallecito, provincia de San Juan. El recuadro indica el lugar donde se realizó un perfil de detalle de la Formación Vallecito y las asociaciones de facies allí identificadas.

za San Juan (cambro-ordovícica), que es sucedida en discordancia por la secuencia neopaleozoica correspondiente al Grupo Paganzo (Azcuy y Morelli, 1970). Sobre éstas se disponen areniscas y pelitas de edad cretácica superior, incluidas, por Limarino *et al.* (2000), en la Formación Ciénaga del Río Huaco, que es a su vez cubierta transicionalemnte por los «Estratos rojos terciarios aún no nominados» de Jordan *et al.* (1993) de probable edad oligocena. Las eolianitas de la Formación Vallecito se disponen mediante contacto neto sobre estos estratos rojos, y son cubiertos por brechas y conglomerados volcánicos de la Formación Cerro Morado. El rumbo general de la secuencia, que alcanza un espesor de 220 metros, es norte 10° este e inclina al oeste unos 25°.

Con respecto al análisis sedimentológico de la unidad en estudio, en esta localidad han podido reconocerse solamente dos asociaciones de facies, ambas de origen eólico (asociaciones II y III, Fig. 8.9, para referencias véase Fig. 8.5). Así mismo, y de forma similar a lo que ocurre en las nacientes del río Guandacol, en esta área la secuencia no resulta tan completa como en la quebrada de La Flecha, alcanzando un espesor total de 215 metros.

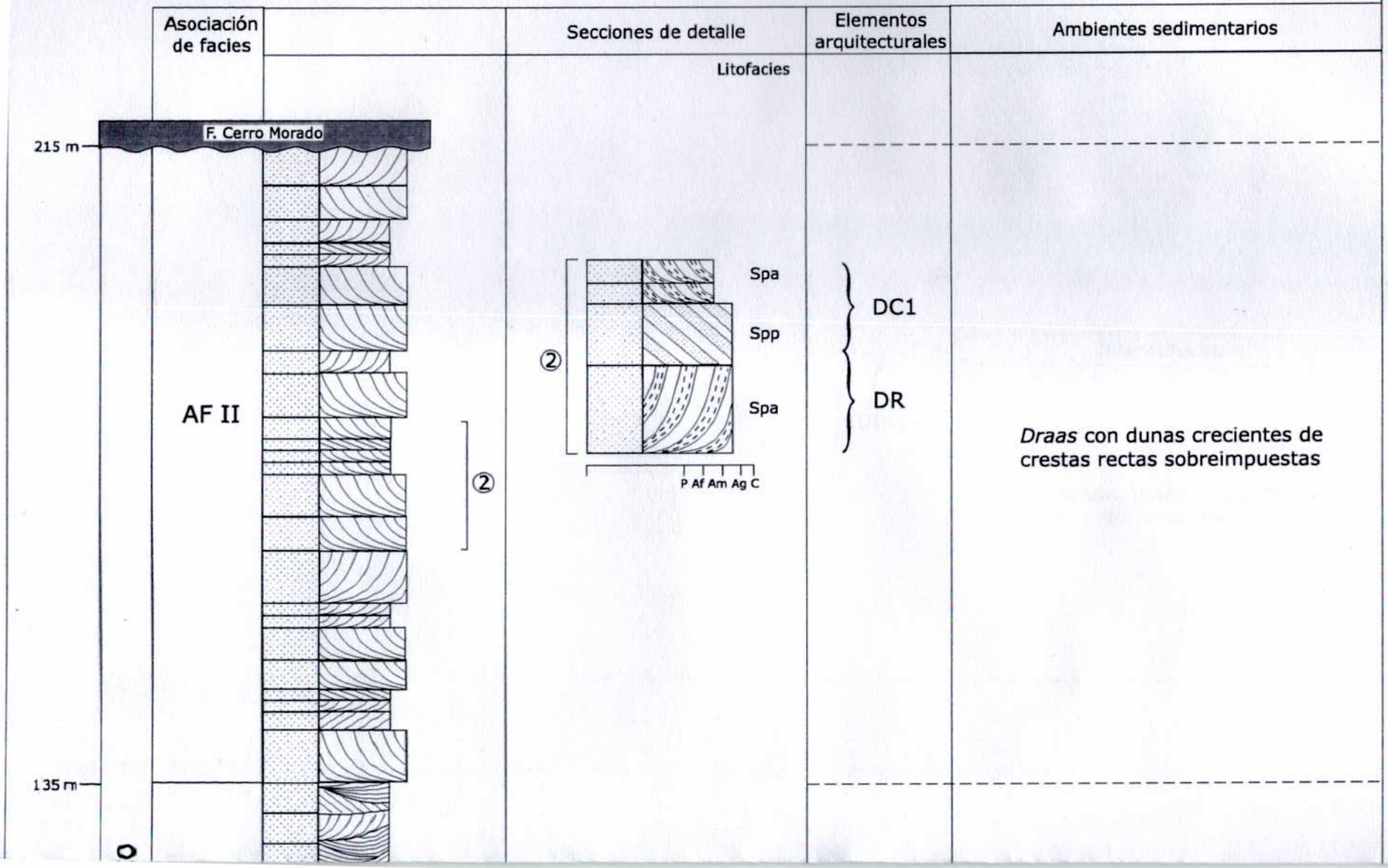
8.6. Asociaciones de facies de la Formación Vallecito

8.6.1. Asociación de facies I

Descripción: La asociación de facies I está formada por areniscas, desde finas a muy gruesas, que exhiben en su gran mayoría laminación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo (Fig. 8.10). En la quebrada de La Flecha esta unidad se ubica en la base del perfil y alcanza un espesor de 60 m. Por el contrario, en las nacientes del río Guandacol aparece, con una potencia de 15 metros, en el tope de la secuencia. Dentro de esta asociación de facies pueden ser reconocidos tres tipos de elementos arquitecturales: mantos de arena (MA), mesoformas eólicas (ME) y pequeñas dunas crecientes de crestas rectas (DC1, Fig. 8.11).

El elemento arquitectural MA es el más representado y está formado por *sets* de areniscas con laminación horizontal, entrecruzada de bajo ángulo y, en menor proporción, capas masivas (Fig. 8.10). Los *sets* de estratificación horizontal son los

Perfil de la Ciénaga del Vallecito



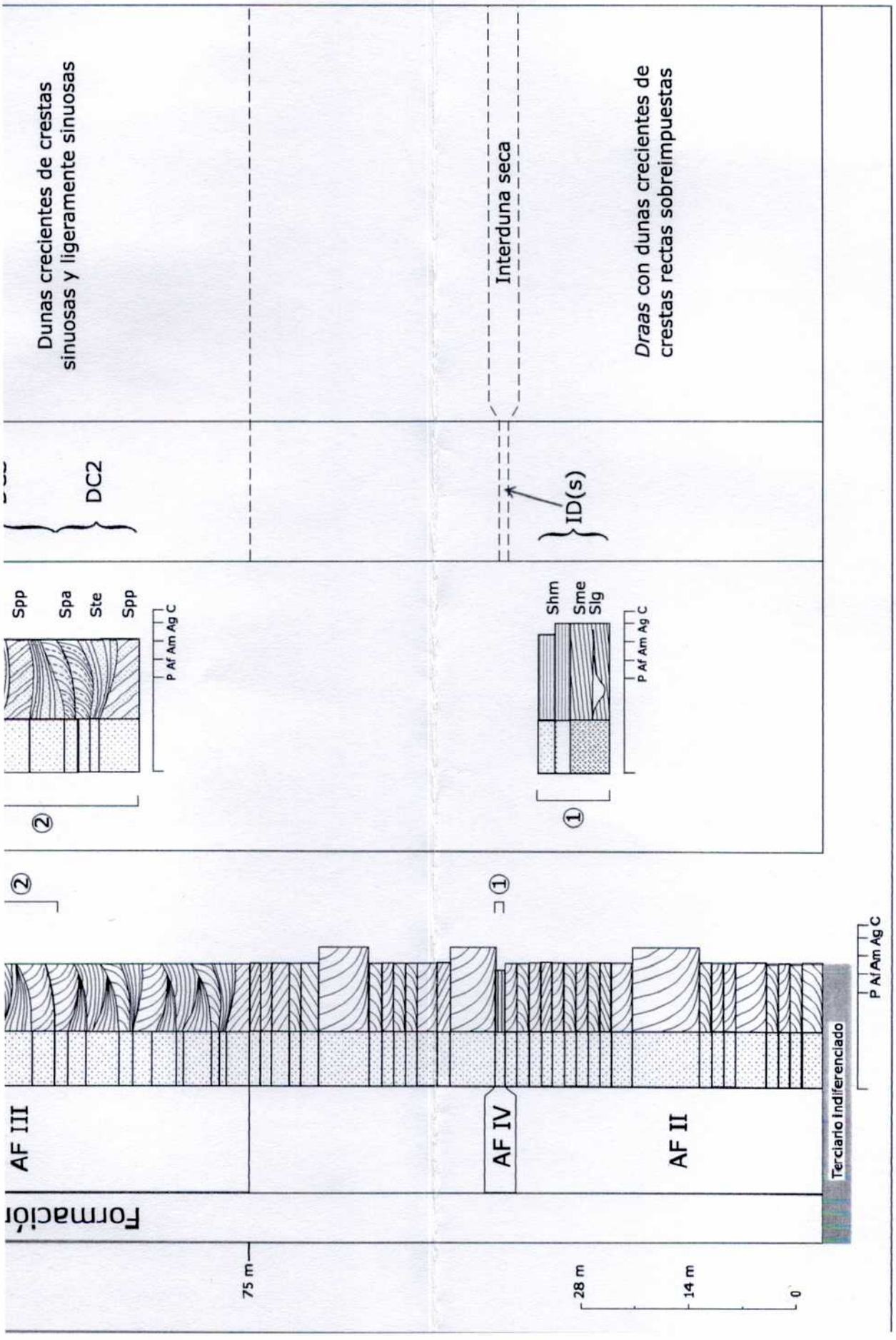


Figura nº 8-9. Perfil esquemático de la Formación Vallecito en la Ciénaga del Vallecito. Referencias: véase figura 8.5.

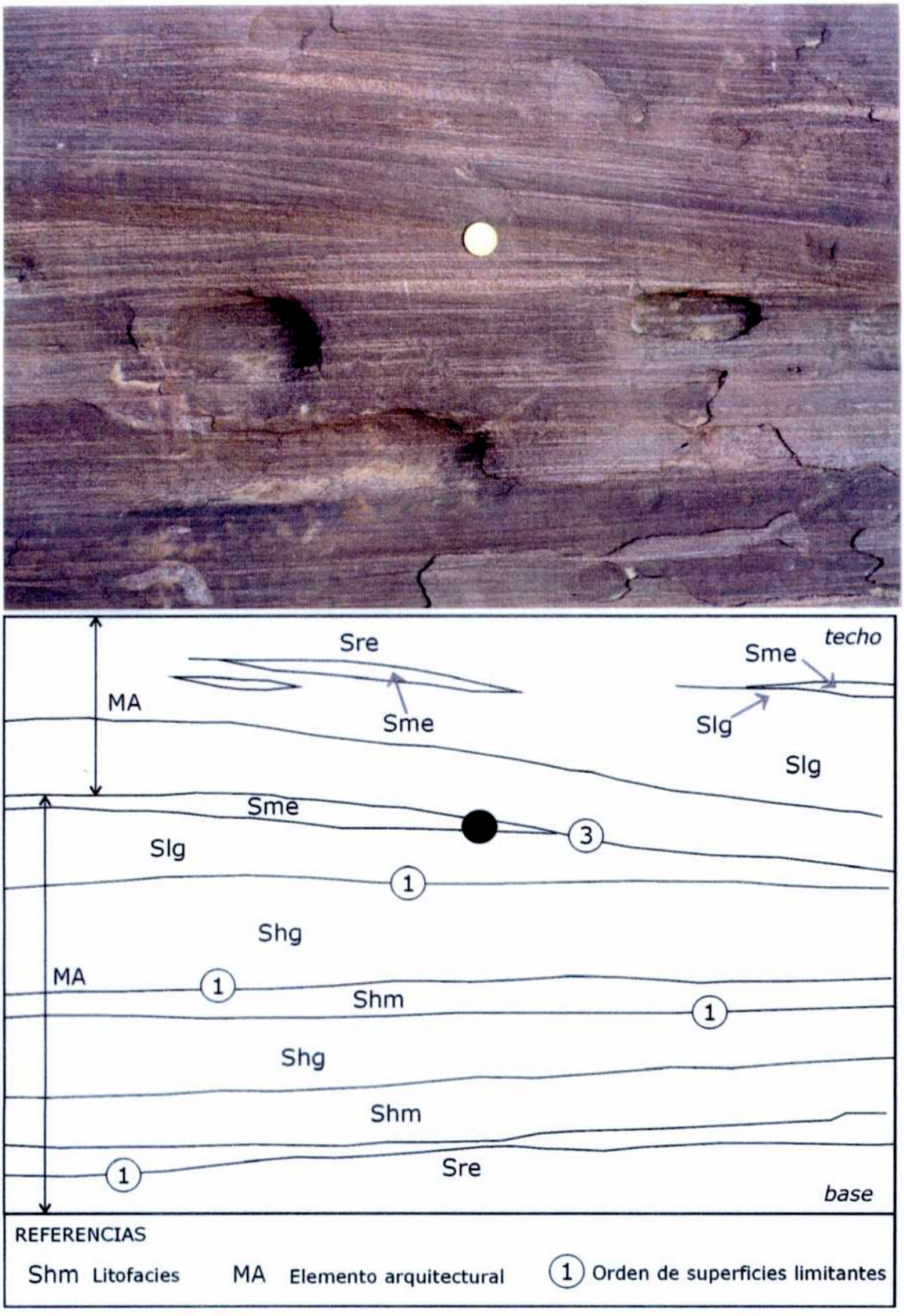


Figura 8.10. Aspecto de la asociación de facies I constituida por el elemento MA, mostrando las principales litofacies y superficies limitantes. Perfil de la quebrada de La Flecha.

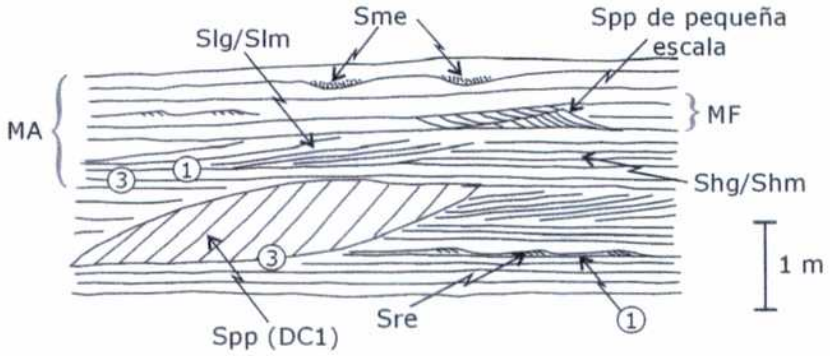


Figura 8.11. Esquema mostrando los principales elementos arquitecturales, litofacies y superficies limitantes de la asociación de facies I.

más frecuentes y dentro de éstos pueden distinguirse dos tipos principales. Por un lado, aquellos que presentan láminas internamente masivas (Shm) y, por el otro, las poseen gradación inversa (Shg, Fig. 8.12). En menor proporción, aparecen *sets* de estratificación entrecruzada de bajo ángulo, los cuales es muy frecuente que también muestren internamente gradación inversa (litofacies Slg). Esta última litofacies está formada por láminas, de hasta 3 mm de espesor de arena gruesa,

Figura 8.12. Areniscas con laminación horizontal (litofacies Shg), mostrando gradación inversa de intralámina, producida por la migración de óndulas en depósitos de mantos eólico de la asociación de facies I.

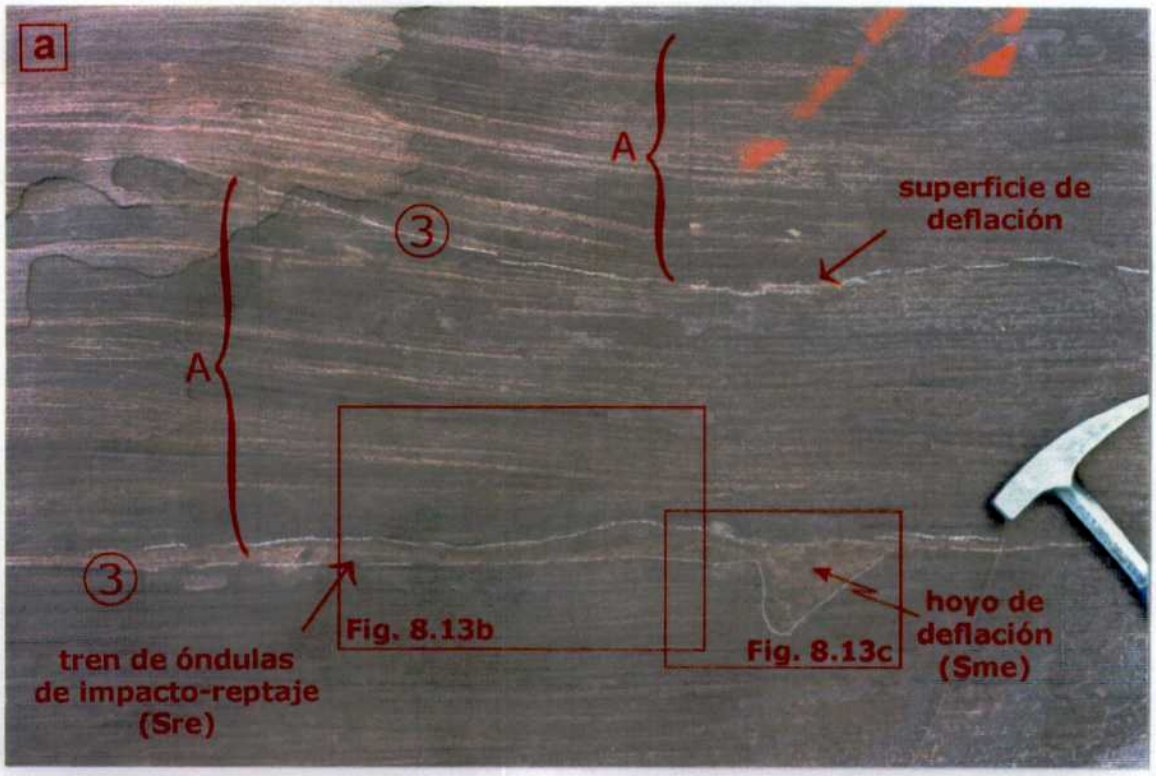
donde se observa la gradación inversa, que alternan con otras de arena fina a muy fina y menos de 2 mm de espesor. Esporádicamente, asociadas a Slg aparece pequeñas óndulas aisladas, que muestran algunas láminas frontales (Fig. 8.13) y *sets* de areniscas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo con láminas internamente masivas (Slm).

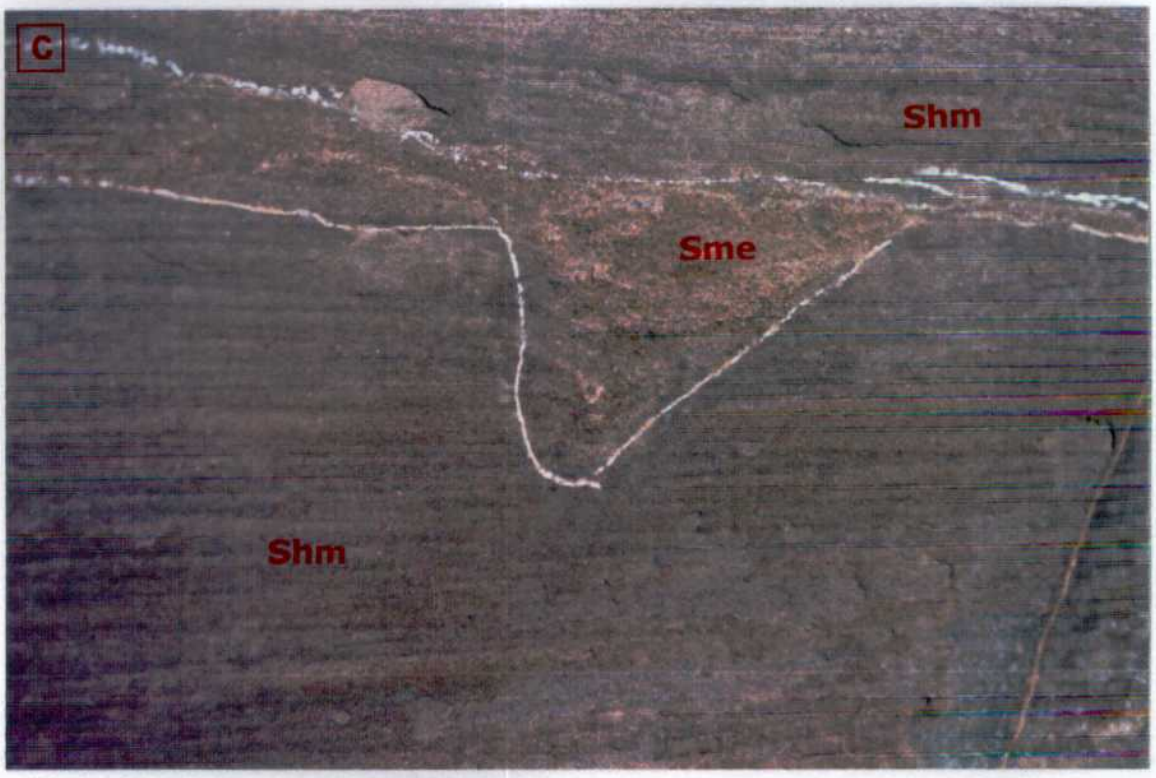
Un rasgo destacable de esta asociación de facies es la presencia de pequeños hoyos de voladura, identificados tanto en el perfil de la quebrada de La Flecha (Fig. 8.13) como en el de las nacientes del río Guandacol . En la figura 8.13 puede observarse uno de estos hoyos (a en dicha figura), en estrecha relación a un tren de óndulas (b en la Fig. 8.13), ambos incluidos dentro del elemento arquitectural MA. Obsérvese, como el hoyo queda definido por una superficie irregular de orden 3, cubierta por arenas gruesas masivas (litofacies Sme, Fig. 8.13b). Por su parte, la figura 8.13c muestra un detalle del tren de óndulas (litofacies Sre), el que, teniendo en cuenta su escala, granulometría gruesa y preservación de capas frontales, es interpretado como correspondiente a óndulas de impacto-reptaje (véase sección 5.1.5).

En la base del perfil de la quebrada de La Flecha, asociado al elemento MA, aparece el elemento DC1, que se caracteriza por formar paquetes delgados y lenticulares (espesor medio de entre 40 cm y 1 m, Fig. 8.14). Internamente, las areniscas muestran estratificación entrecruzada tabular planar o asintótica (litofacies Spp y Spa) y, como puede apreciarse en la figura 8.14, los cuerpos sedimentarios resultan lenticulares y ligeramente discordantes con la estratificación.

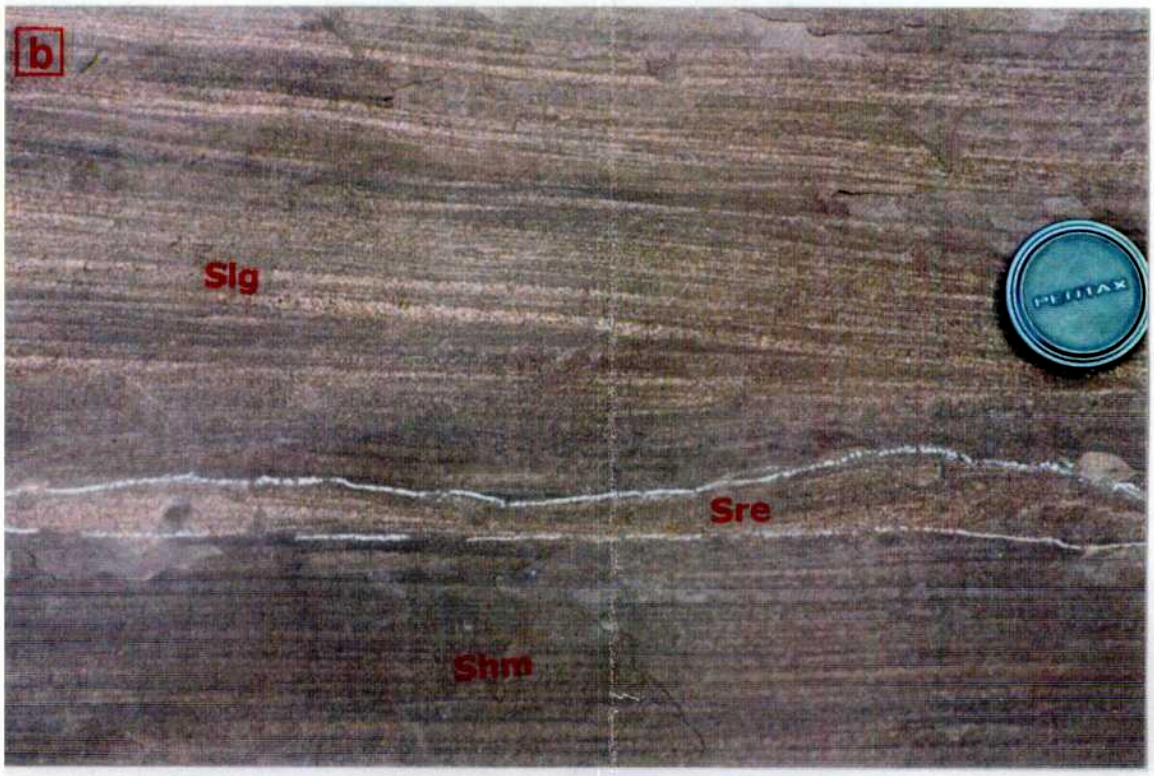
Finalmente, el elemento MF conforma muy delgadas (hasta 20 cm) e irregulares intercalaciones de areniscas mostrando laminación entrecruzada de bajo ángulo (Slm, Slg) o, en menor medida, estratificación entrecruzada tabular de pequeña escala (Fig. 8.11).

La asociación de facies I se presenta en el perfil de las nacientes del río Guandacol, marcando el techo de la Formación Vallecito, como un persistente nivel que aflora desde el mencionado río por el norte hasta el área de El Bordo por el sur (Figs. 8.6 y 8.15). En este lugar predomina el elemento arquitectural MA, siendo llamativo el tamaño de grano grueso de las areniscas y la conspícua presencia de pequeños hoyos de deflación rellenos con material grueso (Sme, Fig. 8.16).





gura 8.13. a: Aspecto de la asociación de facies I en la quebrada de La Flecha, mostrando paqu
: laminación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo (A en la foto) separados por una superfici
flación de orden 3; b: detalle de la fotografía anterior mostrando niveles de la litofacies Sre car
tada por el desarrollo de pequeñas láminas frontales; c: detalle del pequeño hoyo de voladura m
ado en la figura a, obsérvese el carácter masivo de la laminación (litofacies Sme) y el grano rela
ente más grueso de las arenas; d: esquema mostrando las condiciones de generación o relleno
s hoyos de voladura (para explicación véase el texto).


b
Slg
Sre
Shm

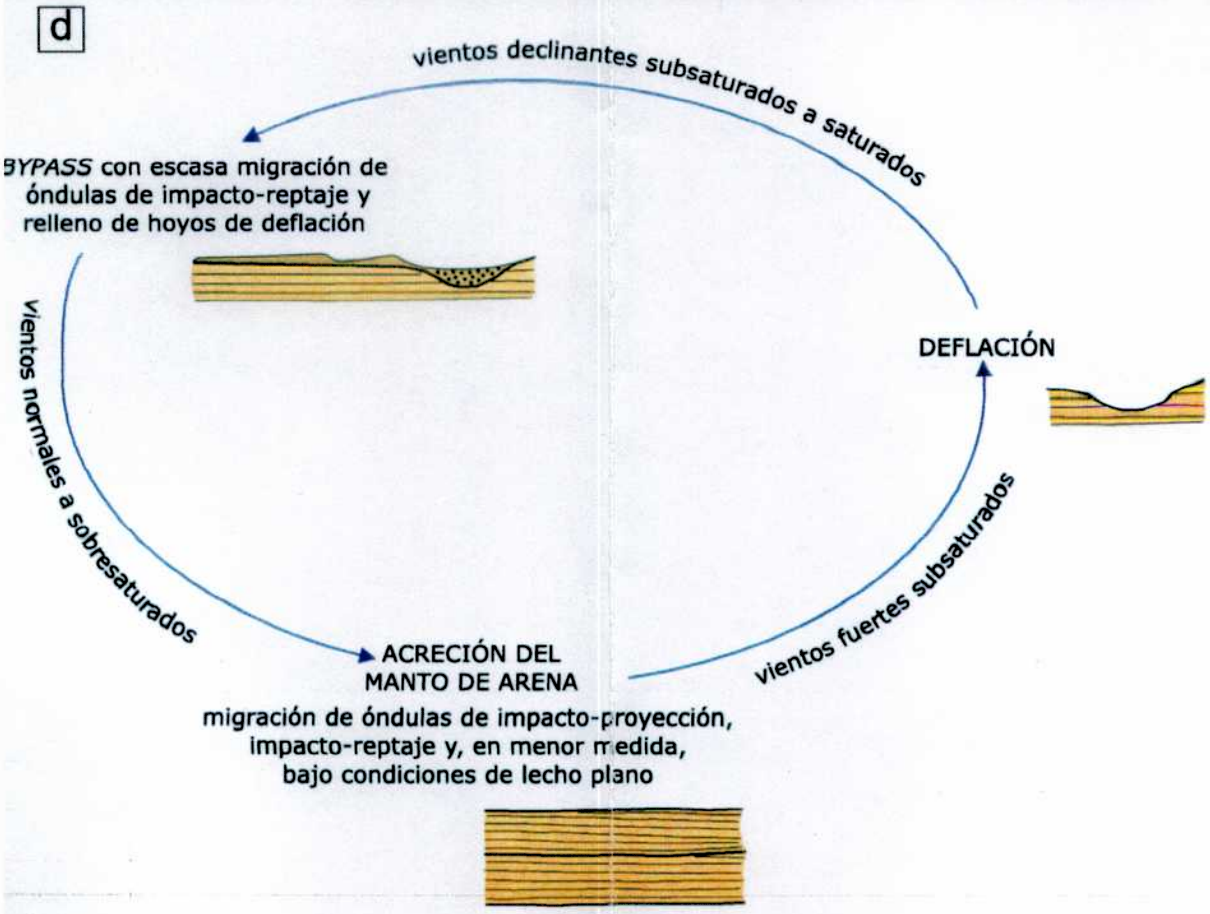

d
vientos declinantes subsaturados a saturados
BYPASS con escasa migración de óndulas de impacto-reptaje y relleno de hoyos de deflación
vientos normales a sobresaturados
DEFLACIÓN
vientos fuertes subsaturados
ACRECIÓN DEL MANTO DE ARENA
migración de óndulas de impacto-proyección, impacto-reptaje y, en menor medida, bajo condiciones de lecho plano

Figura 8.14. Aspecto de la asociación de facies I (AF I) con intercalaciones de *sets* aislados de estratificación entrecruzada (Spp) y separada por una superficie de orden 5 de las areniscas con megaentrecruzamientos de la asociación de facies II (AF II). Perfil de la quebrada de La Flecha.

Interpretación: La ocurrencia de los elementos arquitecturales previamente descriptos, en particular el amplio predominio de areniscas con laminación horizontal y entrecruzada de bajo ángulo (elemento MA) fuertemente sugiere que estos depósitos fueron generados en áreas de manto eólico. Este tipo de ambiente se caracteriza por el desarrollo de una extensa superficie de bajo relieve, tapizada por óndulas eólicas, que resulta la forma de lecho dominante; ocasionalmente, aparecen pequeñas dunas y mesoformas estacionarias (Fig. 8.17). Concebido de esta forma, este ambiente es equivalente a los *low angle sand sheets* descriptos por Fryberger *et al.* (1979) y Kocurek y Nielson (1986), que caracterizan, por lo general, las áreas periféricas de los campos de dunas. Otra denominación para las secuencias de areniscas con laminación paralela es la dada por Brookfield (1980), quien se refirió a ellas como depósitos de acreción. Si bien por su morfología los depósitos aquí descriptos recuerdan a los de interduna, se diferencian de éstos principalmente por su mayor espesor (hasta 60 m de potencia), como así también

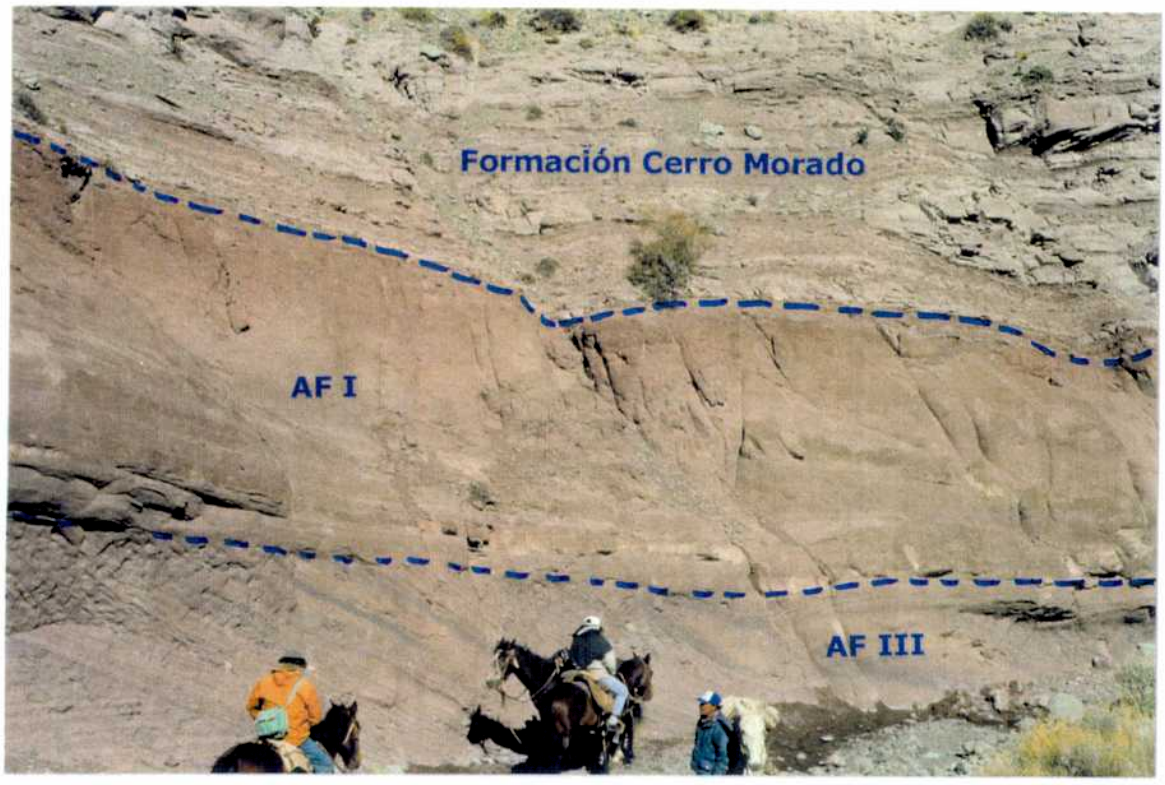


Figura 8.15. Depósitos de manto eólico (AF I) que conforman el techo de la Fm. Vallecito en las nacientes del río Guandacol. Obsérvese como esta unidad se apoya sobre los *sets* entrecruzados de la infrayacente asociación de facies III y es cubierta por secuencias fluviales de la facies sedimentaria de la base de la Formación Cerro Morado.

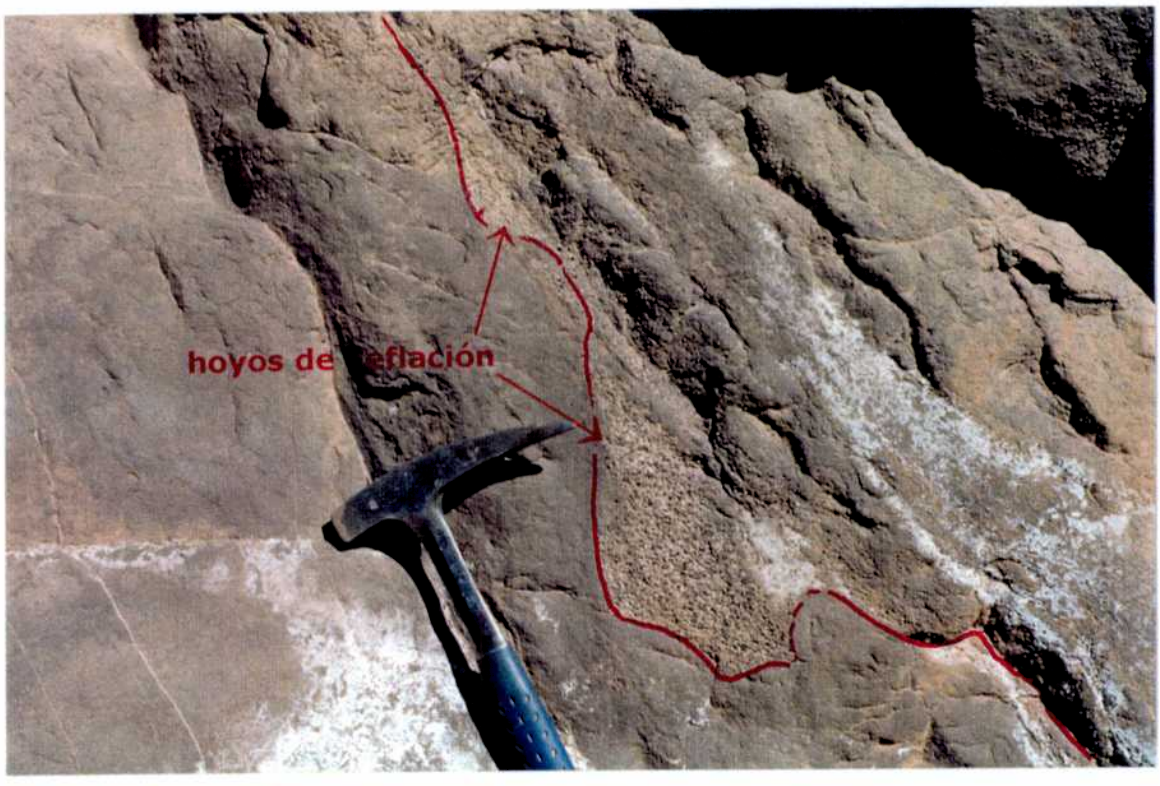


Figura 8.16. Detalle de la asociación de facies I donde se observan reiteradas superficies de deflación (orden 3), con hoyos de voladura bien desarrollados, rellenos de arena gruesa a muy gruesa y asociados lateralmente. Perfil de las nacientes del río Guandacol.

por su ubicación en la base o tope de las secuencias de eolianitas.

Dentro de este contexto los mantos de arena (elemento MA) resultan dominantes y se originarían a partir de la acresión vertical de sucesivos trenes de óndulas eólicas. En particular, el carácter gradado inverso de intralámina es frecuente en este tipo de elemento y resulta del mecanismo de transporte y depositación propio de esta forma de lecho (véase sección 5.1.6), además de constituir uno de los elementos diagnósticos por excelencia para la identificación depósitos eólicos (Hunter, 1977a y b; Limarino y Martínez, 1992; Kocurek, 1996; Eriksson y Simpson, 1998; entre otros). Es algo más incierto el origen de la laminación horizontal en los casos en que no muestra gradación inversa de intralámina. En este caso, si bien es muy probable un origen similar al previamente descripto, pero en el que no se ha producido una segregación textural suficientemente notable, no debe descartarse la depositación de arena eólica bajo condiciones de lecho plano de alto régimen de flujo (Clemmensen y Abrahamsen, 1983).

El crecimiento de los mantos de arena puede analizarse mediante los conceptos vertidos por Kocurek *et al.* (1992), quienes señalaron que, el hecho de que en un substrato se produzca depositación, erosión o bien permanezca estable (*bypassing*) depende básicamente de los cambios temporales y corriente abajo de la «tasa de transporte». Esta última queda determinada por las condiciones de equilibrio del flujo (*steady-state condition*) y de su nivel de saturación. Se dice que un flujo alcanza su equilibrio cuando transporta una cantidad de sedimento igual a su capacidad de transporte potencial, la cual depende a su vez de la fuerza del flujo

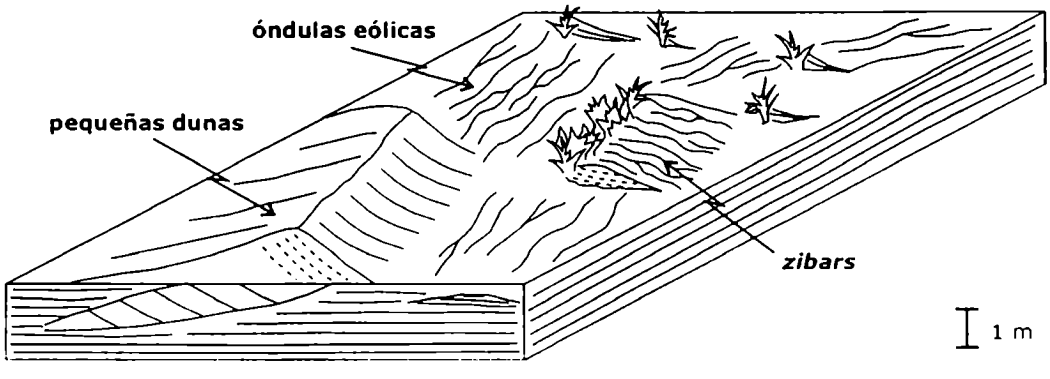


Figura 8.17. Esquema interpretativo de las formas de lecho y subambientes depositacionales de la asociación de facies I.

(medida como la velocidad de corte, *shear velocity*), del tipo de sedimento transportado y de la naturaleza del substrato que atraviesa (véase Bagnold, 1954, p. 126). Por su parte, el nivel de saturación es la relación entre el volúmen de sedimento que acarrea el flujo y su capacidad de transporte potencial (Kocurek *et al.*, 1992). Así, un flujo subsaturado determina la erosión del substrato, en tanto si el flujo se encuentra saturado no existe depositación ni erosión sino *bypass*. La depositación se produce cuando un flujo pasa a estar sobresaturado, debido, por ejemplo, a que disminuye su velocidad. De esta forma, la cantidad de sedimento que puede transportar se reduce, determinando la depositación del material excedente.

Teniendo en cuenta estos conceptos, el crecimiento de los mantos de arena (MA) puede explicarse mediante el esquema de la figura 8.13d. Como allí puede verse, bajo condiciones de vientos sobresaturados el elemento MA crece básicamente por acresión vertical, debido a la migración de óndulas eólicas (de impacto-proyección e impacto-reptaje, A en la Fig. 8.13a), con ángulo de ascenso mayor al de su cara de barlovento (véase también figura 7.6). En menor medida, puede existir además sedimentación bajo condiciones de lecho plano. Cuando los vientos se vuelven subsaturados, principalmente debido a que aumenta la velocidad de los mismos, se produce la deflación de parte del manto arenoso y la generación de los hoyos de voladura de diferente escala (Figs. 8.13 y 8.16). Luego, a medida que los vientos se saturan progresivamente, en un principio con arena mediana-gruesa, puede favorecerse el desarrollo de óndulas de impacto-reptaje, de escala relativamente grande, y el relleno de los hoyos previamente formados (Figs. 8.13a, 8.13b y 8.13c). Finalmente, al retornar condiciones de vientos normales de menor velocidad prevalece la formación de óndulas eólicas de pequeño porte, que al migrar suavizan el relieve del manto eólico favoreciendo su crecimiento vertical.

En cuanto a los otros componentes descriptos en la presente asociación de facies, las areniscas que conforman el elemento DC1 reflejan la presencia de dunas pequeñas y aisladas en el manto eólico. Avalan este origen la presencia de *sets* de mediano porte de estratificación entrecruzada, el caracter lenticular de los mismos y su pasaje tanto lateral como vertical al elemento MA (8.14). En particular, la morfología lenticular y discordante del depósito resulta de la acumulación produci-

da por la migración de dunas aisladas y de naturaleza efímera. Por su parte, el elemento MF resultaría del desarrollo de mesoformas eólicas estacionarias como sombras de arena, *zibars* o *gozes*. Este origen permite explicar su escaso espesor, la forma lenticular y su asociación con el elemento MA.

8.6.2. Asociación de facies II

Descripción: se incluye en esta asociación de facies a un conjunto de areniscas medianas a finas, que aparecen en *sets* tabulares de estratificación entrecruzada de escala grande y gigante (hasta 20 m de potencia). En el perfil de la quebrada de La Flecha el contacto entre las asociaciones de facies I y II está claramente marcado por la existencia de un *set* entrecruzado de escala gigante (Fig. 8.18) que indica inequívocamente la presencia de megaformas (*draas*) en esta unidad. La facies resulta gruesa en la quebrada de La Flecha, con un espesor de 400 m (Figs. 8.3 y 8.4), mientras que en la quebrada de las nacientes del Río Guandacol constituye una franja más delgada, de aproximadamente 94 metros (Figs. 8.6 y 8.7). En el perfil de Ciénaga del Vallecito (Figs. 8.8 y 8.9) esta facies resulta dos veces recurrente (espesor total de 150 metros) y conforma la base y el techo de la unidad. En particular, *sets* gigantes de estratificación entrecruzada pueden ser fácilmente observados sobre la ruta nacional nº 40, unos 500 m al oeste del Camping Municipal de la localidad de La Ciénaga (Fig. 8.19).

Básicamente, el intervalo aquí descripto se encuentra formado por dos elementos arquitecturales principales: *draas* (DR) y dunas crecientes de crestas rectas (DC1, Fig. 8.20). El primero se caracteriza por la presencia de *sets* entrecruzados, tabulares y de gran escala (entre 10 y 20 m de potencia), que por lo general muestran capas frontales asintóticas (litofacies Spa, 8.19). Las capas frontales de dichos *sets* están formadas por láminas delgadas de areniscas finas a muy finas, que alternan con otras donde es común la gradación inversa de intralámina y, en menor medida, la laminación ondulítica. Un detalle estas capas frontales se muestra en la figura 8.19. Allí aparecen areniscas finas a muy finas, con laminación horizontal milimétrica (a en la Fig. 8.21) junto con areniscas de mayor tamaño de grano que muestran laminación entrecruzada de bajo ángulo y gradación inversa

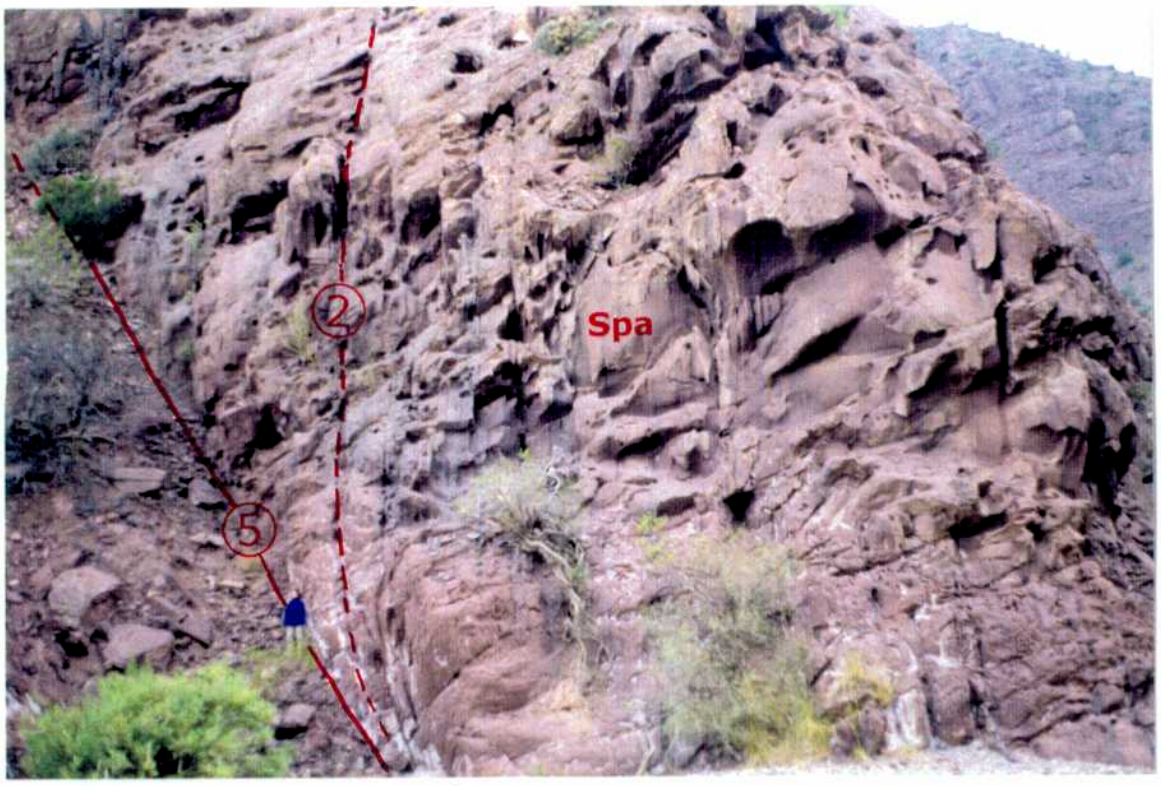


Figura 8.18. *Set* de estratificación entrecruzada de escala gigante que caracteriza al elemento arquitectural DR, de la asociación de facies II. Perfil de la quebrada de La Flecha.

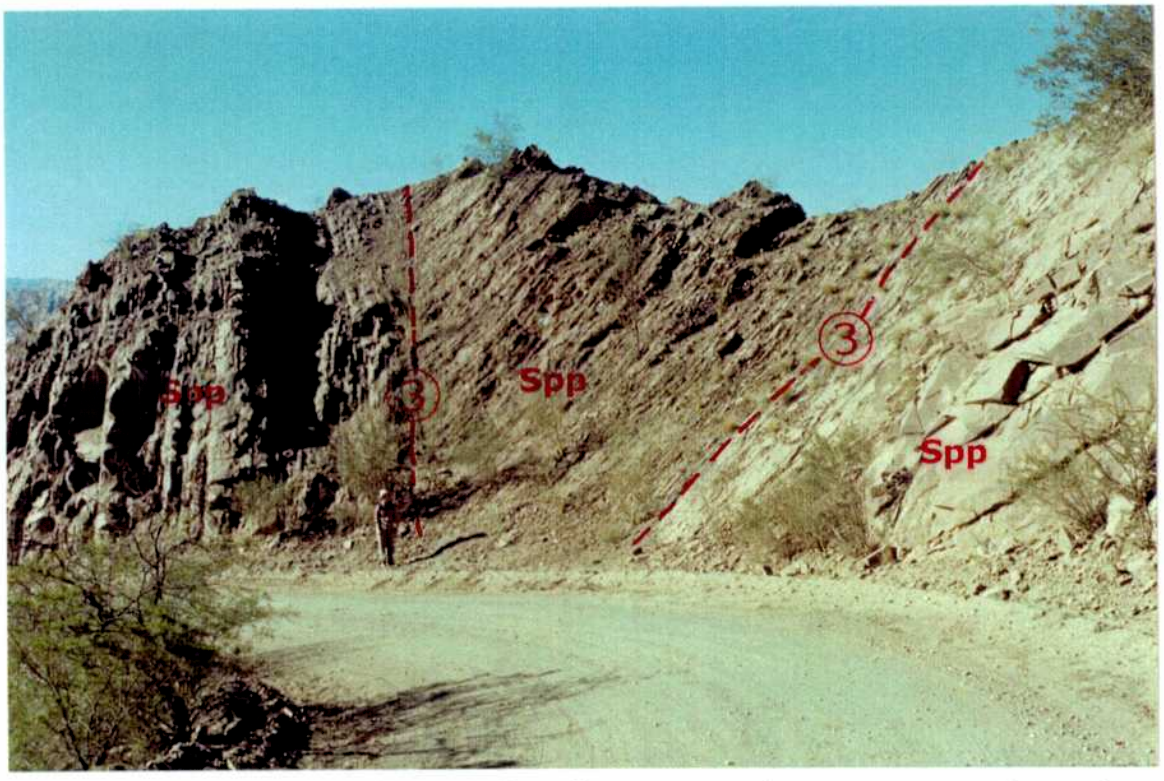


Figura 8.19. *Sets* gigantes de estratificación entrecruzada, que aparecen hacia el tope de la asociación de facies II en el perfil de la Ciénaga del Vallecito.

(b en la Fig. 8.21). En raros casos, los depósitos formados a partir de la migración de óndulas (probablemente de impacto-reptaje) puede generar caras frontales bien desarrolladas, por lo que la laminación milimétrica puede alternar con laminación ondulítica (litofacies Sre, Fig. 8.22). Aunque esta asociación de litofacies es la más representativa, no menos frecuente resulta la presencia de areniscas con laminación entrecruzada deformada (litofacies Spd, Fig. 8.23) e incluso formando brechas de colapso (Fig. 8.24), que evidencian periódicos deslizamientos en la cara de sotavento de los *draas*. El elemento DR se encuentra limitado en su base por superficies de orden 5 (Fig. 8.18), mientras que internamente, cada *set* muestra, en ocaciones, superficies de reactivación de orden 2 (Fig. 8.18), cóncavas hacia arriba, que separan paquetes de capas frontales concordantes a ellas.

Los depósitos de dunas crecientes de crestas rectas (elemento DC1) quedan definidos por *cosets* tabulares de estratificación entrecruzada, que pueden alcanzar hasta 6 metros de potencia (Fig. 8.25). Cada uno de éstos se encuentra limitado por superficies de orden 4, generalmente planas y de continuidad lateral decamétrica a hectométrica. Internamente, se componen de *sets* tabulares, más raramente acuñados, de hasta 3 metros de espesor, que muestran mayormente capas frontales asintótica y cóncavas hacia arriba (litofacies Spa). En algunos casos, aunque menos frecuentemente, aparecen *sets* de estratificación entrecruzada tabular planar (Spp), que muestran como característica distintiva escasa potencia (espesor menor a 1 metro). En estos paquetes alternan capas frontales de arena mediana a gruesa, correspondientes muy probablemente a depósitos de avalancha, con otras de arena fina a muy fina, debidas al proceso de caída de granos.

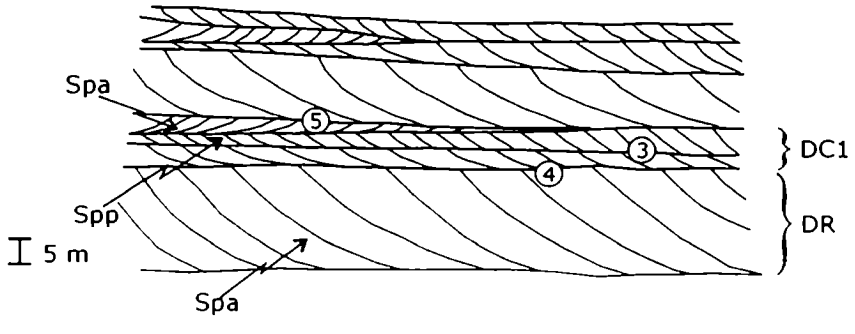


Figura 8.20. Esquema mostrando los principales elementos arquitecturales, litofacies y superficies limitantes de la asociación de facies II.

Figura 8.21. Detalle de la laminación que conforma las capas frontales de sets entrecruzados pertenecientes al elemento DR. Obsérvese la alternancia de depósitos de caída de granos con laminación milimétrica (Shm) y areniscas con laminación entrecruzada de bajo ángulo (Slm), en ocaciones con gradación inversa (Slg), formadas por la migración de óndulas. Perfil de las nacientes del río Guandacol.

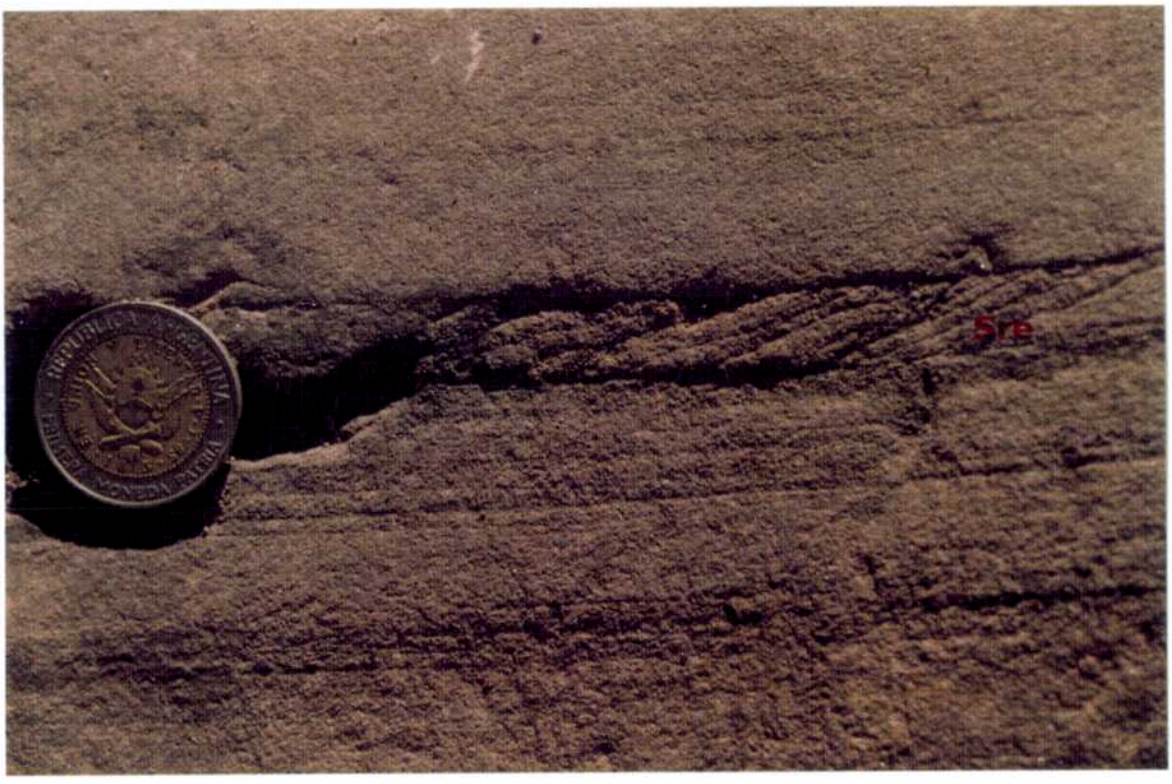


Figura 8.22. Laminación ondulítica, con inusualmente bien desarrolladas capas frontales (Sre), que forman parte de las capas frontales de sets gigantes de la asociación II en el perfil de la Ciénaga del Vallecito.

Figura 8.23. Aspecto de las estructuras de deformación características de los sets con estratificación entrecruzada de escala gigante pertenecientes al elemento DR. Asociación de facies II en el perfil de la quebrada de La Flecha.

Figura 8.24. Brechas de colapso presentes en algunos sets con estratificación entrecruzada de escala gigante pertenecientes al elemento DR. Asociación de facies II en el perfil de la quebrada de La Flecha.

Para ilustrar la geometría y las relaciones espaciales de los elementos previamente descriptos se ha realizado el panel mostrado en la figura 8.26. Allí pueden observarse dos *sets* entrecruzados de escala gigante (entre 6 y 14 metros de espesor), que conforman los depósitos de *draas* (DR). Alternando con ellos y limitados por superficies de orden 4 aparecen *cosets* de areniscas con estratificación entrecruzada, de geometría tabular a acuñada y espesor menor a 3 metros (elemento DC1). Obsérvese como los mega*sets* correspondientes al elemento DR no aparecen agrupados sino separadas por los *cosets* del elemento DC1. Algo ligeramente diferente ocurre en el perfil de la Ciénaga del Vallecito, donde la segunda recurrencia de la asociación de facies II muestra, en algunos casos, sets gigantes apilados (Fig. 8.19).

Interpretación: Teniendo en cuenta la existencia de *sets* entrecruzados de escala gigante (elemento DR), y de *sets* de estratificación entrecruzada mayormente tabulares (elemento DC1), se interpreta que esta asociación de facies representa un

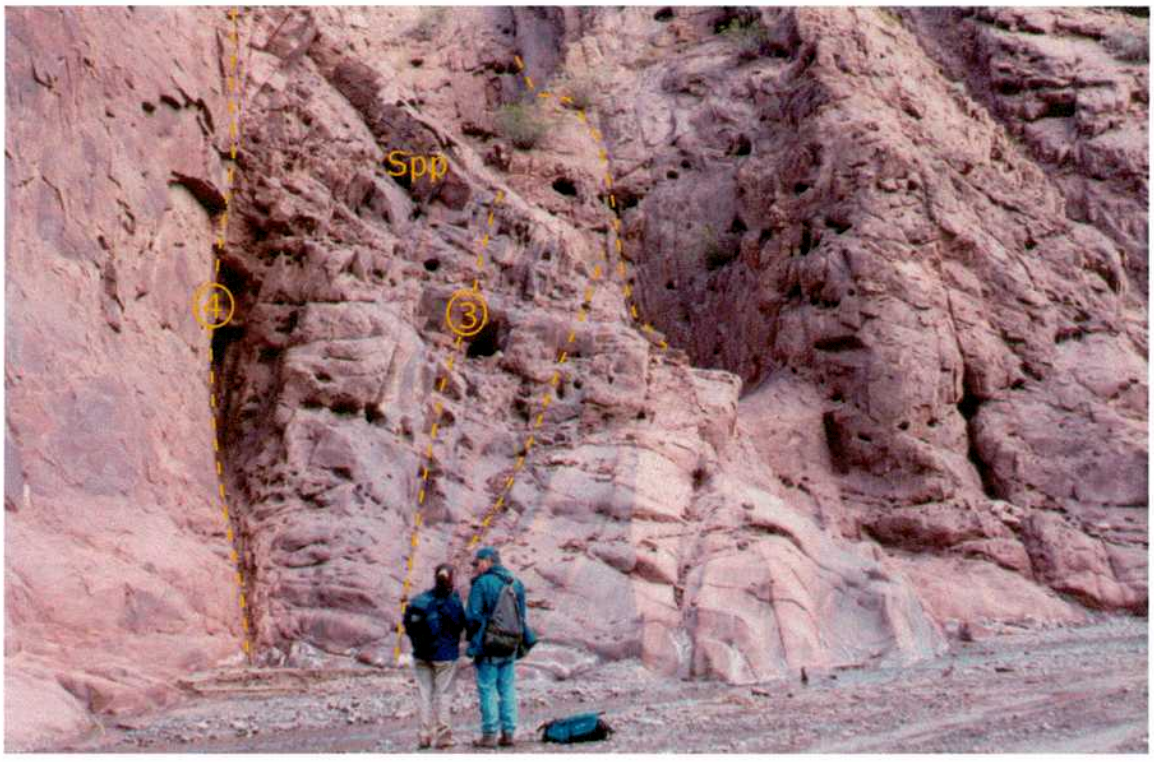
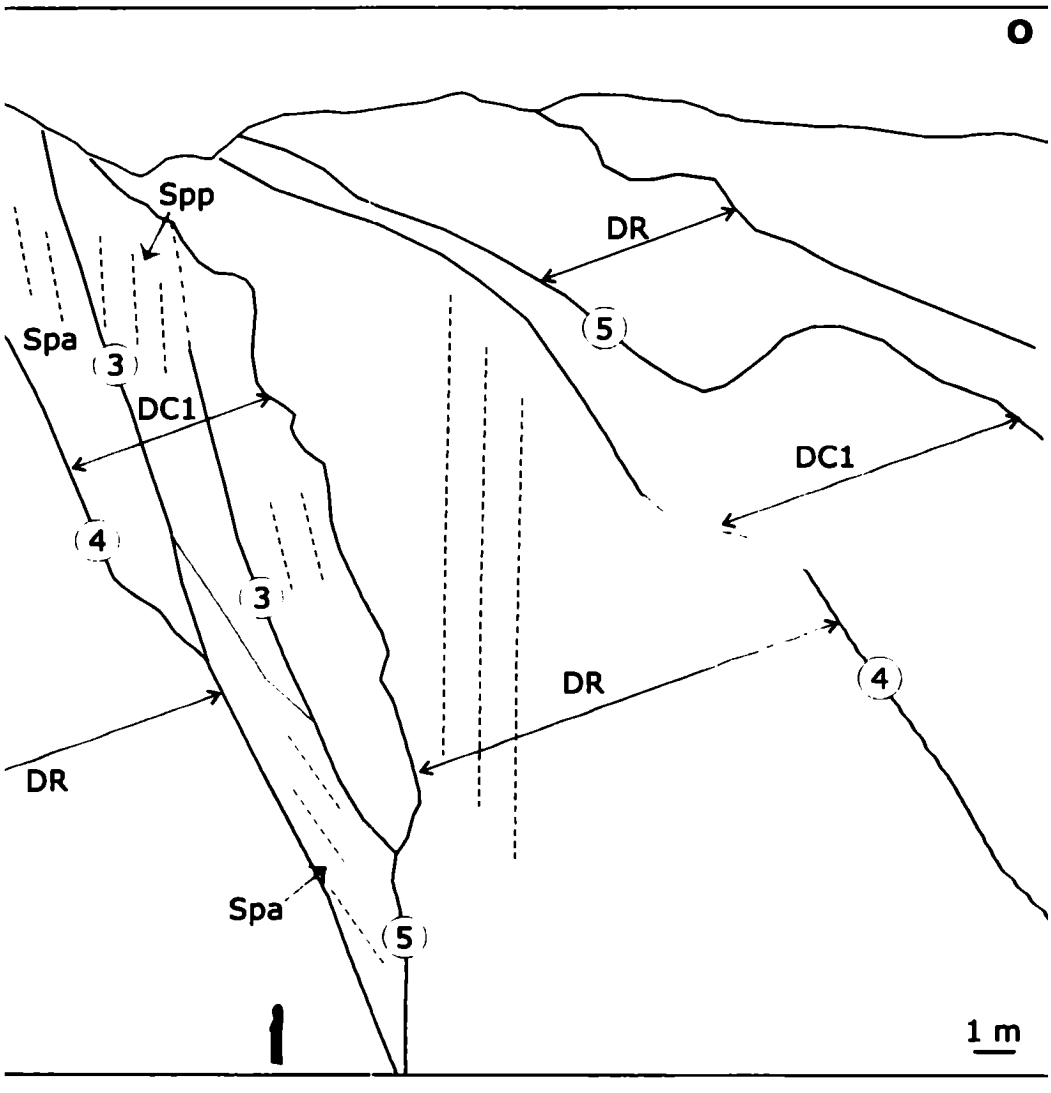


Figura 8.25. *Cosets* de estratificación entrecruzada tabular planar (elemento DC1) asociados a los *sets* entrecruzados de escala gigante del elemento DR. Perfil de la quebrada de La Flecha.

Figura 8.26. Panel mostrando el aspecto de la asociación de facies II constituida por los elmentos DR y DC1. Obsérvese las principales litofacies y jerarquía de las superficies limitantes. Perfil de la quebrada de La Flecha.



REFERENCIAS

Sets de estratificación entrecruzados

Spa Litofacies

Superficies limitantes

(5) Orden de superficies limitantes

DR Elemento arquitectural

campo eólico dominado por *draas* y dunas crecientes de crestas rectas (Fig. 8.27). La existencia de *draas* (elemento arquitectural DR) con caras de sotavento bien desarrolladas parece obvia a partir de la presencia de los mega*sets* ilustrados en las figuras 8.18, 8.19 y 8.26. Es importante destacar que las capas frontales de estos *sets* se habrían formado principalmente debido a los procesos de caída de granos (láminas milimétricas de areniscas finas a muy finas) y migración de óndulas (láminas con gradación inversa o, en menor medida, con laminación ondulítica); éstas últimas confiriéndole el carácter asintótico ya descripto a la estratificación. De esta forma, y debido a que los depósitos de avalancha se encuentran menos representados, es presumible suponer que los *draas* aquí descriptos poseían una pendiente de sotavento menor al ángulo de reposo de la arena, de forma similar a lo observado en las megaformas del campo eólico de Médanos Grandes (véase sección 6.2). Sin embargo, la ocurrencia de areniscas con laminación entrecruzada deformada (Fig.8.23) e incluso de brechas de colapso (Fig. 8.24) podría señalar el desarrollo esporádico de caras de sotavento de mayor pendiente, asociadas a flujo de granos.

En lo que corresponde al elemento DC1, el carácter tabular de los *sets* y la disposición subparalela de las superficies limitantes llevan a interpretar a esta unidad como generada por la migración de dunas crecientes de crestas rectas. Por otro lado, el amplio predominio de depósitos generados por caída de granos y migración de óndulas, permite suponer que sus caras de sotavento no desarrolla-

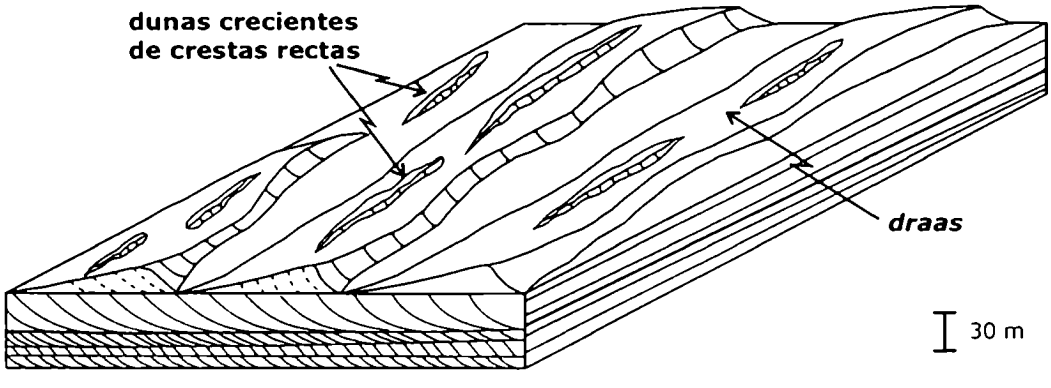


Figura 8.27. Esquema interpretativo de las formas de lecho y subambientes depositacionales de la asociación de facies II.

ron, por lo común, pendientes de avalanchas. Sobre la expresión geomórfica del elemento DC1 caben al menos dos interpretaciones. Es conocido que los *cosets* de estratificación entrecruzada pueden formarse por el ascenso de sucesivos trenes de dunas simples, con un ángulo menor al de sus caras de barlovento, que permite la preservación de la parte inferior del depósito (Rubin y Hunter, 1982). Otra posibilidad, sin embargo, es que resulten de la sobreimposición de dunas sobre formas de lecho mayores (dunas compuestas o complejas según la denominación de McKee, 1979), tal cual ha sido observado en el campo eólico de Médanos Grandes (véase Fig. 6.10) y es citado en diversos trabajos (Rubin y Hunter, 1983; Kocurek, 1988; Mountney y Howell, 2000; etc.). En el caso de la asociación de facies aquí tratada, la presencia de *sets* gigantes (elemento DR), que alternan con depósitos de dunas crecientes (DC1) permite inferir que la ciclicidad descripta se debe a que, en ocaciones, los draas poseían dunas sobreimpuestas.

8.6.3. Asociación de facies III

Descripción: la asociación de facies III está compuesta por un conjunto de areniscas medianas a gruesas, que, como característica distintiva, muestran *sets* acuñados y en artesa de estratificación entrecruzada de escala mediana y grande (entre 1 y 5 m de espesor). En la quebrada de La Flecha esta asociación de facies muestra un contacto transicional con la asociación II y alcanza un espesor de 400 metros, siendo dos veces recurrente en el perfil (Fig. 8.4). Por su parte, en el perfil de las nacientes del Río Guandacol se presenta como un único intervalo, de 125 metros de espesor (Fig. 8.3), mientras que en la Ciénaga del Vallecito aparece en la parte media del perfil, con un espesor de 60 metros (Fig. 8.9).

Desde el punto de vista de sus elementos arquitecturales, el intervalo aquí analizado está caracterizado por la presencia de abundante estratificación entrecruzada en artesa, conformando el elemento DCS (dunas crecientes de crestas sinuosas), y *cosets* acuñados de areniscas entrecruzadas, correspondientes a dunas crecientes de crestas ligeramente sinuosas (elemento DC2, Fig. 8.28).

El elemento DCS está compuesto fundamentalmente por la litofacies Ste, conformando *sets* de escala mediana y grande (espesor inferior a 7 metros) y bases

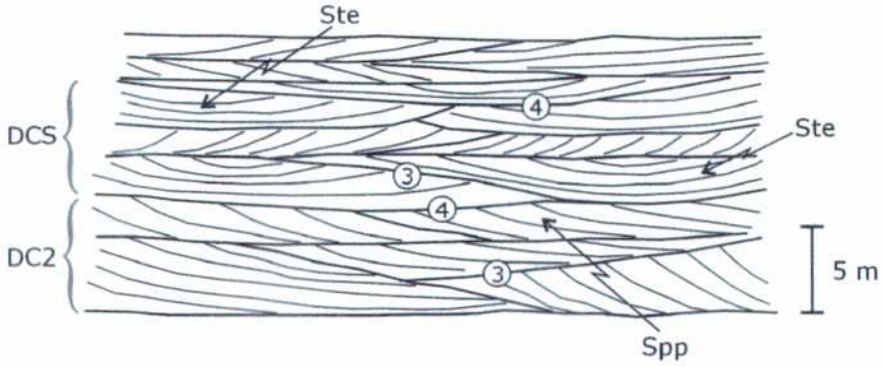


Figura 8.28. Esquema mostrando los principales elementos arquitecturales, litofacies y superficies limitantes de la asociación de facies III.

cóncavas hacia arriba (Fig. 8.29). La presencia de artesas en depósitos eólicos constituye un hecho bastante peculiar, ya que las mismas han sido escasamente citadas en la literatura (Brookfield, 1977; Porter, 1987). Internamente, los *sets* de Ste están dominados, en la mayoría de los casos, por la alternancia de depósitos de caída y flujo de granos. Por su parte, el elemento DC2 se caracteriza por la

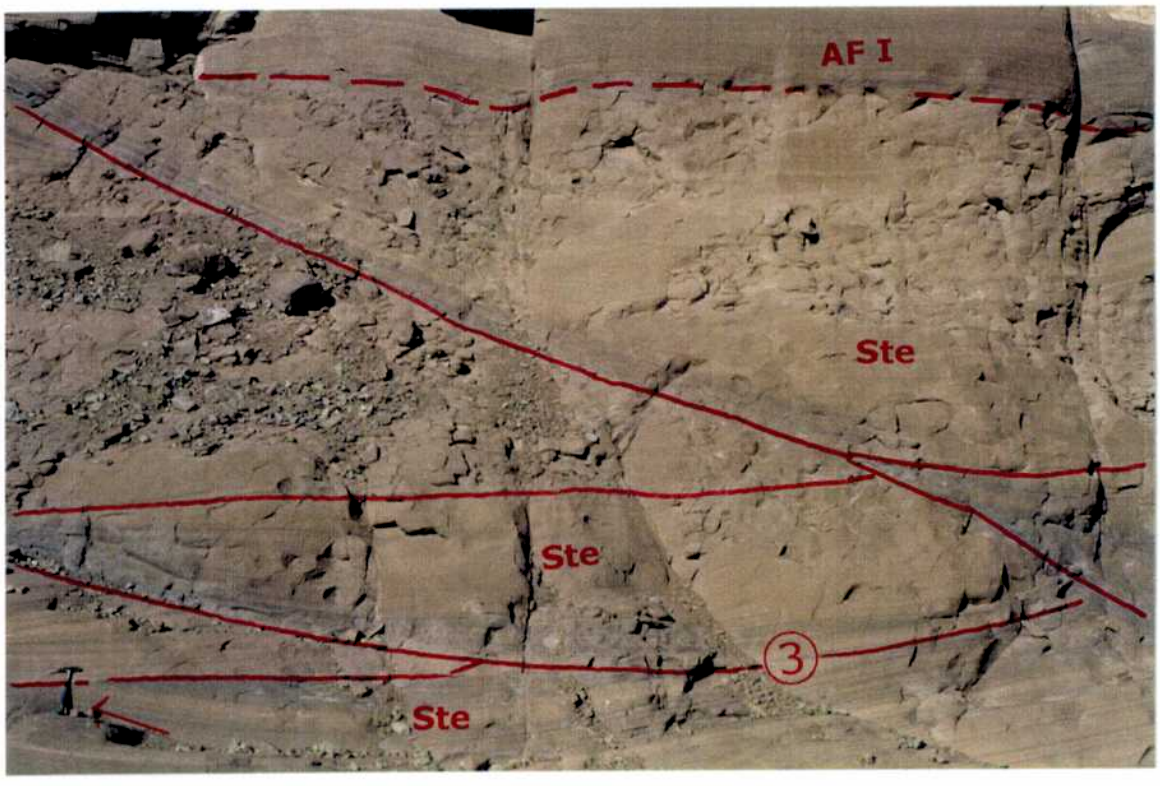


Figura 8.29. Vista del elemento DCS, formado por grandes *sets* de estratificación entracruzada en artesa. Obsérvese como en secciones no perfectamente perpendiculares a la dirección del viento las artesas pueden ser identificadas por el acuñamiento de *sets* limitados por superficies de orden 3 cóncavas hacia arriba. Asociación de facies III en el perfil de las nacientes del río Guandacol.

presencia de *sets* de geometría acuñada, equivalentes a las *wedge cross-stratified fine sandstone* descriptas por Porter (1987). Este elemento está formado por *sets* de estratificación entrecruzada, tanto planar (Spp) como asintótica (Spa), con espesores mayormente constantes e inferiores a 7 metros. Los *sets* entrecruzados aparecen limitados por superficies de orden 3, pero que en este caso, y a diferencia de lo que ocurre en la asociación de facies II, resultan con gran frecuencia cóncavas hacia arriba (Fig. 8.30). En ambos elementos arquitecturales (DCS y DC2) es muy conspícua la presencia de láminas fuertemente lenticulares, de hasta 8 cm de espesor, de areniscas medianas a gruesas masivas (Fig. 8.31).

Debe aclararse que en algunos casos existe cierta dificultad en identificar los *sets* de Ste debido a que, de acuerdo a lo observado, las artesas resultan generalmente de grandes dimensiones (hasta 10 m de extensión lateral, Fig. 8.29). De esta forma, cuando los afloramientos no son perpendiculares a la dirección de migración de las dunas o bien no se cuenta con paneles tridimensionales apropiados, es probable que parte de los depósitos asignados al elemento DC2 resulten en realidad *sets* de estratificación en artesa (elemento DCS).

Un panel representativo de los afloramientos de esta asociación de facies en la quebrada de La Flecha es mostrado en la figura 8.32. Allí pueden observarse dos superficies de orden 4, relativamente planas y de fuerte carácter erosivo, que limitan un *sets* acuñados y en artesa de estratificación entrecruzada. Nótese como el espesor de los *sets* permanece relativamente constante (7 metros de potencia máxima) y las superficies limitantes de orden 3 definen un diseño en *zigzag*. Un segundo panel, en la misma localidad pero correspondiente a un nivel estratigráfico superior, muestra una situación similar a la anteriormente descripta (Fig. 8.33). Sin embargo, en este caso, el espesor de los *sets* disminuye notablemente (inferior a 3 metros) y aumenta el número de *sets* acuñados del elemento DC2.

De acuerdo a lo mostrado en ambos paneles (Figs. 8.32 y 8.33) debe destacarse que, en la quebrada de La Flecha, puede diferenciarse dos conjuntos en esta unidad, teniendo en cuenta el espesor de los *sets*. El primero, más frecuente en la base y en el tope de esta asociación de facies, muestras *sets* de escala grande y gigante con depósitos de avalancha muy espesos (hasta 8 cm). El segundo conjunto corresponde a *sets* de menor porte (hasta 5 m) que muestran láminas de caída

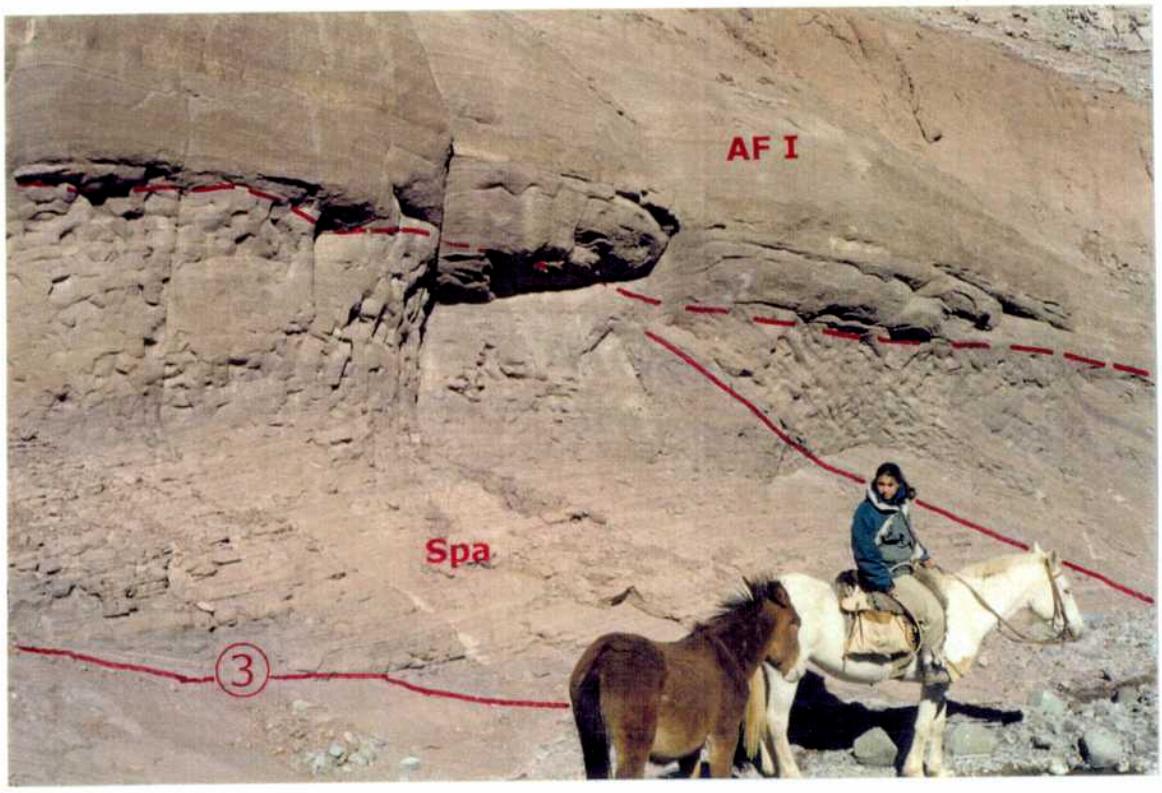


Figura 8.30. Vista de un gran *set* de estratificación entrecruzada (elemento DC2), donde puede observarse la geometría cóncava hacia arriba que muestra la superficie de orden 3 que lo limita. Asociación de facies III en el perfil de las nacientes del río Guandacol.

Figura 8.31. Detalle de las capas frontales de *sets* entrecruzados de la asociación de facies III mostrando depósitos de flujo de granos lenticulares, alternando con láminas de grano más fino, probablemente depositadas a partir del proceso de caída de granos. Perfil de la quebrada de La Flecha.

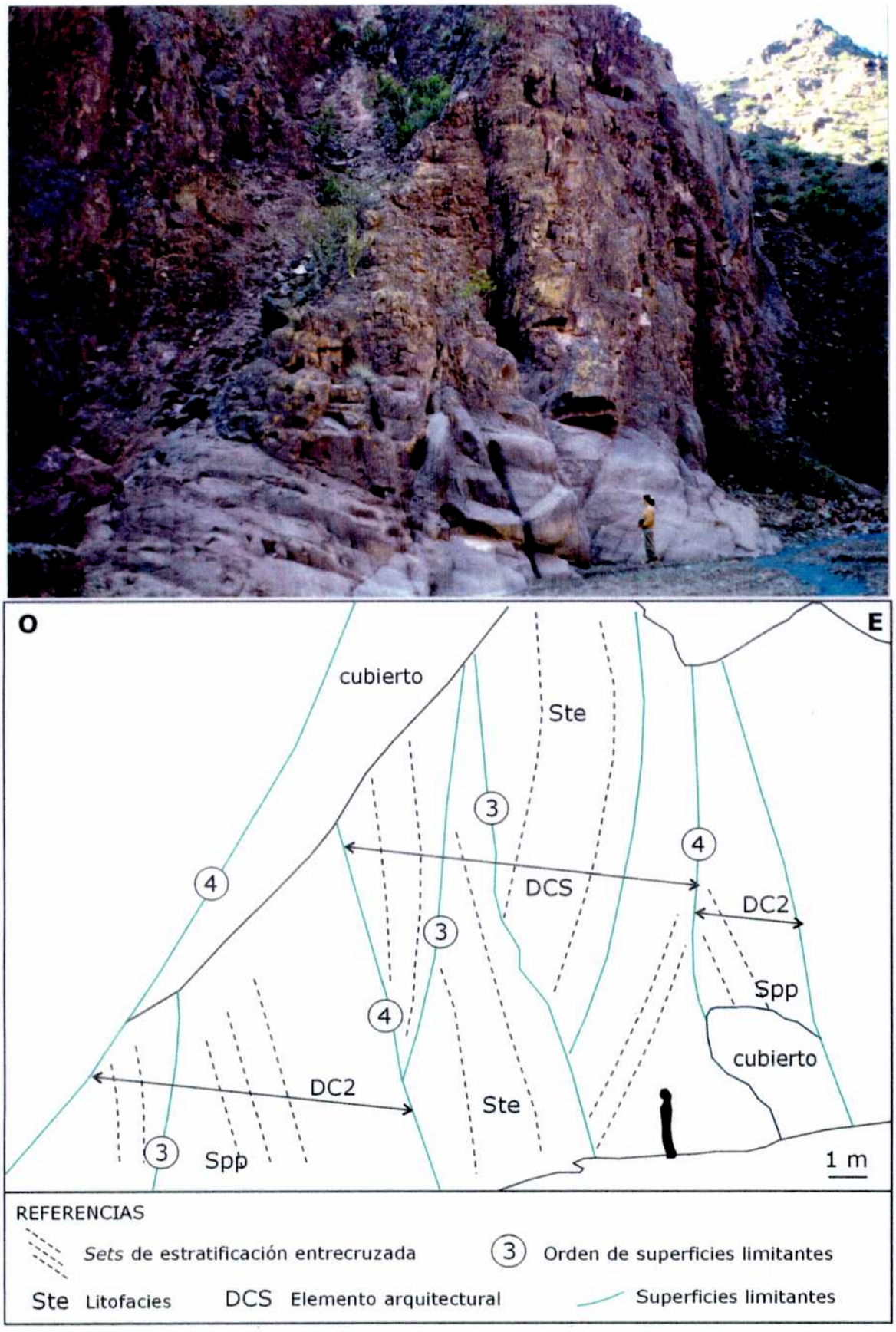


Figura 8.32. Panel representativo de la asociación de facies III en la quebrada de La Flecha constituida por los elementos DC2 y DCS. Obsérvese el diseño en zigzag de las superficies de orden 3 que limitan los sets, evidenciando la presencia de artesas.

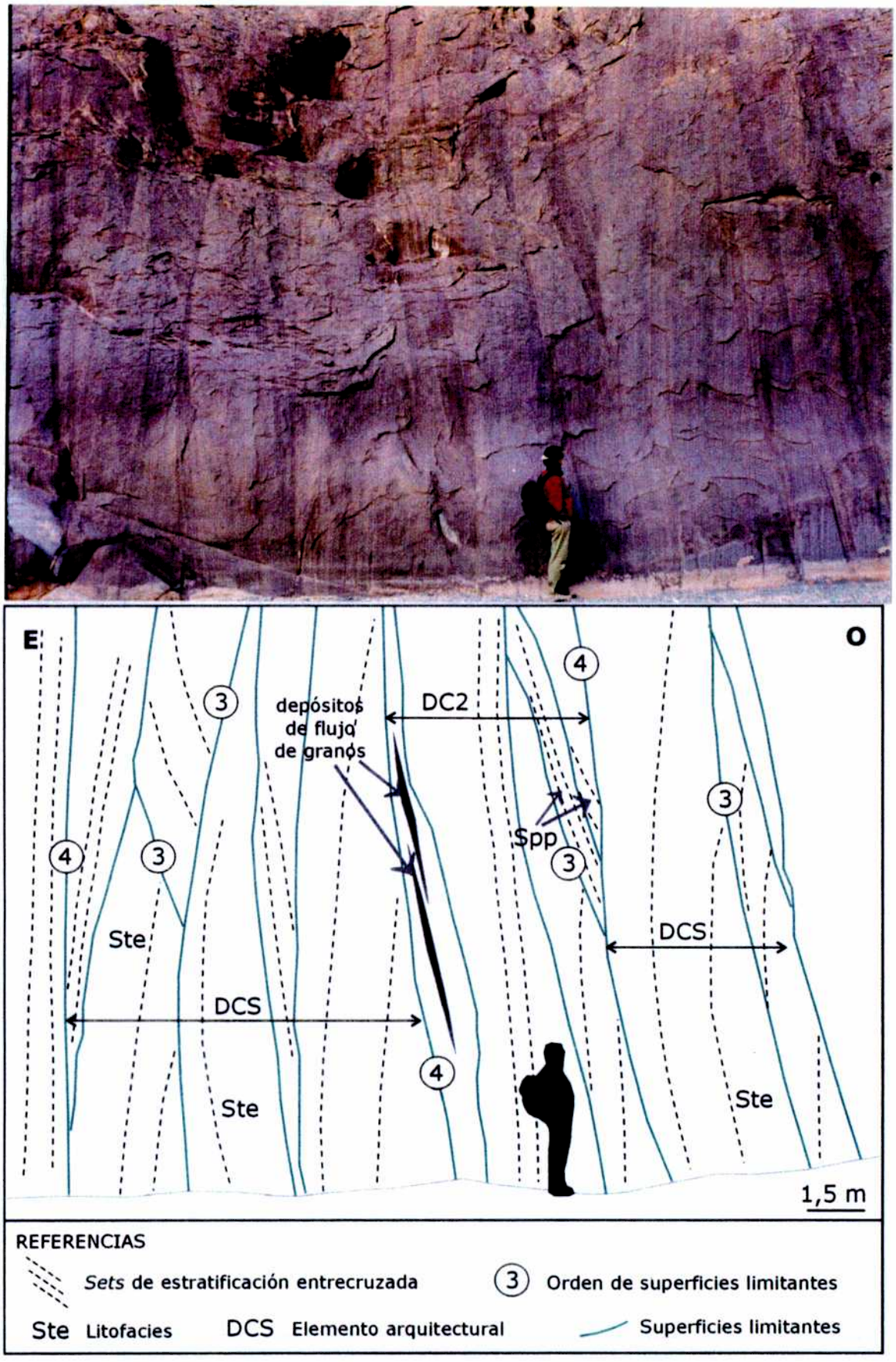


Figura 8.33. Panel representativo de la asociación de facies III en la quebrada de La Flecha.

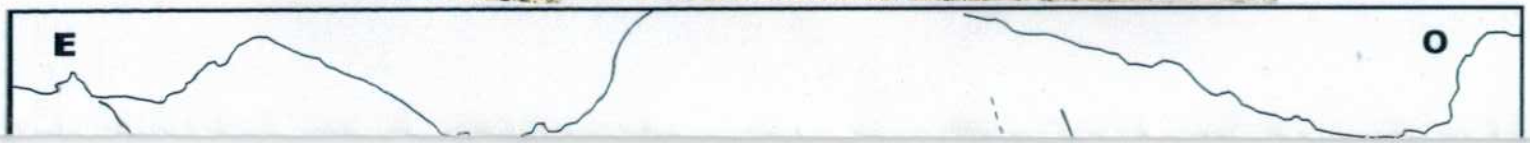
y flujo de granos más delgadas.

Por su parte, en el perfil de las nacientes del río Guandacol, esta asociación de facies se encuentra también muy bien expuesta. El panel de la figura 8.34, de dicha localidad, muestra superficies de orden 3, frecuentemente cóncavas hacia arriba, que limitan *sets* de estratificación entrecruzada en artesa (Ste) o acuñados y, por lo general, capas frontales asintóticas (litofacies Spa).

Interpretación: la asociación de facies III muestra un significativo cambio en la morfología de las dunas que constituían el campo eólico representado por la Formación Vallecito. La presencia de abundantes paquetes acuñados de estratificación entrecruzada, junto con artesas de gran extensión lateral, indica el desarrollo de dunas crecientes, al igual que en la asociación II, pero que en este caso poseían crestas ligeramente sinuosas (elemento DC2) a sinuosas (elemento DCS, Fig. 8.35). La mayoría de los *sets* muestran capas frontales formadas por la alternancia de depósitos de caída y flujo de granos, siendo la migración de óndulas un proceso de menor importancia.

Otra diferencia significativa con los depósitos previamente descriptos es la ausencia de *sets* entrecruzados de escala gigante, que indiquen la presencia de *draas*. Por su parte, el menor espesor de los *sets* cuando se los compara con los de la asociación de facies II, puede deberse a que las dunas tenían menor altura o bien a una disminución en el ángulo de ascenso.

Los paneles ilustrados en las figuras 8.32, 8.33 y 8.34 ejemplifican la geometría de las dunas reconocidas en esta asociación de facies. En particular en los paneles 8.32 y 8.34 aparecen depósitos de dunas fuertemente sinuosas (elemento DCS), de relativamente gran porte. Allí, las superficies de orden 4 que limitan los *cosets*, pueden tener al menos dos interpretaciones. Por un lado, considerarlas como originadas por ligeros modificaciones en la morfología de las dunas o en el ángulo de ascenso de las mismas (Rubin, 1987), en ambos casos probablemente asociado a un cambio en la provisión de arena. Por el otro, que representen períodos de «congelamiento» y arrasamiento del campo eólico, en condiciones similares a las observadas en Lomas de La Estancia (véase sección 6.1). En esta última circunstancia, las superficies deberían ser consideradas como de orden 5, sin em-


E
O

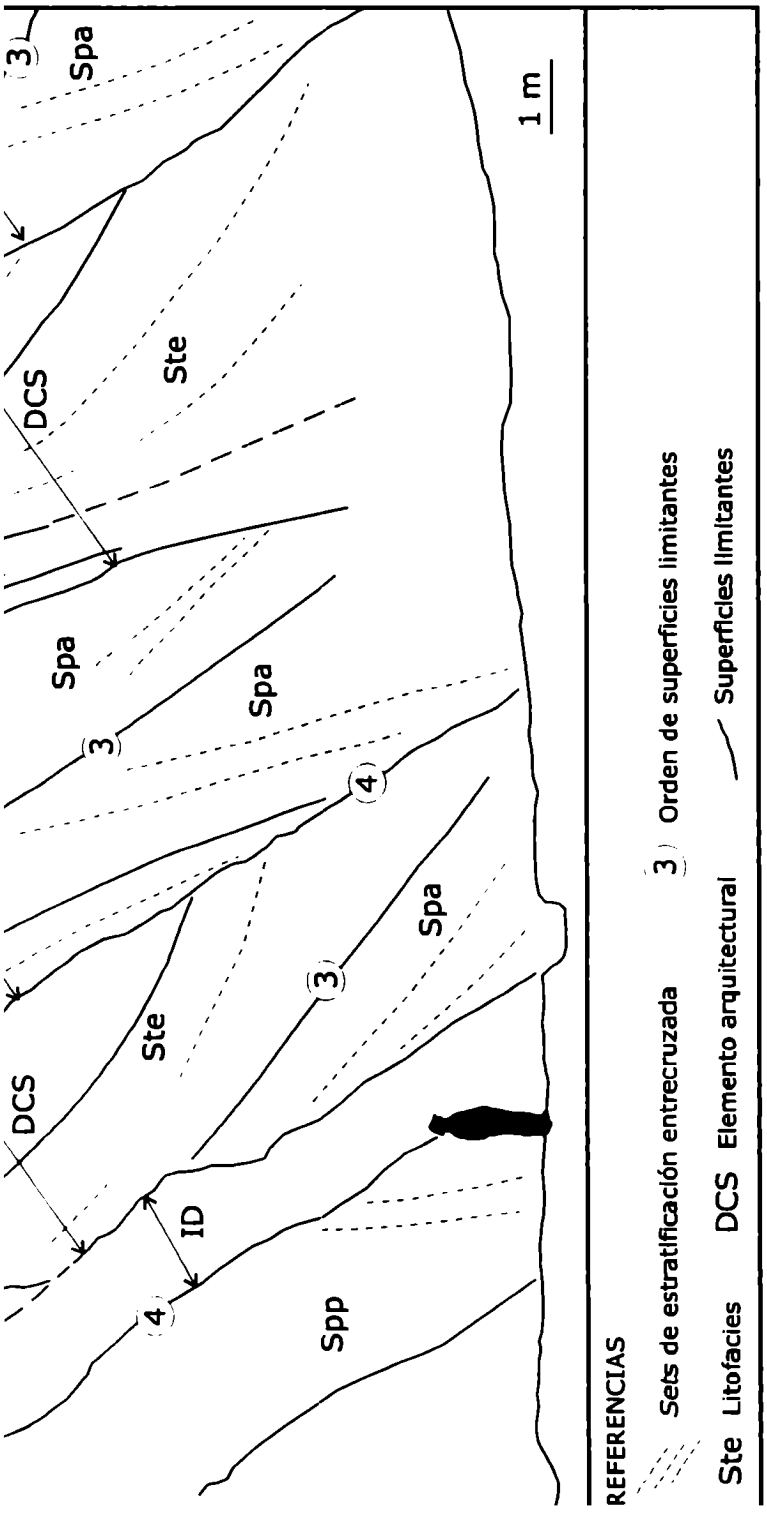


Figura 8.34. Panel representativo de la asociación de facies III, constituida por los elementos DC2 y DCS. Obsérvense los grandes *sets* de estratificación entrecruzada en artesa (litofacies Ste). Perfil de las nacientes del río Guandacol.

bargo la falta de hoyos de deflación, de niveles de areniscas masivas, brechas o paleosuelos asociados a la superficie limitante, unido al carácter mayormente plano de las misma, no parecen sugerir períodos de arrasamiento y refuerza la primera hipótesis aquí planteada. En lo que hace a las superficies de orden 3 parecen caber pocas dudas que representan el ascenso de sucesivos trenes de dunas, en particular la geometría concava hacia arriba y la escasa continuidad lateral (diseño en zigzag señalado en la Fig. 8.32) de estas superficies refleja la morfología fuertemente tridimensional de los cuerpos de arena.

Un cambio morfológico menor en las dunas que componen la parte media de esta asociación de facies, en la quebrada de La Flecha, es ilustrado en el panel de la figura 8.33. Obsérvese como en este caso ha disminuido notablemente el espesor de los *sets*, sugiriendo un menor porte de las geoformas. Por otro lado, las superficies de orden 3 muestran menor concavidad y los paquetes entrecruzados resultan algo más tabulares, lo que sugiere también una disminución en la sinuosidad de las dunas.

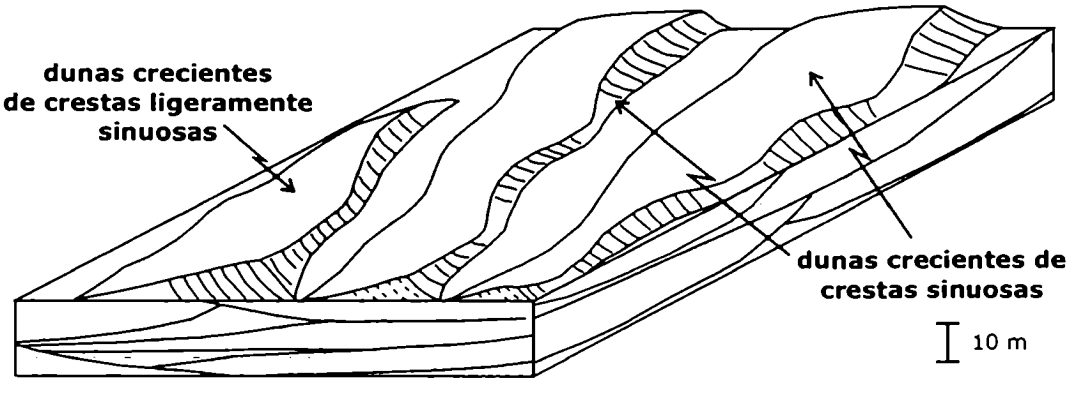


Figura 8.35. Esquema interpretativo de las formas de lecho y subambientes depositacionales de la asociación de facies III.

8.6.4. Asociación de facies IV

Descripción: Conformada por areniscas con laminación horizontal, ondulítica, entrecruzada de bajo ángulo o bien en capas masivas, esta asociación constituye muy delgadas intercalaciones, dispuestas principalmente entre las areniscas entrecruzadas de la asociación de facies III (Fig. 8.36). Aunque en baja proporción, es frecuente la presencia de delgados niveles de pelitas laminadas o masivas, mos-

trando grietas de desecación y evidencias de bioturbación tanto epichnia como endichnia.

En el perfil de la quebrada de La Flecha se han identificado al menos cuatro intercalaciones de estos depósitos, las que muestran espesor inferior a 2 metros y geometría lentiforme (Fig. 8.37). Un perfil esquemático de esta asociación es mostrado en la figura 8.38, donde pueden reconocerse tres términos. El inferior, separado de las areniscas entrecruzadas de la facies III por una superfice plana de orden 4, está compuesto por areniscas muy finas, en parte limosas, con laminación ondulítica (Sre) u horizontal (Shg). En forma neta se apoyan pelitas laminadas o masivas (Fl, Fm) con pequeñas grietas de desecación, entre las que se intercalan delgados lentes y capas milimétricas de areniscas muy finas con laminación ondulítica (Sre) o masivas (Sme). Finalmente, el término superior consiste en un delgado horizonte de areniscas con laminación horizontal (Shg) u ondulítica (Sre).

En los perfiles de las nacientes del río Guandacol y Ciénaga del Vallecito la asociación aquí descripta está dominada por areniscas masivas, algo más gruesas que en la quebrada de La Flecha, con laminación ondulítica (Sre) u horizontal (Shg, Shm), siendo muy exigua la participación de niveles pelíticos. En ambos casos constituyen una única intercalación, muy delgada, de entre 50 cm y 1 metro de espesor (Fig. 8.39), pero poseen en cada caso diferente ubicación estratigráfica. Mientras que en las nacientes del río Guandacol estos depósitos aparecen intercalados en la asociación de facies III (véase Fig. 8.34), y poseen en el tope una muy fina cubierta pelítica con grietas de desecación (Fig. 8.40), en la Ciénaga del Vallecito se disponen en la primera recurrencia de la asociación II, siendo la granulometría fundamentalmente areniscas gruesas.

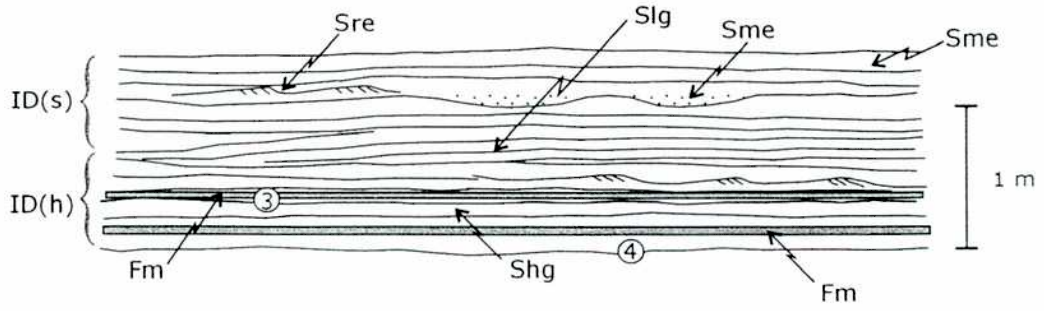


Figura 8.36. Esquema mostrando los principales elementos arquitecturales, litofacies y superficies limitantes de la asociación de facies IV.

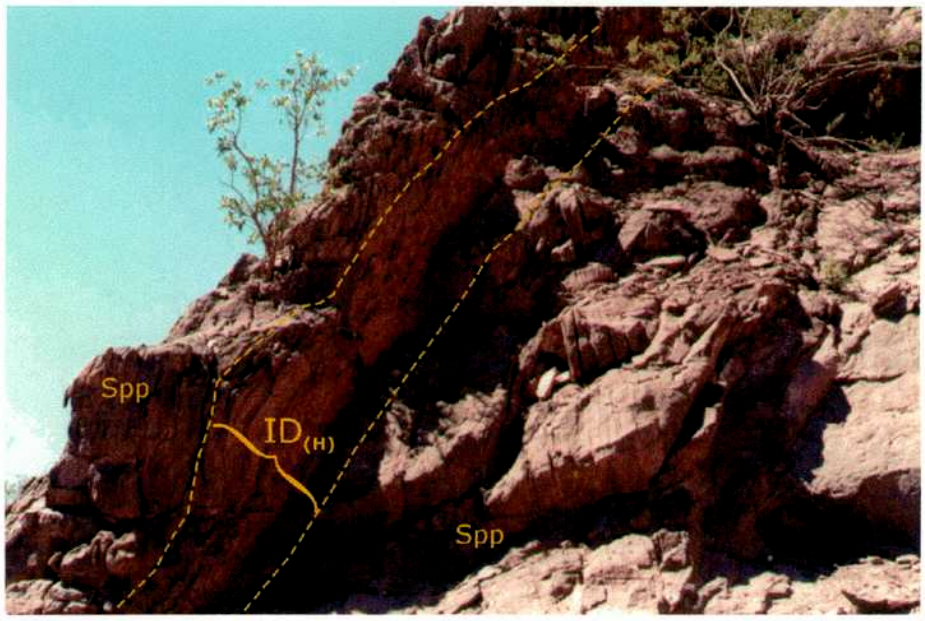


Figura 8.37. Delgada intercalación de depósitos de interduna (elemento ID) dispuesta sobre un *set* entrecruzado de escala grande (Spp), este último perteneciente a la asociación de facies III. Perfil de la quebrada de La Flecha.

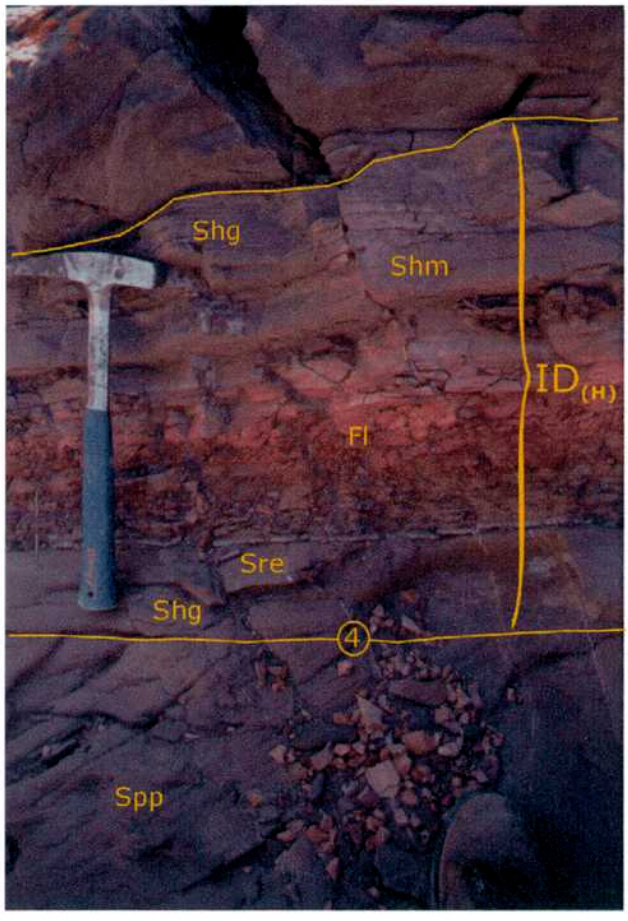


Figura 8.38. Detalle del elemento ID mostrando los tres términos descriptos en el texto. Obsérvese como la sección intermedia, probablemente correspondiente a depósitos de interdunas húmedas muestra importante partipación de pelitas laminadas. Asociación de facies IV en el perfil de la quebrada de La Flecha.

Figura 8.39. Vista general de los depósitos de interduna, pertenecientes a la asociación de facies IV, intercalados con la asociación de facies III, en el perfil de las nacientes del río Guandacol.

Figura 8.40. Detalle de la fotografía de la figura 8.39 donde puede observarse una delgada partición pelítica en el tope del depósito de interduna, mostrando pequeñas grietas de desecación. Obsérvese además la granulometría relativamente gruesa y el caracter masivo de las areniscas que conforman la mayor parte de los depósitos de interduna.

Interpretación: Teniendo en cuenta la importante participación de areniscas masivas o con entrecruzamientos de bajo ángulo, la gradación inversa de intralámina, el carácter lentiforme de las intercalaciones, su delgado espesor y participación de niveles pelíticos se interpreta que esta asociación de facies representa depósitos de interduna (Fig. 8.41; Ahlbrandt y Fryberger, 1981; Kocurek, 1981; entre otros). En este sentido, los afloramientos descriptos en la quebrada de La Flecha es muy probable que correspondan a interdunas húmedas (Ahlbrandt y Fryberger, 1981), que incluyen a las *damp* y *wet interdune* de la clasificación propuesta por Kocurek (1981). De esta forma, el término basal del perfil descripto (Fig. 8.38) representa los depósitos debidos básicamente a la migración de óndulas eólicas, durante la fase seca de la interduna y previos a la instauración del somero cuerpo de agua, en el que se depositaron las pelitas masivas y laminadas. En función de la existencia de estos encharcamientos temporarios en las áreas de interduna, no puede descartarse que parte de las arenas hayan sido en un principio depositadas por corrientes de agua efímeras, que penetraban el campo eólico, para luego ser retrabajadas por el viento, y viceversa. Por su parte, las delgadas intercalaciones de areniscas muy finas, que aparecen dentro de las secuencias pelíticas, muy probablemente representen la migración de trenes aislados de óndulas eólicas durante períodos de desecación del substrato (Tripaldi *et al.*, 1998). Finalmente, el término superior, formado por areniscas con laminación ondulítica u horizontal, representaría la fase seca de la interduna, dominada por sedimentación eólica. Obsérvese

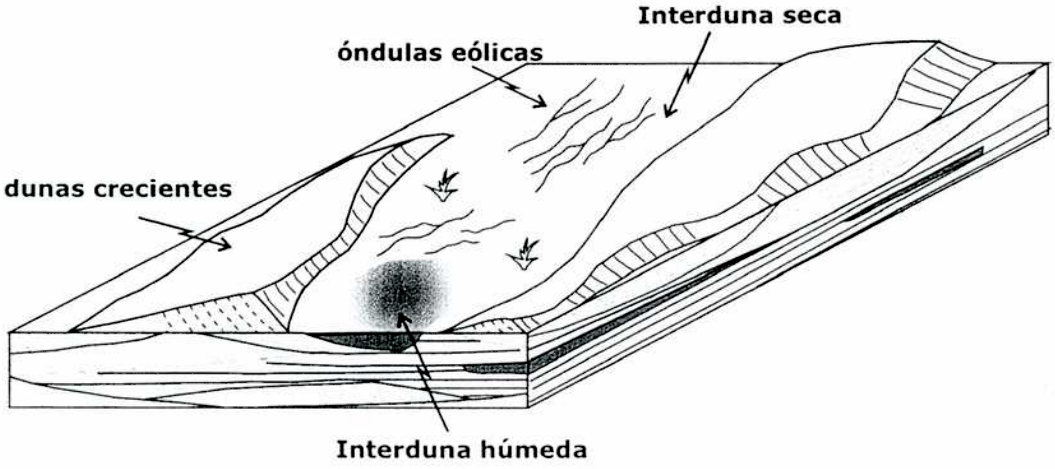


Figura 8.41. Esquema interpretativo de las formas de lecho y subambientes depositacionales de la asociación de facies IV.

como este depósito es similar a las interdunas descriptas por Lancaster y Teller (1988), Purvis (1991), Ahlbrandt y Fryberger (1981) y Tripaldi *et al.* (1998), no sólo en sus características litológicas, sino también en su arreglo vertical. En este sentido, las interdunas descriptas en el campo eólico de Lomas de la Estancia (véase también sección 6.1.1) muestran también una primera fase de arena eólic, cubierta por secuencias limoarcillosas de encharcamientos sobre las que migran trenes aislados de óndulas.

Por el contrario, los depósitos de interduna identificados en los perfiles de las nacientes del Río Guandacol y Ciénaga del Vallecito muestran una mínima participación de sedimentos pelíticos, estando conformada principalmente por areniscas, medianas a gruesas, con laminación horizontal y gradación inversa (Shg). Estas características llevan a interpretar a estos depósitos como correspondientes a interdunas secas (*dry interdune* de Kocurek, 1981), donde la sedimentación es fundamentalmente eólica.

8.6.5. Asociación de facies V

Descripción: esta asociación de facies muestra importantes cambios litológicos en relación a las anteriormente descriptas (Fig. 8.42). En este sentido, es destacable la presencia de capas de conglomerados finos y areniscas guijarrosas, junto con importantes espesores de pelitas laminadas y masivas. Esta unidad aflora únicamente en el perfil de la quebrada de La Flecha, es dos veces recurrente en la parte superior de la secuencia (Fig. 8.4) y el espesor total es de 150 metros. Está asociación de facies muestra geometría fuertemente lenticular (Fig. 8.43) y color gris

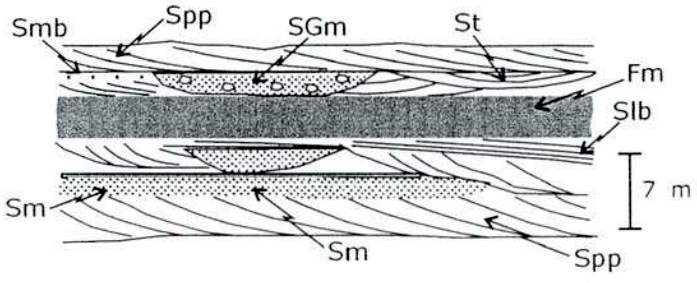


Figura 8.42. Esquema mostrando los principales elementos arquitecturales, litofacies y superficies limitantes de la asociación de facies V.

verdoso característico, que permite su identificación a distancia.

Un perfil representativo de la unidad se muestra en la figura 8.44, donde pueden ser identificados dos conjuntos principales que componen la asociación aquí considerada. El inferior, de color gris verdoso y mayor granulometría (A en la Fig. 8.44) corresponde a areniscas gruesas, en parte sabulíticas y guijarrosas, que conforman bancos lenticulares de hasta 3 metros de potencia. La parte inferior de los niveles arenosos es frecuentemente masiva y hacia arriba grada a areniscas con estratrificación entrecruzadas de pequeño y mediano porte (litofacies Sp). En algunos casos, en la parte basal de los bancos aparecen niveles de areniscas guijarrosas (Fig. 8.45) y conglomerados finos, conformando niveles de hasta 15 cm de espesor, sin rasgos de estratificación interna. Es destacable el fuerte cambio composicional que muestran estas areniscas ya que resultan casi exclusivamente arenitas líticas (Folk *et al.*, 1970), dominados por fragmentos de volcanitas (Fig. 8.45) y muy bajos porcentajes de cuarzo. Los conglomerados están compuestos también mayoritariamente por clastos de volcanitas. Entre los niveles arriba descriptos se intercalan areniscas masivas o con laminación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo, generalmente bimodales (Fig. 8.46, litofacies Sme, Shb y Slb), que exhiben mejor selección textural que las anteriores. Además, y aunque cuantitativamente menos importantes, debe destacarse la existencia de areniscas finas y muy finas, que forman grandes *sets* de estratificación entrecruzada tabular planar, de hasta 2 metro de potencia (litofacies Spp, Fig. 8.47). Estos bancos no forman *cosets*, sino que aparecen comúnmente como paquetes individuales.

Un segundo conjunto (B en la Fig. 8.44), caracterizado por su color morado, está compuesto por limolitas y arcilitas, por lo general laminadas, entre las que se intercalan varios niveles de areniscas muy finas, con laminación ondulítica y heterolítica, y que se hacen dominantes hacia el techo de la facies (Fig. 8.48). El conjunto descripto muestra geometría fuertemente tabular y un espesor máximo de 4 metros.

Interpretación: la asociación de facies aquí descripta muestra una génesis compleja en la que interactúan procesos fluviales, eólicos y lacustres (Fig. 8.49). La importante participación de areniscas gruesas, sabulíticas y guijarrosas,

Figura 8.43. Vista general de las areniscas gris verdosas de la asociación de facies V mostrando su geometría lenticular.

Figura 8.44. Perfil de la asociación de facies V en la quebrada de La Flecha. La parte inferior (de color gris verdoso) corresponde a areniscas depositadas en el ambiente de interacción eólica-fluvial, mientras que la sección superior (de color morado) corresponde a las pelitas laminadas de origen lacustre. Nótese que los ambientes descriptos son recurrentes en el perfil.

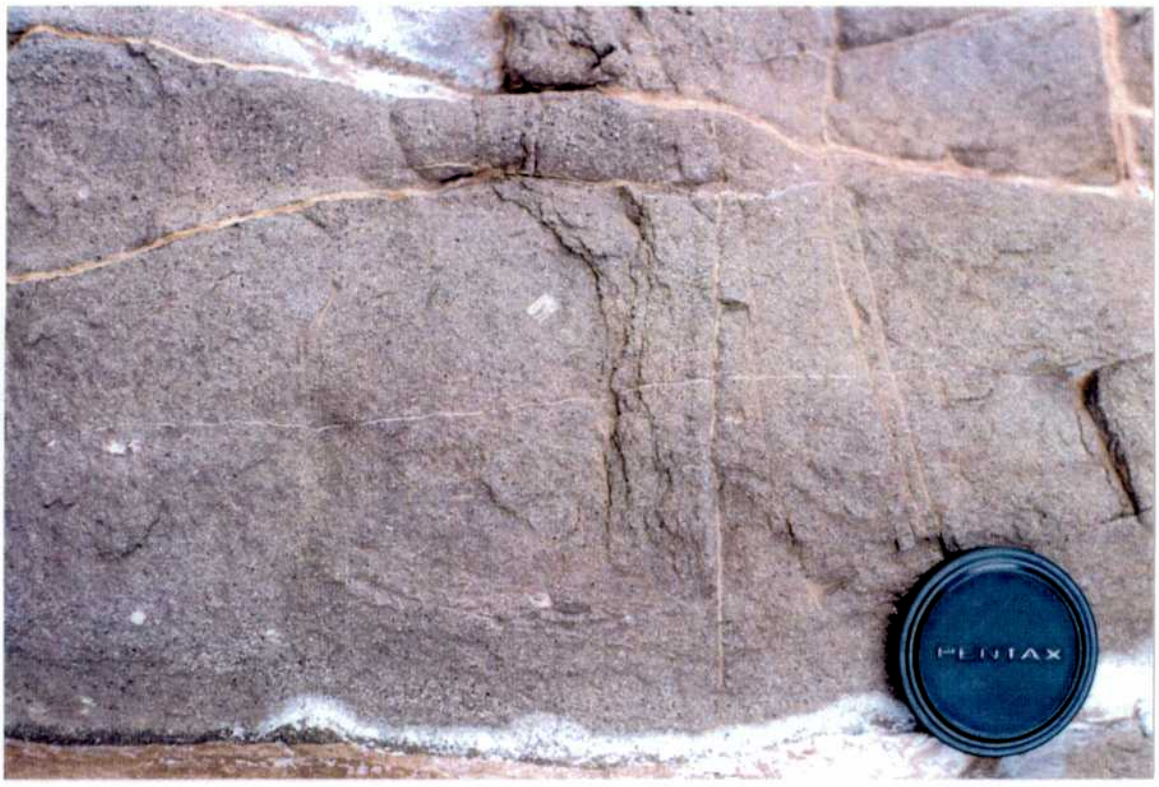


Figura 8.45. Niveles de areniscas guijarrosas de los depósitos fluviales pertenecientes a la asociación de facies V. Perfil de la quebrada de La Flecha.

Figura 8.46. Detalle de areniscas bimodales, con laminación horizontal o masivas, de origen eólico en los depósitos de interacción eólica-fluvial de la asociación de facies V en el perfil de la quebrada de La Flecha.

Figura 8.47. *Set* entrecruzado correspondiente a depósitos de pequeñas dunas dentro del ambiente de interacción eólica-fluvial. Obsérvese la alternancia de láminas más claras de mayor tamaño de grano (probablemente formadas por flujos de granos) y otras más oscuras de menor granulometría (debidas a los procesos de caída de granos o bien migración de óndulas). Asociación de facies V en el perfil de la quebrada de La Flecha.

Figura 8.48. Detalle de la sección B de la figura 8.44, mostrando una delgada alternancia de pelitas laminadas y areniscas con laminación ondulítica.

estratificadas en bancos lenticulares de bases erosivas, sugiere claramente la existencia de depósitos fluviales correspondientes a sistemas arenosos entrelazados, con canales escasamente jerarquizados. Dentro de los canales la sedimentación habría estado dominada por depósitos residuales que originaron la mayor parte de las areniscas guijarrosas y sabulíticas masivas (SGm). Sin embargo, el esporádico desarrollo de barras de canal está señalado por la presencia de *sets* de areniscas gruesas con estratificación entrecruzada (Sp).

En lo que concierne a los *sets* de areniscas con estratificación entrecruzada planar de gran porte (generalmente de 2 metros de potencia), su granulometría fina a muy fina, buena selección y laminación muy delgada permiten interpretarlos como producto de la migración de dunas eólicas. El carácter tabular de los bancos y de la estratificación (litofacies Spp) indica que las mismas poseían crestas rectas. Debido a su íntima relación con los depósitos fluviales y a su ocurrencia como *sets* aislados, puede considerarse que estas dunas migraban en las planicies de inundación del sistema fluvial previamente descripto, aunque sin formar un verdadero campo eólico.

Por su parte, las limolitas, arcilitas y areniscas muy finas laminadas o masivas pueden ser interpretadas como depositadas en pequeños lagos efímeros, con sedimentación clástica dominante. El pasaje de facies pelíticas a arenosas, observadas sobre todo en la primera recurrencia de esta asociación, es interpretado como debido a la progradación de cursos fluviales sobre el sistema lacustre. En particu-

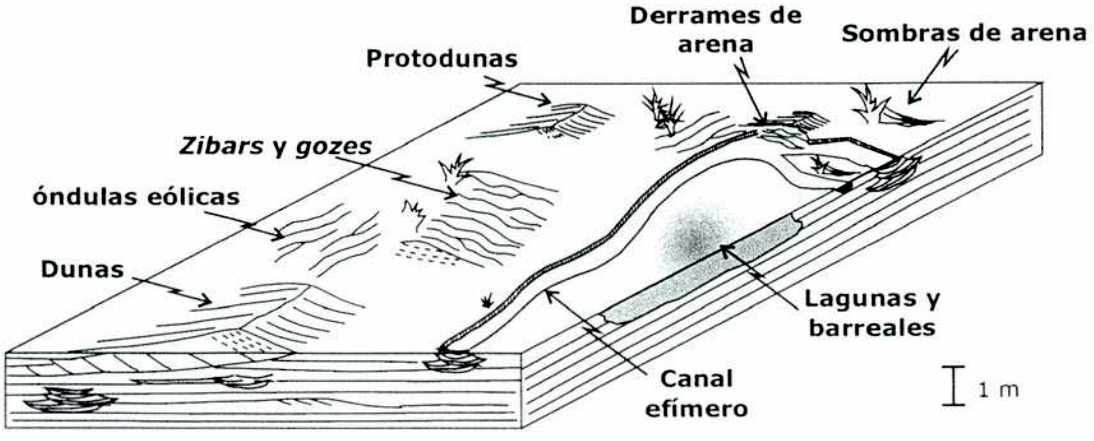


Figura 8.49. Esquema interpretativo de las formas de lecho y subambientes depositacionales de la asociación de facies V.

lar, la alternancia de areniscas con laminación ondulítica (A en la Fig. 8.48) cubiertas por particiones pelíticas (B en la Fig. 8.48) es aquí interpretada como debido a sucesivos episodios de alto aporte clástico al sistema, seguidos por decantación de material fino.

Las acumulaciones que constituyen la presente asociación de facies recuerdan a los depósitos de interacción eólica-fluvial analizados por Langford y Chan (1989), así como a aquellos descriptos en esta Tesis en el valle del río Guandacol (sección 6.3). Un buen ejemplo de lo dicho puede observarse en la figura 8.50, donde aparecen depósitos de areniscas bimodales, con laminación horizontal o masivas (E(D) en la Fig. 8.50, véase también Fig. 8.46). Los primeros son interpretados como producidos por la migración de óndulas eólicas de impacto-repaje (véase sección 5.1.5) y los segundos como debidos a deflación de depósitos eólicos o fluviales previos (Lancaster y Teller, 1988). En la misma figura, los depósitos eólicos son erosionados por facies canalizadas representadas por areniscas gruesas (C en la Fig. 8.50).

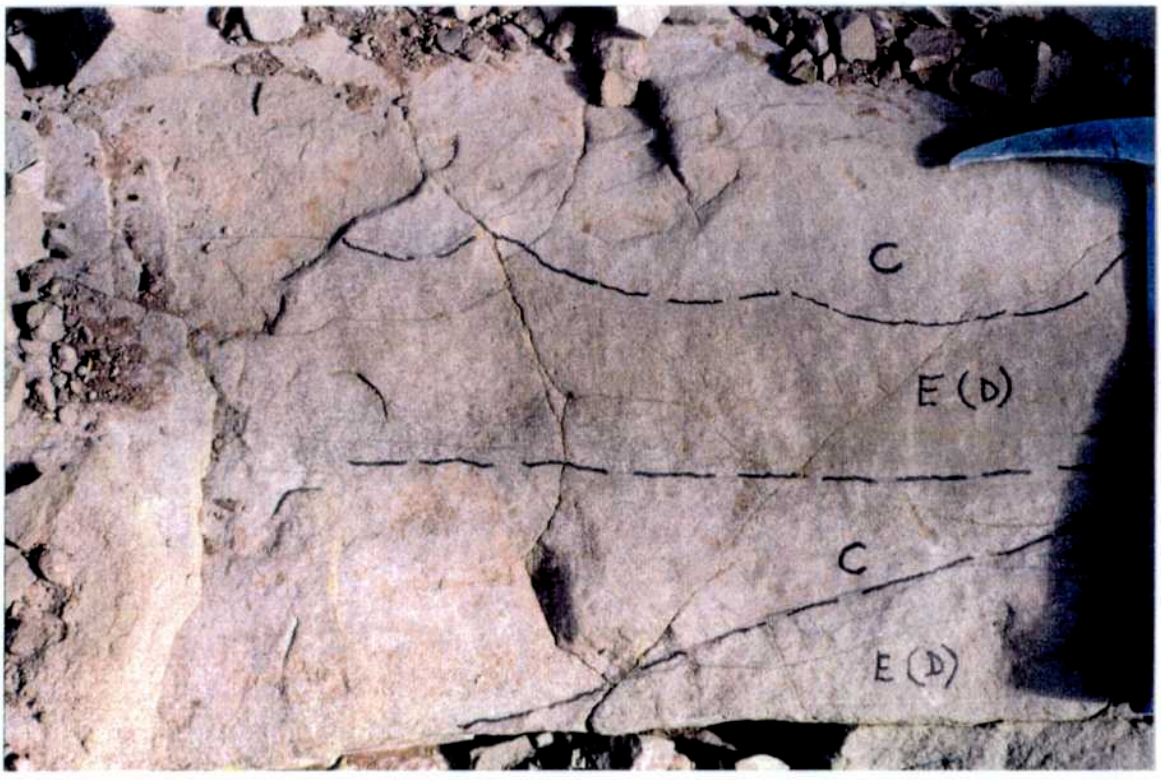


Figura 8.50. Detalle de los depósitos de interacción eólica-fluvial. Intervalos canalizados (c en la fotografía), mostrando bases erosivas, que se disponen sobre depósitos eólicos dominados por areniscas bimodales (litofacies Smb, E(D) en la fotografía), ilustradas en la figura 8.46.

8.6.6. Asociación de facies VI

Descripción: se incluye en la asociación de facies VI a un conjunto de areniscas finas a medianas, que conforman *sets* de estratificación entrecruzada tabular y festoneada, de hasta 5 m de potencia. Esta unidad ha sido reconocida únicamente en el perfil de la quebrada de La Flecha, donde alcanza un espesor de 150 metros y aparece hacia el tope de la secuencia (Fig. 8.4).

El intervalo aquí descripto se diferencia de la asociación II por la falta de paquetes entrecruzados de escala gigante y de la asociación III por la aparición de *sets* con estratificación festoneda junto a la escasa participación de artesas. Se encuentra formado por dos elementos arquitecturales principales: dunas crecientes de crestas rectas y morfología variable (DC3) y dunas crecientes de crestas rectas (DC1, Fig. 8.51). El primero se caracteriza por la presencia de areniscas con estratificación entrecruzada festoneada (litofacies Spf, Fig. 8.52), que alternan con *sets* de estratificación entrecruzada tabular planar (Spp) o asintótica (Spa). Por lo general, el espesor de los paquetes entrecruzados no supera los 2 metros, aunque en algunos casos se han observado *sets* de hasta 6 metros de potencia. Una característica típica de la litofacies Spf es la presencia de abundantes superficies internas de orden 2 (reactivación), que determinan la existencia de sub*sets* dentro de los paquetes entrecruzados.

Por su parte, el elemento DC1 (dunas crecientes de crestas rectas) comprende, al igual que fue descripto en la asociación II, *sets* de estratificación entrecruzada tabular (litofacies Spp y en menor medida Spa) limitados por superficies de orden 3, planas y mayormente paralelas entre sí.

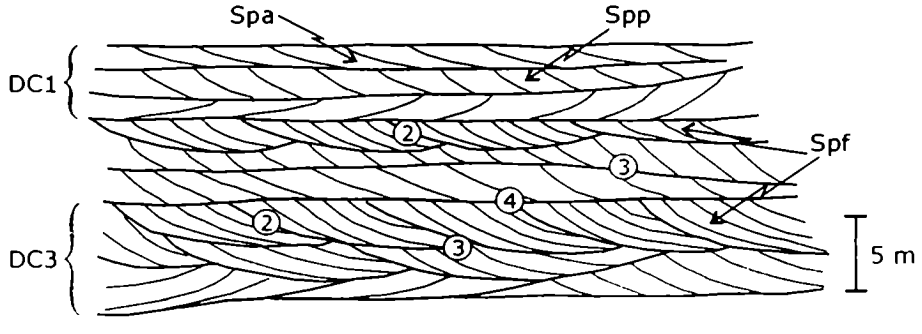
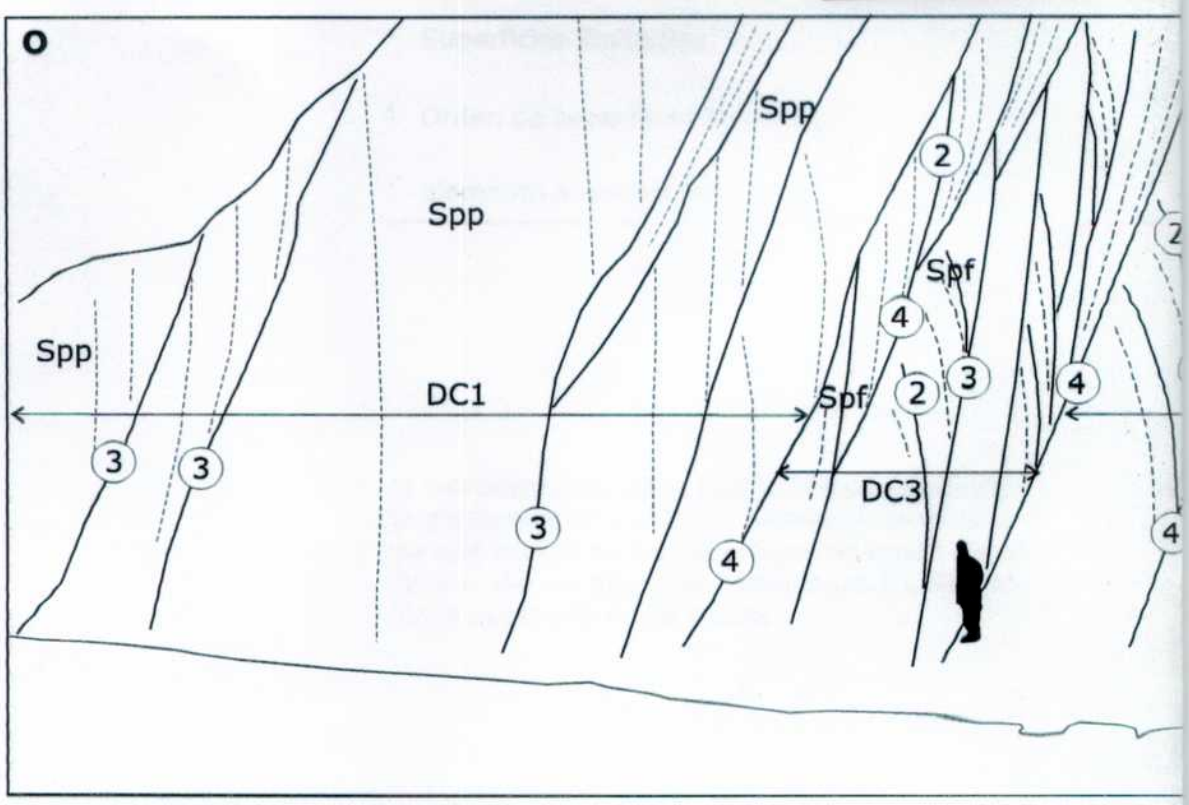


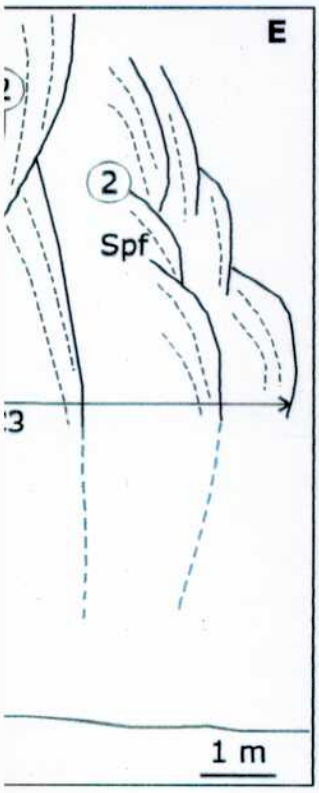
Figura 8.51. Esquema mostrando los principales elementos arquitecturales, litofacies y superficies limitantes de la asociación de facies VI.

Figura 8.52. Vista general de la asociación de facies VI, mostrando *sets* de estratificación entrecruzada festoneada (litofacies Spf) en el perfil de la quebrada de La Flecha.

En lo que concierne a la conformación interna de los *sets* entrecruzados, todas las litofacies descriptas (Spp, Spa y Spf), están compuestas por una muy fina laminación, donde alternan láminas de areniscas medianas con otras de areniscas finsa a muy finas. Hacia la base de los *sets*, las caras frontales se vuelven muy asintóticas y, en algunos casos, pueden observarse pequeñas capas con gradación inversa.

Para ilustrar los elementos arquitecturales que constituyen la presente asociación de facies se ha realizado el panel mostrado en la figura 8.53. Como allí puede observase, el elemento DC3 se caracteriza por estar formado por grandes *sets* entrecruzados de estratificación festoneada (Spf), junto con paquetes de estratificación entrecruzada tabular planar (Spp) y asintótica (Spa). Superficies de orden 2, cóncavas hacia arriba y fuertemente inclinadas en la misma dirección que las capas frontales, conforman los sub*sets* ilustrados en las figuras 8.51 y 8.53 (véase también Fig. 7.10). Estas superficies, características de la litofacies Spf, son truncadas por otras de orden 3, planas y mucho menos inclinadas, que separan los *sets* de estratificación festoneada de aquellos con estratificación tabular. Por últi-


O
Spp
Spp
Spp
Spf
Spf
DC1
DC3
2
3
4



REFERENCIAS

Sets de estratificación entrecruzados

Spf Litofacies

Superficies limitantes

4 Orden de superficies limitantes

DC3 Elemento arquitectural

Figura 8.53. Panel representativo de la asociación de facies VI, constituida por los elementos DC1 y DC3. Nótese la geometría cóncava hacia arriba que muestran las superficies de orden 2 definiendo sub*sets* dentro de los paquetes entrecruzados del elemento DC3. Perfil de la quebrada de La Flecha.

mo, y como puede observarse en la figura 8.53, las superficies de orden 4, que resultan planas y muy persistentes lateralmente, separan los elementos DC3 de los DC1.

Interpretación: la presencia de *sets* tabulares de estratificación entrecruzada (Spp, Spa y Spf) indica que los depósitos de la asociación de facies VI son el resultado de la migración de dunas crecientes de crestas rectas (Fig. 8.54). Aunque probablemente similares en su morfología a las dunas sobreimpuestas de la asociación II, en este caso la ausencia de *sets* de escala gigante, no sugiere la presencia de *draas*. Por su parte, la aparición de *sets* de estratificación entrecruzada festoneada (elemento DC3), indica que parte de las dunas sufrían periódicas fluctuaciones en su morfología (altura o espaciamiento) y/o velocidad de migración. Lo dicho permite explicar la presencia de superficies de orden 2 que limitan sub*sets*. Las mismas resultarían de la transferencia de arena desde la zona de seno hacia la cresta al aumentar la velocidad de los vientos (Rubin, 1987). El carácter periódico de estas fluctuaciones determinaría el desarrollo de sucesivas superficies dentro de los *sets*. En este sentido, Rubin y Hunter (1983) señalaron que la estratificación entrecruzada festoneada (*scalloped cross-bedding*) puede originarse por dos procesos diferentes. Por un lado, aquellas producidas por fluctuaciones en las condiciones del flujo, determinando capas frontales que inclinan en la misma dirección que las superficies limitantes de los sub*sets*. Un segundo tipo corresponde a las originadas por la migración de pequeños hoyos de deflación (*scour pits*) en donde

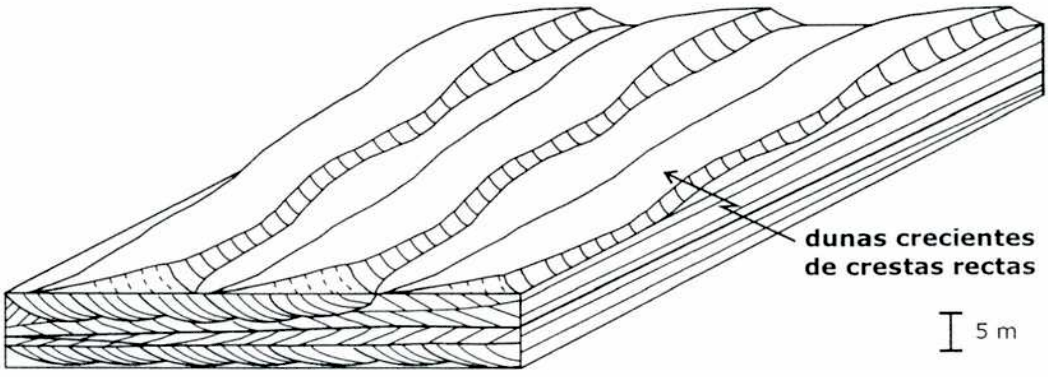


Figura 8.54. Esquema interpretativo de las formas de lecho y subambientes depositacionales de la asociación de facies VI.

las capas frontales inclinan en ángulo oblicuo con las superficies limitantes. El análisis tridimensional de las formas aquí analizadas lleva a interpretarlas como pertenecientes al primero de los tipos descriptos, especialmente teniendo en cuenta el caracter tabular de los *sets* y la concordancia entre la dirección de inclinación de las capas frontales y las superficies de orden 2.

En lo que respecta a la alternancia de las litofacies Spp o Spa y Spf observada en el panel previamente descripto (Fig. 8.53), es fácilmente interpretada a partir de las reconstrucciones de dunas de Rubin (1987). Cuando las fluctuaciones en la altura de las dunas (debidas a cambios en la velocidad de los vientos) son pequeñas, el depósito resultante corresponde a *sets* tabulares (Spp, Spa) con bases ligeramente cóncavas hacia arriba y superficies de reactivación (orden 2) poco desarrolladas. Por el contrario, en el caso de que las variaciones en la velocidad del viento sean altas, se forman estructuras festoneadas (Spf) con base fuertemente cóncavas y superficies de orden 2 que limitan sub*sets*. De acuerdo a lo dicho, la alternancia observada entre *sets* tabulares y festoneados, que caracterizan al elemento DC3, puede interpretarse como debido al ascenso de dunas crecientes de crestas rectas que muestran variaciones de distinta magnitud en su morfología.

Las superficies de orden 4 señalan un cambio significativo en el régimen de las dunas. Así, la aparición del elemento arquitectural DC1 por sobre los depósitos de DC3 indicarían condiciones más estables en la velocidad del viento, lo que favorece la migración de dunas crecientes de crestas rectas sin variación en su morfología

Como ha sido señalado en la descripción de la presente asociación de facies, las capas frontales de los *sets* entrecruzados están formadas por una muy fina laminación, donde puede interpretarse que las láminas de arena fina a muy fina representan depósitos de caída de grano. Por su parte, aquellas láminas ligeramente más gruesas y de mayor granulometría podrían corresponder a delgados depósitos de avalancha de granos. Sin embargo, no debe descartarse que se trate de una laminación debida a migración de óndulas eólicas, donde no resulta factible la observación de capas con gradación inversa por el escaso tamaño de grano de estas rocas. Por otra parte, y como ha sido señalado con anterioridad hacia la base de los *sets* las capas frontales se vuelven bastante asintóticas y allí se han observa-

do láminas de areniscas medianas a gruesas con gradación inversa, interpretadas entonces como producto de la migración de óndulas.

En lo que se refiere a la potencia de los *sets* entrecruzados, su espesor por lo general menor a 2 metros indica que, en este caso, se trataba de dunas de menor porte si se las compara con aquellas que determinaron los depósitos de las asociaciones II y III.

8.7. Paleocorrientes de la Formación Vallecito

Como complemento de los estudios de facies realizados sobre la Formación Vallecito, fueron efectuadas mediciones de paleocorrientes en las areniscas eólicas, con el propósito de aproximar el patrón general de distribución de paleovientos. De esta forma, se midieron el rumbo de la dirección de máxima inclinación y el valor de ésta, en los *sets* tabulares de estratificación entrecruzada, o el eje de simetría y su inclinación cuando se trataba de artesas. Una vez obtenido el valor de rumbo e inclinación regional de la unidad, los valores de campo fueron rebatidos a la horizontal estereográficamente. Las mediciones se llevaron a cabo en diferentes niveles estratigráficos de los tres perfiles estudiados en esta Tesis (Fig. 8.55). En el caso de la sección de quebrada de La Flecha fueron obtenidas 58 mediciones, las que muestran preferentemente paleovientos provenientes del cuadrante SE (Fig. 8.55). Una situación similar ocurre en el perfil de las nacientes del río Guandacol donde los vientos dominantes fueron aparentemente del SSE (Fig. 8.55). Finalmente, las exposiciones de la Ciénaga del Vallecito han sido divididas en dos grupos. Por un lado, aquellas provenientes de la base y parte media de la unidad, las que también muestran proveniencias desde el ESE. Por el otro, las mediciones de la parte superior muestran una dispersion muy alta de los valores (± 50º de desviación) y paleovientos desde el SE.

8.8. Síntesis de la evolución paleoambiental de la Formación Vallecito

La Formación Vallecito representa la depositación en un gran campo eólico intermontano, muy probablemente formado bajo un régimen climático árido-

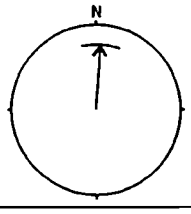
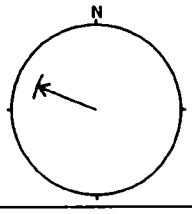
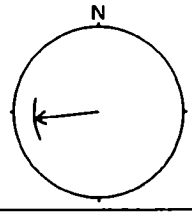
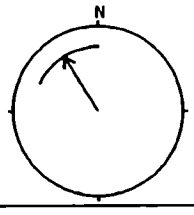
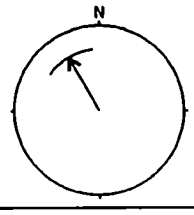
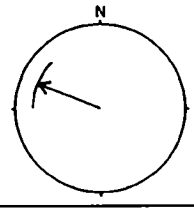
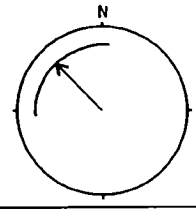
Localidad	*n*	*Vector resultante*		*Paleovientos*	
		Orientación	*Inclinación*		
Qba. de La Flecha Asociación de facies II Sitio 1	*23*	*4° ± 17°*	*24°± 6°*	*S*	
Qba. de La Flecha Asociación de facies II Sitio 2	*8*	*292° ± 11°*	*26° ± 3°*	*ESE*	
Qba. de La Flecha Asociación de facies III	*9*	*264° ± 19°*	*25° ± 5°*	*ENE*	
Qba. de La Flecha Asociación de facies VI	*18*	*328° ± 32°*	*25° ± 6°*	*SSE*	
Nacientes del río Guandacol	*6*	*330° ± 24°*	*29° ± 2°*	*SSE*	
Ciénaga del Vallecito Asociación de facies II Sitio 1	*14*	*292° ± 22°*	*22° ± 6°*	*ESE*	
Ciénaga del Vallecito Asociación de facies II Sitio 2	*11*	*316° ± 50°*	*23° ± 9°*	*SE*	

Figura 8.55. Direcciones de paleocorrientes de las eolianitas de la Formación Vallecito, en las distintas localidades estudiadas.

semiárido, durante el inicio de los corrimientos andinos. Los diferentes perfiles analizados muestran algunas diferencias en las características del campo eólico en las distintas localidades, en muchos casos menores y debidas muy probablemente a su distinta posición paleogeográfica, diferencias en la topografía, en la proximidad a las áreas de provisión y en la disponibilidad de arena, etcétera.

El campo eólico intermontano se inicio, en el perfil de la quebrada de La Flecha, con depósitos de manto eólico (asociación de facies I), y rápidamente evolucionó a secuencias de *draas* con dunas de menor porte sobreimpuestas (asociación de facies II). Por el contrario, en las otras dos secciones (Ciénaga del Vallecito y nacientes del Río Guandacol) la acumulación de arena comenzó directamente con depósitos de *draas* y dunas de gran porte, lo que indica un muy rápido crecimiento del campo eólico, probablemente vinculado a la muy alta disponibilidad de arena debido a la cercanía del arco volcánico representado por la Formación Cerro Morado (Limarino *et al.*, 2000).

En prácticamente la totalidad de los perfiles y localidades de control analizadas, las acumulaciones de *draas* fueron seguidas por dunas crecientes de crestas ligeramente sinuosas a fuertemente sinuosas (asociación de facies III). Es en este intervalo estratigráfico donde, por lo general, aparecen los escasos niveles de interdunas (asociación de facies IV), que podrían indicar un decrecimiento en la mobilidad y crecimiento del sistema. En el caso específico del perfil de la quebrada de La Flecha, la presencia de interdunas húmedas podría vincularse a un ascenso regional de la superficie freática que anticipa el avenimiento de los sistemas fluviales, representados por la asociación de facies V. Esta situación ha sido descripta por Langford y Chan (1989) como una de las posibilidades que permitirían explicar la existencia de aislados niveles de interdunas húmedas.

En los perfiles de Ciénaga del Vallecito y nacientes del río Guandacol la sedimentación eólica es definitivamente interrumpida por la aparición de facies fluviales incluidas en la Formación Cerro Morado. En el primer caso, se sobreponen directamente a las facies de dunas y *draas*, depósitos de brechas, aglomerados y conglomerados volcánicos, que representarían la progradación de cuñas clásticas fluviales desde el arco magmático ubicado al oeste (Limarino *et al.*, 2000, véase también Jordan *et al.*, 1993). Algo ligeramente diferente ocurre en las nacientes

del río Guandacol, donde las dunas de sinuosidad alta a moderada (asociación de facies III) son reemplazadas primero por facies de manto eólico con baja tasa de agradación (asociación de facies I; véase sección 11.1.5), que preceden a la interrupción definitiva de la sedimentación eólica debido a la aparición de sistemas fluviales de menor energía y espesas acumulaciones de cuerpos de agua (lacustres?).

En cambio, la situación fue distinta en la localidad de la quebrada de La Flecha, de posición más distal a las aquí analizadas con respecto al arco magmático (véase Fig. 11.15). Allí, aunque también tuvo lugar una breve incursión fluvial (asociación de facies V), muy probablemente sincrónica con las arriba señaladas, la sedimentación eólica no fue completamente interrumpida, sino que se desarrollo un ambiente de interacción eólica-fluvial. Además, en este caso la sedimentación eólica fue luego reestablecida, acumulándose unos 350 metros de eolianitas a partir de la migración de dunas crecientes de crestas sinuosas (asociación de facies III), que luego pasan a formas de crestas rectas, en algunos casos con morfología variable (asociación de facies VI). Una nueva incursión fluvial señala el techo de la Formación Vallecito en la quebrada de La Flecha (segunda recurrencia de la asociación de facies V).

De acuerdo a lo dicho, el espesor acumulado de arena eólica es bastante diferente en los perfiles analizados y, en opinión de la autora, estuvo al menos parcialmente controlado por la cercanía al arco magmático mioceno de la Precordillera central, descripto por Limarino *et al.* (2000). Más aún, es muy probable que toda la generación y desarrollo del campo eólico haya estado influenciado por esta barrera topográfica, que habría producido deflección de vientos, pérdida de capacidad de transporte y consecuente depositación en una faja continua y paralela al arco volcánico. Lo dicho parece estar avalado por la distribución paleogeográfica de la Formación Vallecito, que se dispone como una faja elongada y paralela a los depósitos de la Formación Cerro Morado, que representan al arco volcánico. Así mismo, las mediciones de paleocorrientes parecen respaldar esta propuesta, desde el momento en que existe una marcada tendencia regional de los paleovientos a provenir de los cuadrantes E y SE, en sentido oblicuo al alto topográfico representado por la cadena volcánica.

9. ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO DE SECUENCIAS DE INTERACCIÓN EÓLICA-FLUVIAL: FORMACIÓN VINCHINA

Sobre la base de los resultados obtenidos en el estudio de las secuencias de interacción eólica-fluvial del valle del río Guandacol (capítulo 6) y de lo observado en el análisis de la Formación Vallecito (capítulo 8) se encara en esta sección el estudio de los intervalos eólicos presentes en algunos tramos de las secuencias fluviales de la Formación Vinchina. Esta unidad, depositada en el ámbito de las Sierras Pampeana Noroccidentales, representa una de las más potentes secuencias terciarias reconocidas en el noroeste argentino. Se extiende desde los 28º 00' hasta los 29º 30' de latitud sur, conformando la Sierra de Los Colorados en la provincia de La Rioja y su prolongación septentrional en la provincia de Catamarca.

La unidad estudiada fue depositada en diferentes tipos de ambientes fluviales y, en menor medida, lacustres y eólicos. Los primeros incluyen ciertas intercalaciones eólicas, especialmente en el tercio superior de la unidad, que conforman secuecias de interacción eólica-fluvial que son estudiadas en este capítulo.

9.1. Introducción

Con el propósito de caracterizar al ambiente de interacción eólica-fluvial fueron estudiados algunos tramos de la Formación Vinchina. Para ello se realizó un perfil de detalle a lo largo del río de La Troya, localidad tipo de la unidad (Fig. 2.2). Así mismo, observaciones complementarias fueron hechas en la quebrada del Cordobés, provincia de La Rioja (Fig. 2.2). Las capas rojas pertenecientes a la Formación Vinchina conforman una extensa faja de afloramientos que se prolonga por unos 180 km, formando el núcleo de la Sierra de Los Colorados en el oeste de la provincia de La Rioja (Fig. 2.2).

9.2. Antecedentes

Hausen (1921) realizó una revisión preliminar de la estratigrafía de la quebrada de La Troya, dividiendo a la secuencia en dos unidades (una de edad cretácica y

otra mio-pliocena). Más tarde, estas rocas fueron correlacionadas con los *Estratos famatinienses* (rético?) por Bodenbender (1924), en tanto que Frenguelli (1950) se refirió a las mismas como pertenecientes al «Paganzo II» (Pérmico). Sin embargo, fue Turner (1964) quien definió a la unidad como Formación Vinchina, asignándola al Mioceno por su vinculación con los *Estratos Calchaquenses*. Por su parte, Ramos (1970) dividió a dicha secuencia en dos miembros, dependiendo del porcentaje de material volcánico presente, en tanto que Marenssi *et al.* (2000) reconocieron una discordancia intraformacional que separa a los mismos.

9.3. Litología y relaciones estratigráficas

La Formación Vinchina resulta una potente secuencia de bancos rojos continentales, integrada por areniscas, pelitas, conglomerados intra y extraformacionales, junto con muy escasas intercalaciones tobáceas. Esta unidad ha sido tradicionalmente dividida en dos miembros, separados por una superficie de truncamiento sedimentario interpretada por Marenssi *et al.* (2000) como una discordancia intraformacional.

En el río de La Troya, el miembro inferior (2156 m de potencia) es principalmente areno-pelítico y muestra algunas delgadas intercalaciones de conglomerados extraformacionales, especialmente hacia el techo. En este intervalo predominan las areniscas, desde gruesas a muy finas (feldarenitas líticas quarzosas, Tripaldi *et al.*, 2000), con frecuente estratificación entrecruzada, capas planas y niveles con laminación ondulítica. Las pelitas se presentan conformando niveles tanto laminares como masivos y muestran, con mucha frecuencia, grietas de desecación.

El miembro superior (4428 m de potencia) posee en su base una importante participación de niveles conglomerádicos extraformacionales, que son sucedidos por secuencias de areniscas y pelitas. Es justamente en estas secuencias donde han sido reconocidos y caracterizados los depósitos de interacción eólica-fluvial.

Los afloramientos de la Formación Vinchina en la quebrada del Cordobés conforman una estrecha faja, separada de las rocas de basemento por sendos lineamientos tectónicos. En esta localidad queda expuesto, principalmente, el miem-

bro superior de la unidad, compuesto por secuencias areno-pelíticas estratificadas en bancos tabulares.

En lo que respecta a las relaciones estratigráficas de la Formación Vinchina, su base no es visible en el perfil tipo ya que se encuentra cubierta por sedimentos modernos o bien aparece en contacto tectónico con las metamorfitas de la Formación El Espinal. Sin embargo, en el área de la quebrada de La Flecha la Formación Vinchina se dispone en discordancia sobre las eolianitas de la Formación Vallecito (véase sección 8.5.1). En lo que concierne a su techo, es cubierta en forma concordante por la Formación Toro Negro (Plioceno) en el perfil tipo, y por la Formación Zapallar (Plioceno) en la quebrada de La Flecha.

9.4. Edad

El primero en asignar una edad a la secuencia aquí estudiada fue Hausen (1921), quien refirió estas rocas al intervalo estratigráfico comprendido entre el Cretácico y el Mio-Plioceno. Una interpretación diferente fue dada por Bodenbender (1924) al asignarlas al rético, mientras que Frenguelli las incluyó en el Pérmico.

Fue Turner (1964) el primero en ubicar, por correlación litológica, a la Formación Vinchina en el Mioceno. Esta edad fue, años más tarde, confirmada por el hallazgo de restos de mamíferos (Ordenes Edentata y Litopterna) y aves (Ordenes Rheiformes y Charadriiformes, véase Bonaparte, 1969 y Ramos, 1970). Mayores presiciones fueron dadas por Tabbutt (1986), quien reportó dos edades radimétricas obtenidas de tobas intercaladas en la unidad. Aunque la ubicación de estas muestras es dudosa (véase Reynolds, 1987) se ha interpretado que la más antigua, de 7.3 ± 2 Ma, correspondería a un potente nivel de toba bentonítica ubicada en la parte media del miembro inferior de la Formación Vinchina. Por otro lado, la edad más joven, de 4,3 ± 1 Ma, se encontraría ubicada cerca de la base de la suprayecente Formación Toro Negro (véase Ramos, 1988). Recientes trabajos paleomagnéticos de Re y Vilas (1990) y Re y Barredo (1995) han ubicado a la Formación Vinchina en el Mioceno-Plioceno inferior.

9.5. Análisis Sedimentológico

A diferencia de lo que ocurre con la Formación Vallecito, la unidad aquí tratada fue depositada en variados ambientes continentales, donde los términos eólicos constituyen sólo una fracción de la misma. En este sentido, Tripaldi *et al.* (2001) reconocieron siete asociaciones de facies dentro de esta secuencia sedimentaria (Figs. 9.1 y 9.2). Una síntesis de cada una de ellas es ofrecida a continuación.

Asociación de facies I: esta asociación de facies presenta un origen fluvial (ríos anastomosados de ambientes semiáridos) y está formada por fajas de canales multiepisódicos, inmersos en potentes secuencias de planicie de inundación. Los

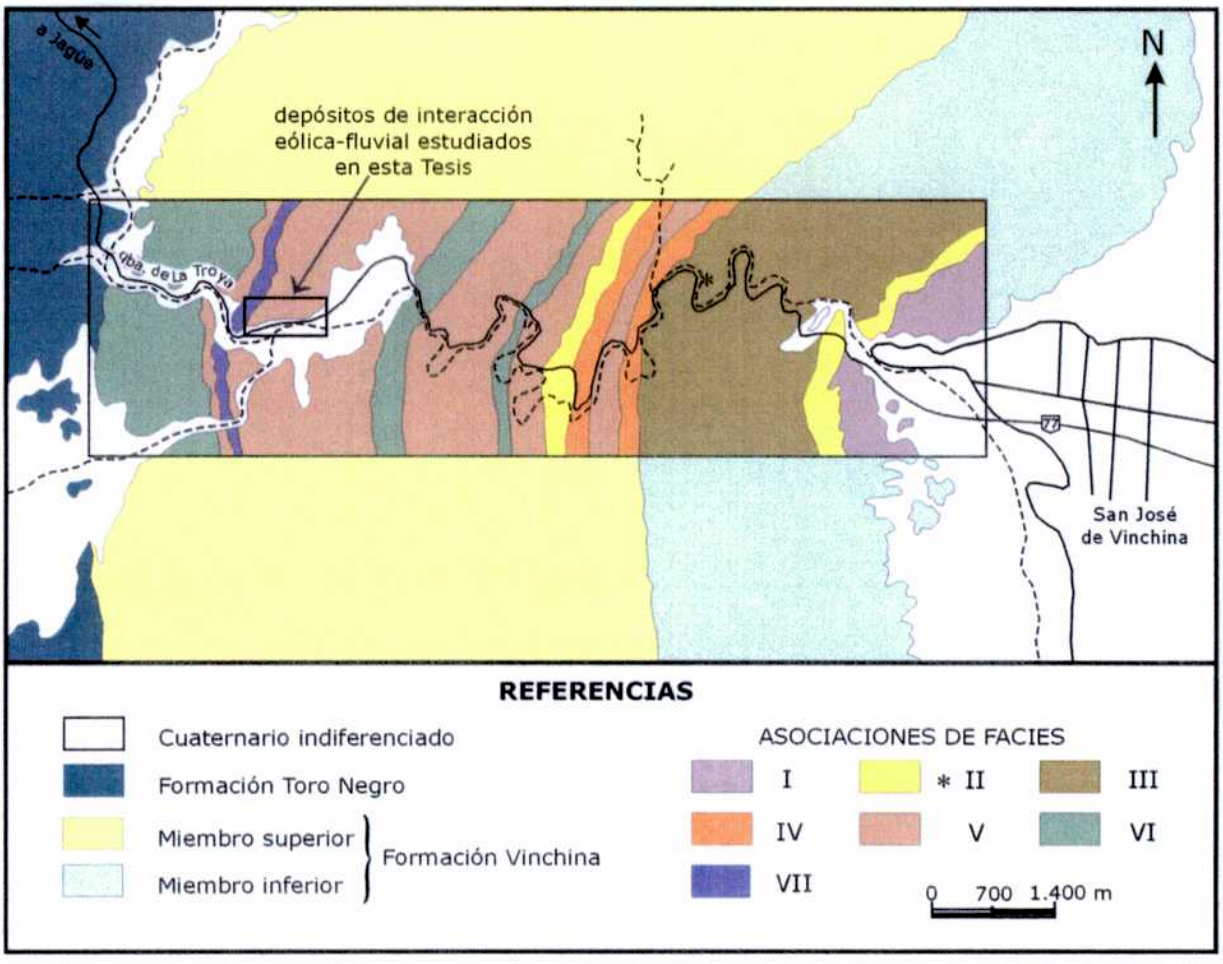


Figura 9.1. Esquema geológico del área de la quebrada de La Troya, provincia de La Rioja. El recuadro indica el lugar donde se realizó un perfil de detalle de la Formación Vinchina. Además se señalan las asociaciones de facies identificadas por Tripaldi *et al.* (2001).

canales muestran continuidad lateral moderada (menor a 150 metros) y espesores comprendidos entre 4 y 10 metros. Sobre la base de los canales se disponen delgados niveles de conglomerados intraformacionales masivos (Gi) o areniscas guijarrosas masivas (SGm), seguidas por areniscas gruesas y medianas con abundante estratificación entrecruzada tabular planar (Sp), entrecruzada de bajo ángulo (Sl) y horizontal (Sh). Por su parte, los depósitos de planicie de inundación incluyen depósitos areno-pelíticos de lóbulos de desbordamiento y canales de desbordamiento (*crevasse*), junto con pelitas masivas o laminadas, con abundantes grietas de desecación (Fm, Fl).

Asociación de facies II: Comprende un potente conjunto de areniscas finas y muy finas de origen eólico, caracterizadas por su muy buena selección textural y la presencia de *sets* entrecruzados de escala grande y gigante. Como se observa en la figuras 9.1 y 9.2 esta asociación es tres veces recurrente y en ella han sido identificados dos tipos de depósitos eólicos. Por un lado, espesas secuencias de areniscas masivas, correspondientes a mantos eólicos (Fryberger *et al*, 1979), que esporádicamente muestran *sets* aislados de estratificación entrecruzada pertenecientes a pequeñas dunas. Un segundo conjunto está conformado por *sets* de estratificación entrecruzada tabular planar de escala grande y gigante, resultantes de la migración de dunas.

Asociación de facies III: Esta unidad, depositada por ríos anastomosados de ambientes semiáridos, muestra características similares a la asociación I, aunque difiere de ella en la mayor participación de sedimentos limoarcillosos (planicies fango-arenosas) y en el menor espesor de las fajas de canal. Litológicamente, está constituída por conglomerados intra y, en menor medida extraformacionales, areniscas gruesas a muy finas y pelitas. Los canales se agrupan en fajas multiepisódicas, de hasta 12 metros de potencia y algunos cientos de metros de continuidad lateral, con bases erosivas sobre la que se apoyan conglomerados intraformacionales (Gi). Éstas rocas son sucedidas por areniscas gruesas y medianas, con estratificación entrecruzada planar (Sp), entrecruzada de bajo ángulo (Sl) y horizontal (Sh), culminando con areniscas finas con laminación ondulítica (Sr).

Al igual que en la asociación de facies I, los canales pasan lateral y verticalmente a depósitos de grano fino (pelitas masivas y laminadas) correspondientes a planicie de inundación y lóbulos de desbordamiento, que conforman ciclos estrato y granocrecientes, de hasta 20 metros de potencia.

Asociación de facies IV: Esta asociación de facies cubre a la anterior mediante una superficie erosiva de bajo relieve (Marenssi *et al.*, 2000) y representa una reactivación de los sistemas fluviales previamente descriptos. Está formada por

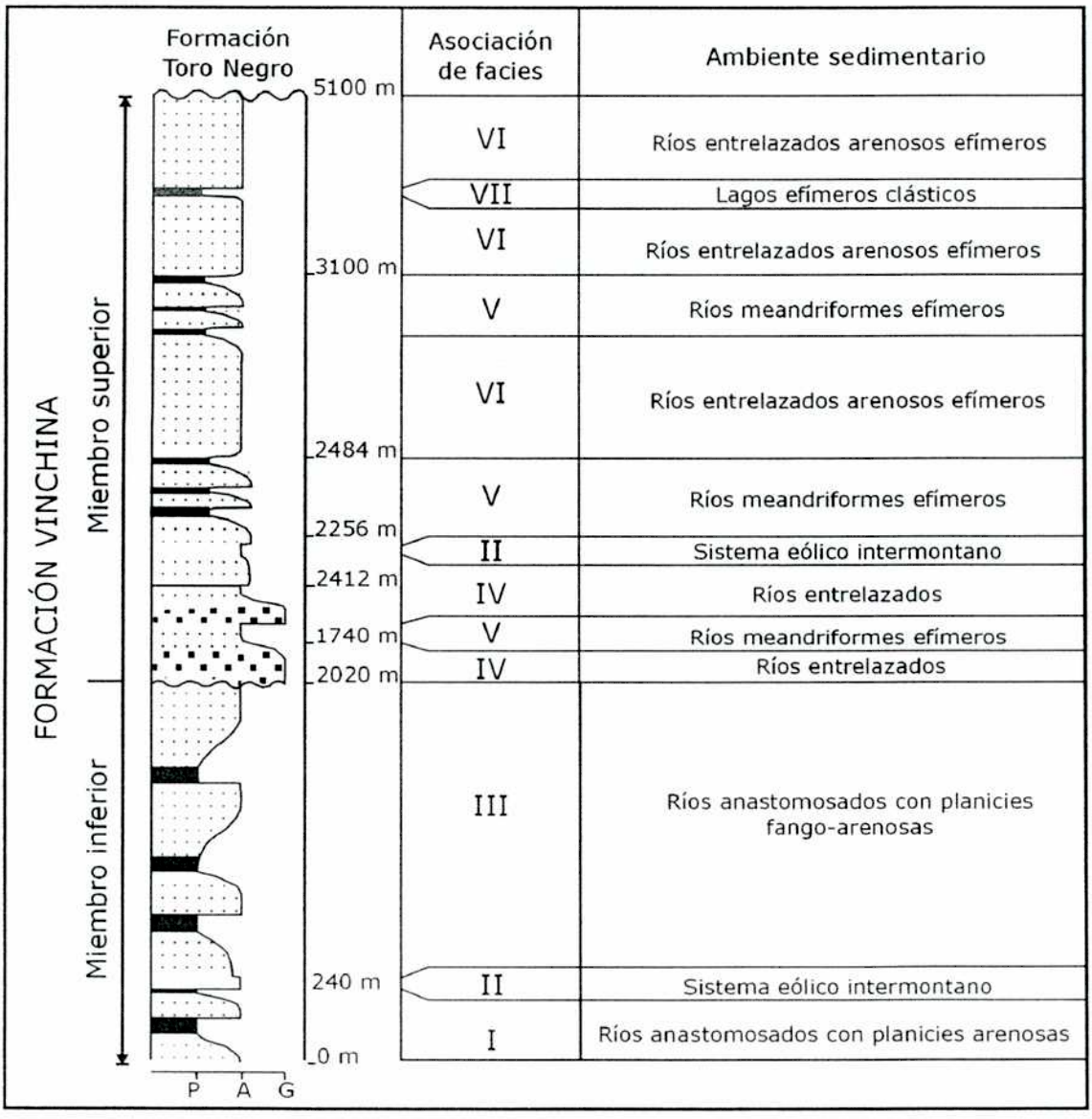


Figura 9.2. Perfil esquemático de la Formación Vinchina en su perfil tipo de la quebrada de La Troya, provincia de La Rioja (modificado de Limarino *et al.*, 2001).

bancos lenticulares de conglomerados extraformacionales y areniscas gruesas, con delgadas intercalaciones pelíticas, reflejando el desarrollo de ríos entrelazados. La mayor parte de la asociación corresponde a complejos de canal, en los que han sido identificados depósitos de barras gravosas transversales, areno-gravosas y arenosas de mediano y gran porte (Tripaldi *et al.*, 2001). La facies de cuenca de inundación son muy escasas y de naturaleza mayormente arenosa.

Asociación de facies V: la presente asociación se compone de sucesiones granodecrecientes, depositadas en ríos meandriformes e integradas por conglomerados intra y extraformacionales, seguidos por areniscas y pelitas. Cabe destacar que esta unidad es cinco veces recurrente a lo largo del perfil del río de La Troya (Figs. 9.1 y 9.2) y en ella han sido identificadas las intercalaciones de areniscas eólicas que serán analizadas en el presente capítulo. Los depósitos de canal de esta asociación muestran rellenos relativamente simples y conforman niveles tabulares de conglomerados intraformacionales (Gi) y, en algunos casos, extraformacionales de grano fino (Gm). Hacia arriba se desarrollan depósitos de barras, con frecuentes superficies de migración lateral, compuestos por areniscas con estratificación entrecruzada en artesa y planar (St, Sp), así como abundante laminación horizontal (Sh). Las acumulaciones de planicie de inundación están constituídas por pelitas laminadas (Fl) y masivas (Fm), con grietas de desecación, marcas de gotas de lluvia y pisadas de vertebrados.

Asociación de facies VI: también de origen fluvial, aunque en este caso depositada por ríos entrelazados efímeros, esta unidad se encuentra constituída básicamente por areniscas, medianas a finas, con laminación horizontal (Sh), entrecruzada de bajo ángulo (Sl) o en capas masivas (Sm). En menor proporción pueden observarse areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar (Sp) y en artesa (St), junto a delgados niveles de conglomerados intraformacionales y particiones pelíticas. Un rasgo destacable de esta secuencia, y que permite diferenciarla de la asociación V, con la cual se alterna de forma recurrente a lo largo del perfil de la quebrada de La Troya, es la de formar bancos amalgamados muy espesos con escasas y muy delgadas particiones pelíticas.

Asociación de facies VII: está asociación de facies, formada principalmente por areniscas finas y muy finas, con delgadas intercalaciones de pelitas, representa un sistema lacustre dominado por sedimentación clástica. Es muy conspícua en las areniscas el desarrollo de laminación ondulítica (Sr) y de abundantes ondulitas en el techo de los bancos. Algunas de éstas muestran la mayor granulometría en la zona de crestas, pudiendo ser interpretadas como formadas por la acción del viento. Por su parte, la presencia de láminas muy delgadas de pelitas masivas (Fm) y laminadas (Fl), con abundantes grietas de desecación, junto con milimétricas capas de yeso, indica que el lago, de baja profundidad, resultaba de carácter efímero asemejando al subambiente de planicie arenosa (*sand flat*) de los sitemas lacustres de clima semiárido (Limarino y Sessarego, 1988).

9.6. Depósitos de interacción eólica-fluvial

Como se mencionó previamente la asociación de facies V no solamente posee un origen fluvial sino que muestra, en algunos tramos, una muy estrecha interrelación de depósitos fluviales y eólicos. Con el objeto de caracterizarlos, se realizó un perfil de detalle (Fig. 9.3) en un sector de los afloramientos de la Formación Vinchina expuestos en la quebrada de La Troya, provincia de La Rioja (Figs. 2.2 y 9.1). Por otra parte, observaciones complementarias fueron efectuadas en las exposiciones de dicha Formación en la quebrada del Cordobés (Fig. 2.2).

Descripción: La figura 9.4 sintetiza las características de los depósitos de interacción eólica-fluvial en el perfil de la quebrada de La Troya. Como allí puede verse, el estudio detallado de los ciclotemas ha permitido identificar en ellos términos fluviales y eólicos. Los términos fluviales consisten tanto en secuencias de canal como de planicie de inundación. Las primeras presentan geometría lenticular a lentiforme, donde cada canal tiene en promedio un espesor de 50 cm, aunque con gran frecuencia aparecen amalgamados conformando secuencias multiepisódicas de hasta 6 metros de potencia (Fig. 9.5). Un ciclo ideal de las facies de canal se inicia con una superficie erosiva plana (Fig. 9.4a) o ligeramente irregular (Fig. 9.4b), sobre la que se disponen casi invariablemente brechas y conglomerados intraformacionales.

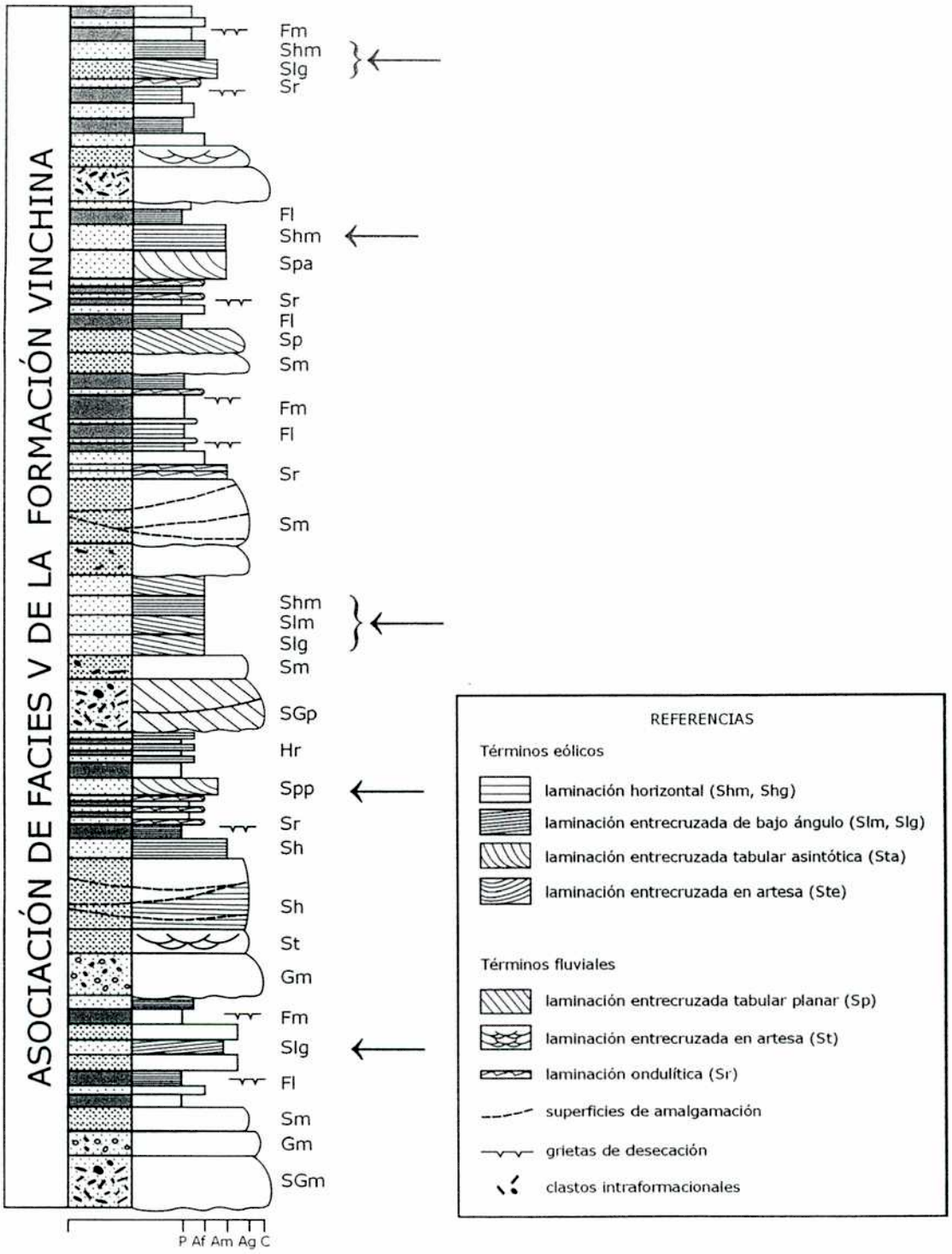


Figura 9.3. Perfil de detalle de los depósitos de interacción eólica-fluvial analizados en un tramo de la asociación de facies V de la Formación Vinchina. Las flechas indican los términos eólicos.

Éstos incluyen niveles masivos (Gim) y con gradación inversa (Gig), y son sucedidos por areniscas guijarrosas con intraclastos pelíticos desperdigados (SGi) y arenis-cas, gruesas a medianas, mostrando diferentes tipos de estratificación entrecruzada

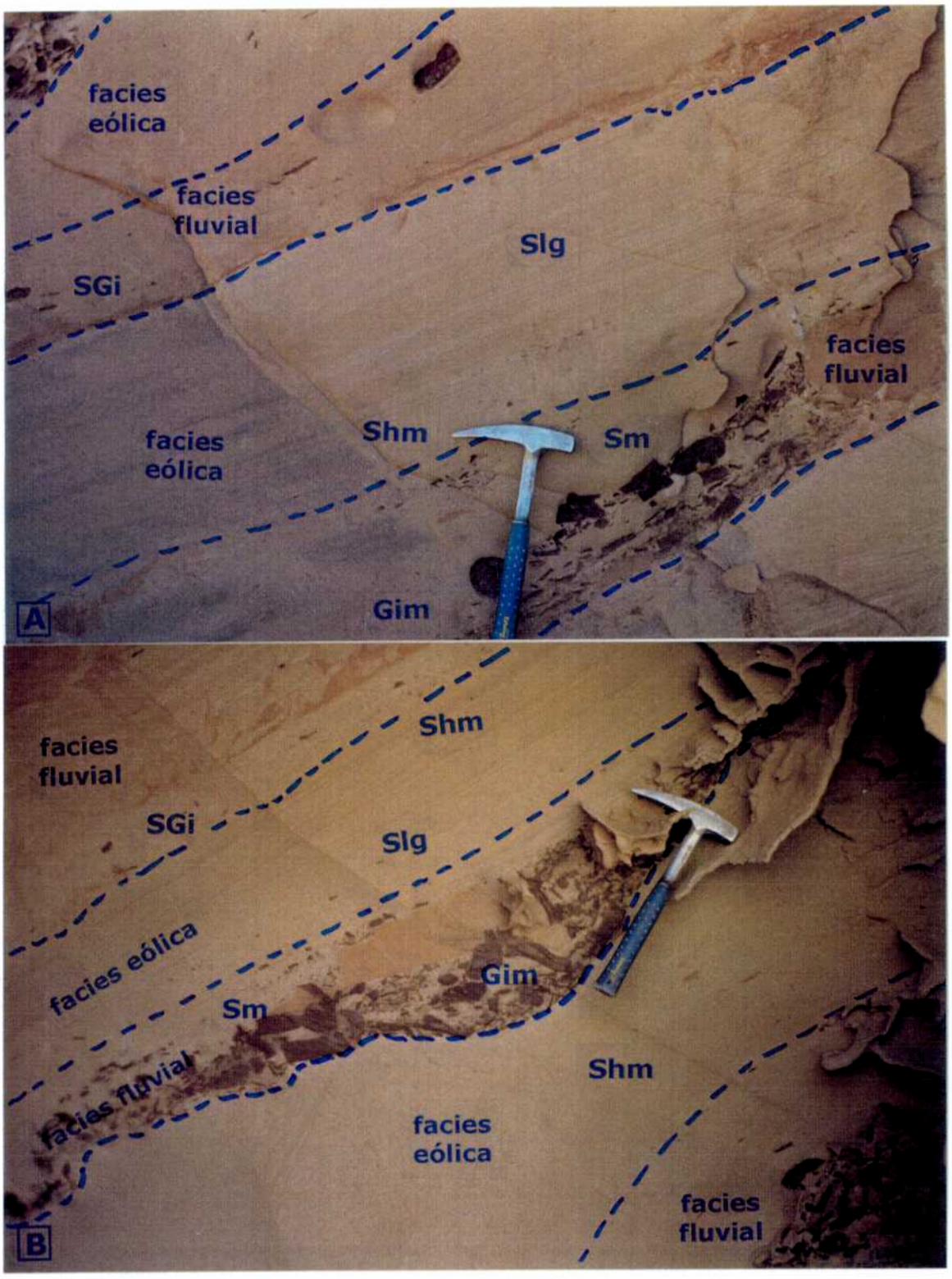


Figura 9.4. Depósitos de interacción eólica-fluvial mostrando facies de canal cubiertas por secuencias eólicas. Para explicación véase el texto.

(Sp, St, Sl). En algunos casos el término fluvial también incluye delgados niveles de areniscas finas y laminación horizontal (Sh) con lineación por partición.

En lo que respecta a las planicies de inundación, las mismas conforman horizontes lentiformes, en los que la tabularidad original ha sido muy probablemente suprimida por la erosión de los canales (Fig. 9.6). Alcanzan hasta 50 cm de espesor aunque, por lo general, no superan los 10 cm, y consisten de una alternancia rítmica de areniscas y pelitas (Fig. 9.7). Las areniscas, preferentemente medianas y finas, conforman bancos tabulares (hasta 5 cm de espesor) con frecuente laminación ondulítica (Sr), horizontal (Sh) o masivos (Sm). Por su parte, las pelitas muestran laminación horizontal (Fl), capas masivas (Fm) y muy frecuentes grietas de desecación (Fig. 9.8), con desarrollo de pequeños diques clásticos. Además, es común en estos niveles la presencia de bioturbación tanto endichnia como epichnia.

Los depósitos eólicos, que se intercalan con las facies fluviales, constituyen bancos de entre 10 y 50 cm de espesor, de base neta y geometría tabular a lentiforme (Fig. 9.9). A diferencia de los depósitos de origen fluvial, los aquí descriptos están formados exclusivamente por areniscas, muy finas a medianas, muy bien seleccionadas y friables (véase capítulo 10 para mayores detalles). En su mayor parte muestran laminación horizontal y entrecruzada de bajo ángulo, donde las láminas son internamente masivas (Shm, Slm) o bien poseen característica gradación inversa (Shg, Slg, Fig. 9.10). Como fue mencionado previamente, este último elemento es diagnóstico en la interpretación de depósitos de origen eólico (Hunter, 1977a y b, Eriksson y Simpson, 1998). Con menor frecuencia, se observan en esta facies delgadas capas con laminación entrecruzada, en tanto de forma muy esporádica aparecen milimétricos clastos intraformacionales, dispersos en las areniscas laminadas.

En la quebrada del Cordobés las facies fluviales consisten en depósitos de canal dispuestos en bancos lentiformes, de hasta 2 metros de espesor, y separados por bien desarrolladas planicies de inundación (Fig. 9.11). Los canales poseen base erosiva, sobre la que se apoyan areniscas guijarrosas masivas (SGm), en algunos casos matriz-sostenidas, seguidas por areniscas gruesas con estratificación entrecruzada planar (Sp). Por su parte, la facies de planicie resulta, en promedio, más fina que la del perfil previamente descripto, aunque como aquel posee abundantes grietas de desecación y bioturbación, alcanzándo un espesor de hasta 3 metros.

Figura 9.5. Aspecto de la asociación de facies V de la Formación Vinchina, que incluye los depósitos de interacción eólica-fluvial estudiados en este capítulo.

Figura 9.6. Detalle de la figura 9.5 mostrando potentes brechas intraformacionales producidas por la erosión de depósitos de planicie de inundación. En el ángulo inferior derecho pueden observarse depósitos de planicie de inundación en los que alternan niveles de pelitas y areniscas finas, éstas últimas rellenan grietas de desecación y presentan un muy probable origen eólico.

Figura 9.7. Aspecto de los depósitos de planicie de inundación de la asociación de facies V de la Formación Vinchina el la quebrada de La Troya.

Figura 9.8. Detalle de los depósitos de planicie de inundación mostrando rellenos de grietas de desecación.

Figura 9.9. Aspecto del término eólico de los depósitos de interacción desarrollados en la Formación Vinchina en la quebrada de La Troya.

Figura 9.10. Detalle de la figura 9.9 mostrando la delicada laminación y gradación inversas de intralámina de las areniscas eólicas.

A diferencia de lo que ocurre en la quebrada de La Troya, las areniscas eólicas de la quebrada del Cordobés aparecen no sólo con laminación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo, sino que forman también *sets* de estratificación entrecruzada tabular planar (Spp, Fig. 9.12). Estos bancos poseen un espesor menor a 1 metro y están formados por la alternancia de areniscas finas a medianas, con gradación inversa de intralámina (Slg, Fig. 9.13), y areniscas muy finas e internamente masivas. En algunos casos, las láminas que constituyen estos paquetes (por lo común de espesor menor a 15 cm) resultan convexas hacia arriba (Fig. 9.14).

Interpretación: Las secuencias descriptas previamente pueden ser comparadas con los actuales depósitos de interacción eólica-fluvial que se desarrollan en un sector del valle del río Guandacol (véase capítulo 6). Allí, como ya fue reseñado, procesos de transporte y depositación eólicos se asocian a aquellos debidos a las corrientes fluviales. La acción de los vientos, debido a una alta provisión de arena,

Figura 9.11. Aspecto de la asociación de facies V de la Formación Vinchina en la quebrada de El Cordobés. Los depósitos de canal (arenosos) presentan forma lenticular y son sucedidos por potentes bancos de planicie de inundación.

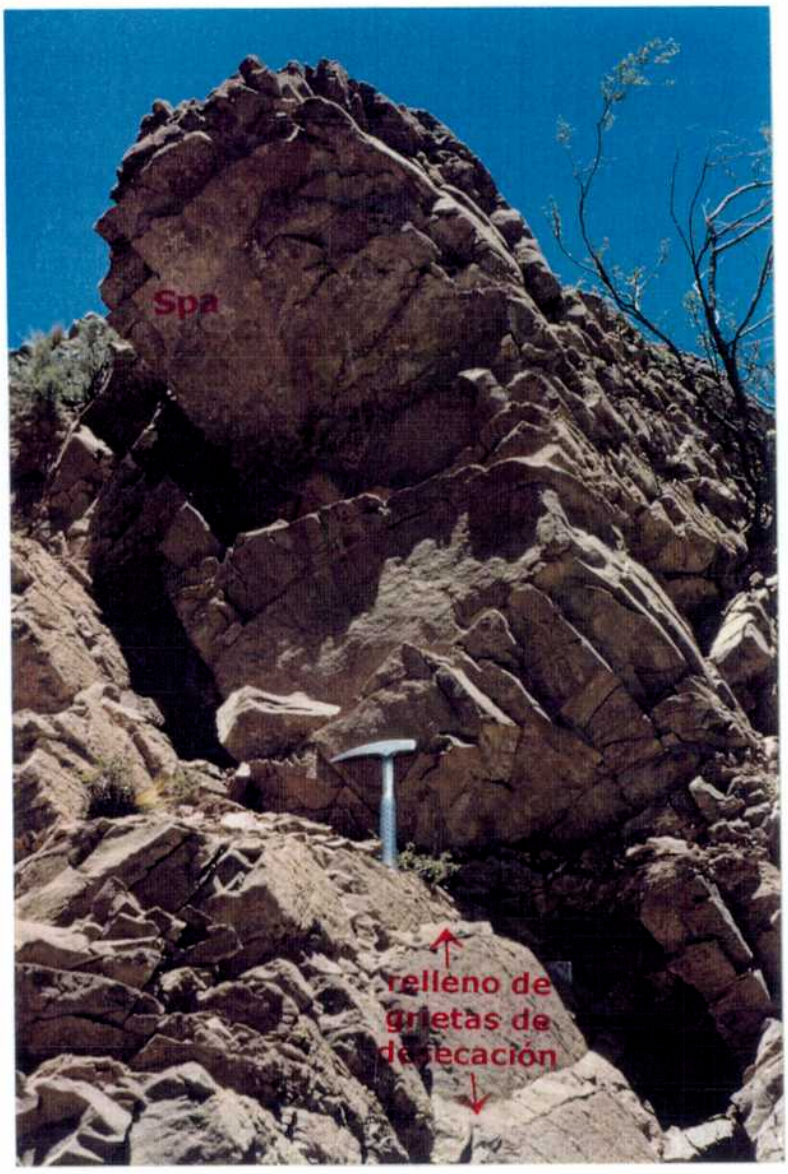


Figura 9.12. *Set* entrecruzado de escala grande de muy probable origen eólico sobrepuesto a depósitos finos de planicie de inundación, que muestran bien desarrollados rellenos de grietas de desecación. Asociación de facies V en la quebrada del Cordobés.

desarrolla distintas geoformas eólicas principalmente no migratorias, como *zibars* y *gozes*, junto a protodunas y pequeñas dunas. Estas formas de lecho, así como distintos tipos de óndulas eólicas, aparecen en mayor medida las áreas de intercanal del sistema fluvial, aunque en ocaciones también han sido observadas dentro de los canales (véase Fig. 6.25). El sistema fluvial del valle del río Guandacol posee las características típicas de los ríos efímeros, en donde los canales se encuentran secos la mayor parte del año y sujetos por lo tanto a la acción eólica.

Basándose en lo observado en el río Guandacol, y teniendo en cuenta la geo-

Figura 9.13. Detalle de la figura 9.12 mostrando la gradación inversa de intralámina (producida por la migración de óndulas eólicas) presente en las areniscas del término eólico de los depósitos de interacción.

Figura 9.14. Areniscas con laminación entrecruzada de bajo ángulo donde las láminas frontales muestran geometría cónvexa hacia arriba por lo que se interpreta como depositadas a partir del crecimiento de mesoformas eólicas.

metría de los depósitos, estructuras sedimentarias y textura del intervalo aquí estudiado de la Formación Vinchina, se lo interpreta como formado en fajas de canales meandrosos efímeros, separados por planicies areno-pelíticas. Durante los períodos de inactividad fluvial, y debido probablemente a una alta disponibilidad de arena, la acción eólica produjo el retrabajo de estos depósitos y la generación de delgados intervalos de eolianitas. El origen eólico de estas intercalaciones queda evidenciado por los siguientes elementos de juicio: 1) muy fina laminación, 2) gradación inversa de intralámina, 3) muy buena selección granulométrica, 4) fábrica abierta (para mayores detalles véase capítulo 10), y 5) ausencia de intraclastos pelíticos. Estas características no son observadas en las areniscas fluviales intercaladas y pueden ser utilizadas como elementos diagnósticos de discriminación.

De acuerdo a lo dicho, al producirse las crecientes se originó la erosión del cauce y posterior depositación de brechas y conglomerados intraformacionales (Fig. 9.6). El desarrollo de barras arenosas está representado por las litofacies Sp y St, aunque la sedimentación parecería haber resultado predominantemente a partir del lecho plano de alto régimen de flujo, como lo evidencia los niveles de areniscas finas con laminación horizontal (Sh) y lineación por partición.

Durante las crecientes el área de planicie de inundación estuvo sujeta a dos períodos depositacionales. Inicialmente, y durante el período de máxima, fueron depositadas areniscas finas con laminación horizontal (y lineación por partición, Sh) o masivas (Sm), bajo condiciones de alto régimen de flujo. Posteriormente, y al mermar la creciente, se produjo la sedimentación de areniscas finas a medianas por la migración de óndulas (Sr) y la decantación de pelitas (Fl, Fm).

Durante el intervalo de sedimentación eólica, las areniscas con laminación horizontal (o entrecruzada de bajo ángulo) que muestran gradación inversa de intralámina (Shg, Slg), y se encuentran sobre los depósitos de canal (Fig. 9.4) resultarían de la migración de óndulas eólicas. En el área de intercanal es frecuente la existencia de intervalos de areniscas bien seleccionadas, masivas o con laminación horizontal, que no muestran superficies erosivas y cubren niveles de pelitas con grietas de desecación, produciendo el relleno de las mismas. Se considera probable que, al menos parte de estas areniscas, hayan sido depositadas debido a la migración de óndulas eólicas.

El desarrollo de formas de lecho mayores, tanto estacionarias como migratorias, ha sido observado en las secuencias de la quebrada del Cordobés. Allí, y especialmente en las áreas de intercanal, bancos de areniscas finamente laminadas limitadas por superficies de orden 4 convexas hacia arriba (Fig. 9.14, compárese con Fig. 7.19) indican la presencia de mesoformas eólicas estacionarias, tales como *zibars* y *gozes*. Por su parte, formas mayores como protodunas y pequeñas dunas está marcada por la existencia de delgados *sets* de laminación entrecruzada (Spa, Spp).

10. CONTROL DE LOS PROCESOS DEPOSITACIONALES SOBRE LA TEXTURA Y FÁBRICA DE LAS ARENISCAS EÓLICAS DE LAS FORMACIONES VALLECITO Y VINCHINA

Los mecanismos de transporte y depositación se manifiestan en secuencias antiguas a través de los rasgos texturales y de fábrica de las areniscas. El propósito de este capítulo es analizar si estas cualidades microscópicas, observadas en secciones delgada, pueden ser útiles para la caracterización de los procesos de sedimentación eólica. Para ello se analizaran primero las areniscas de la Formación Vallecito que representan, como ya se ha visto, un campo eólico de grandes dimensiones. En una segunda parte serán examinadas la textura y fábrica de los depósitos de interacción eólica-fluvial identificados en la Formación Vinchina. De forma introductoria se presenta, en ambos casos, una síntesis de la composición mineralógica de las areniscas que conforman las Formaciones Vallecito y Vinchina.

10.1. Análisis de las areniscas de la Formación Vallecito

10.1.1. Petrografía

Las areniscas de la Formación Vallecito se caracterizan por su muy bajo porcentaje de matriz (inferior al 3 %), tamaño de grano mayormente fino a mediano y en general buena selección. Desde el punto de vista composicional se trata de litoarenitas feldespáticas y feldarenitas líticas (Folk *et al.*, 1970) con moderado (menor al 50 %) a bajo (menor al 20 %) porcentaje de cuarzo. Los feldespatos conforman, en promedio, hasta el 50 % de la fracción clástica, siendo muy variable la relación FK/Plag, ya que por regla general el feldespato potásico (FK) es dominante en la sección inferior de la Formación y la plagioclasa hacia los términos superiores.

Los fragmentos líticos muestran una composición extremadamente variada. Por un lado, predominan los de origen volcánico, tanto con texturas microlíticas (Fig. 10.1) como hialopilíticas (Fig. 10.2), y hasta felsíticas (Fig. 10.3). Asociados a estos fragmentos aparecen clastos de calcedonia (Fig. 10.4) y de tobas, parcial a

Figura nº 10.1. Fragmento lítico volcánico con textura microlítica en las eolianitas de la Formación Vallecito. X100.

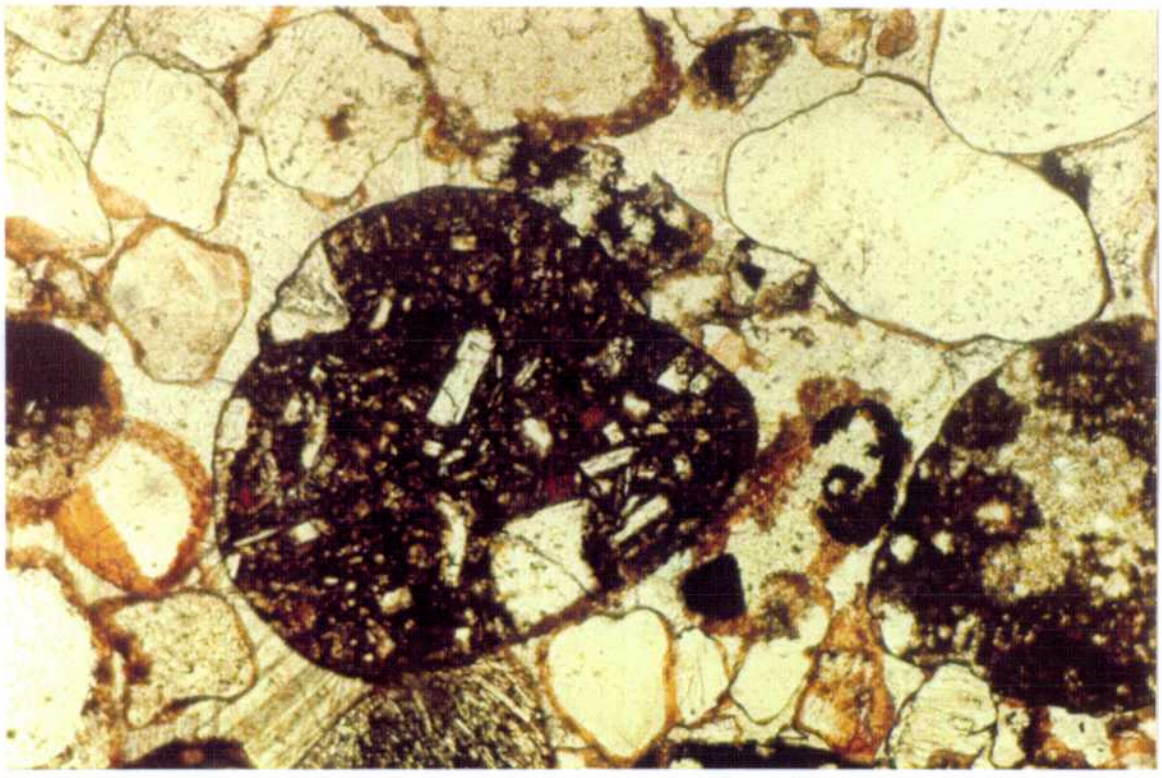


Figura nº 10.2. Fragmento lítico volcánico con textura hialopilítica en las eolianitas de la Formación Vallecito. X100.

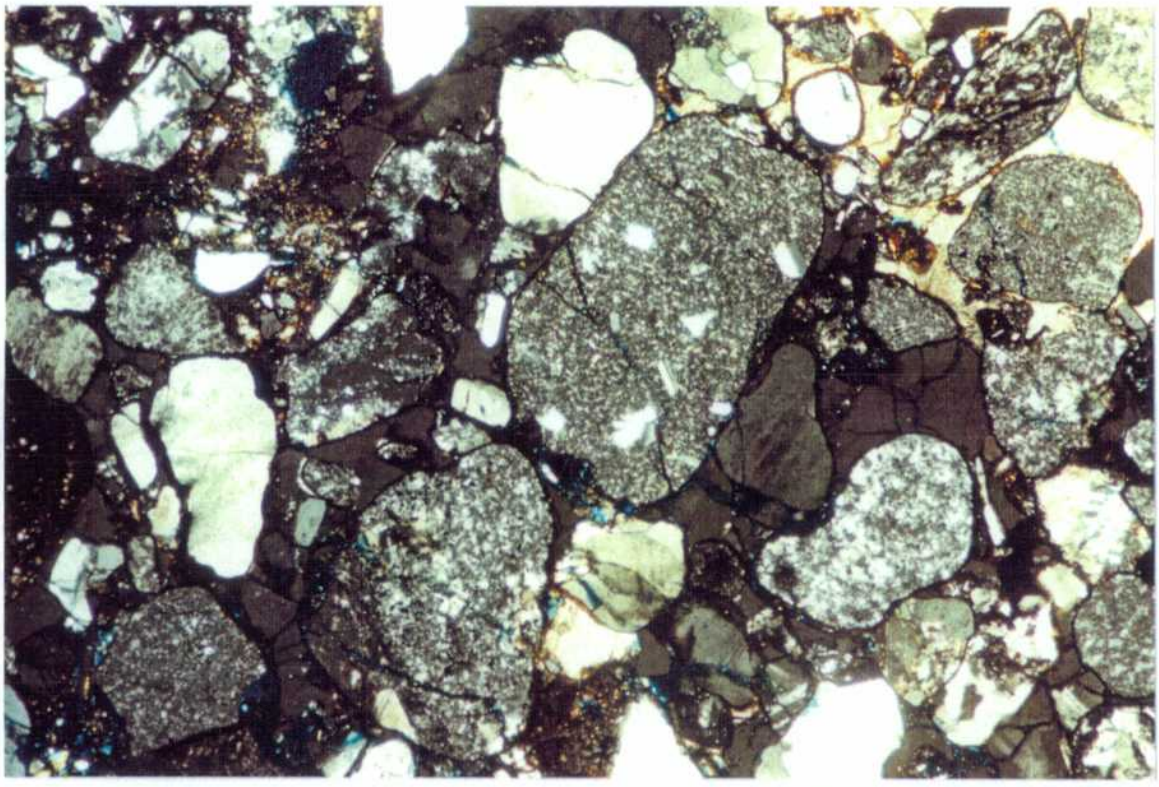


Figura nº 10.3. Fragmento lítico con textura felsítica característico de las eolianitas de la Formación Vallecito. X100.

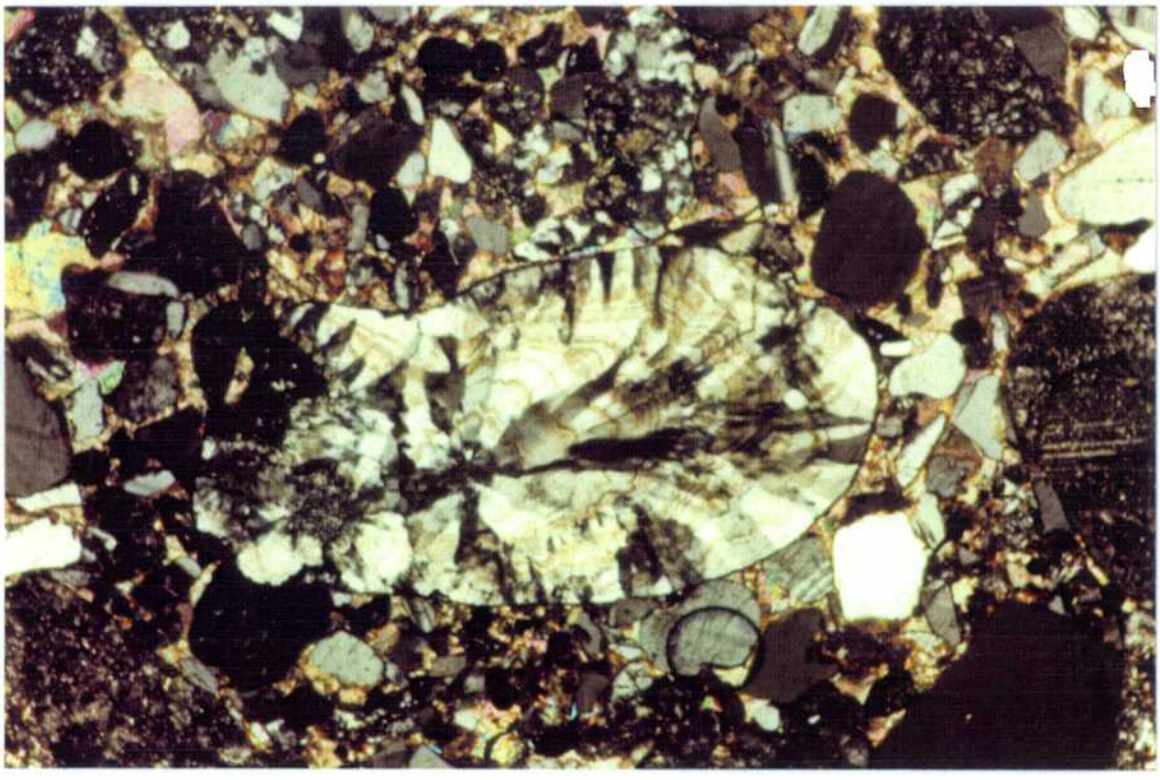


Figura nº 10.4. Clasto de calcedonia zebraica en las eolianitas de la Formación Vallecito. X100.

totalmente desvitrificadas (Fig. 10.5). Un segundo conjunto lítico está representado por clastos de rocas sedimentarias (Fig. 10.6), asociados a metamorfitas de mediano y alto grado junto a plutonitas, en ocaciones exhibiendo texturas gráficas (Fig. 10.7) y mirmequíticas.

El principal cemento de estas rocas es de origen zeolítico, que precede a delgadas coberturas ferruginosas (Fig. 10.8) responsables del color rojo de la unidad en cuestión. Localmente, y en especial en el perfil de las nacientes del río Guandacol, adquiere importancia el cemento carbonático que aparece en agregados de cristales equidimencionales y con texturas poiquilíticas. Sólo excepcionalmente se ha observado el desarrollo de crecimiento secundario de plagioclasa (Fig. 10.9).

Aunque la porosidad depositacional fue evidentemente muy elevada, como lo evidencian los altos valores de espacio intergranular (véase sección 10.1.3), gran parte de la porosidad ha sido obliterada por la precipitación de los cementos arriba señalados.

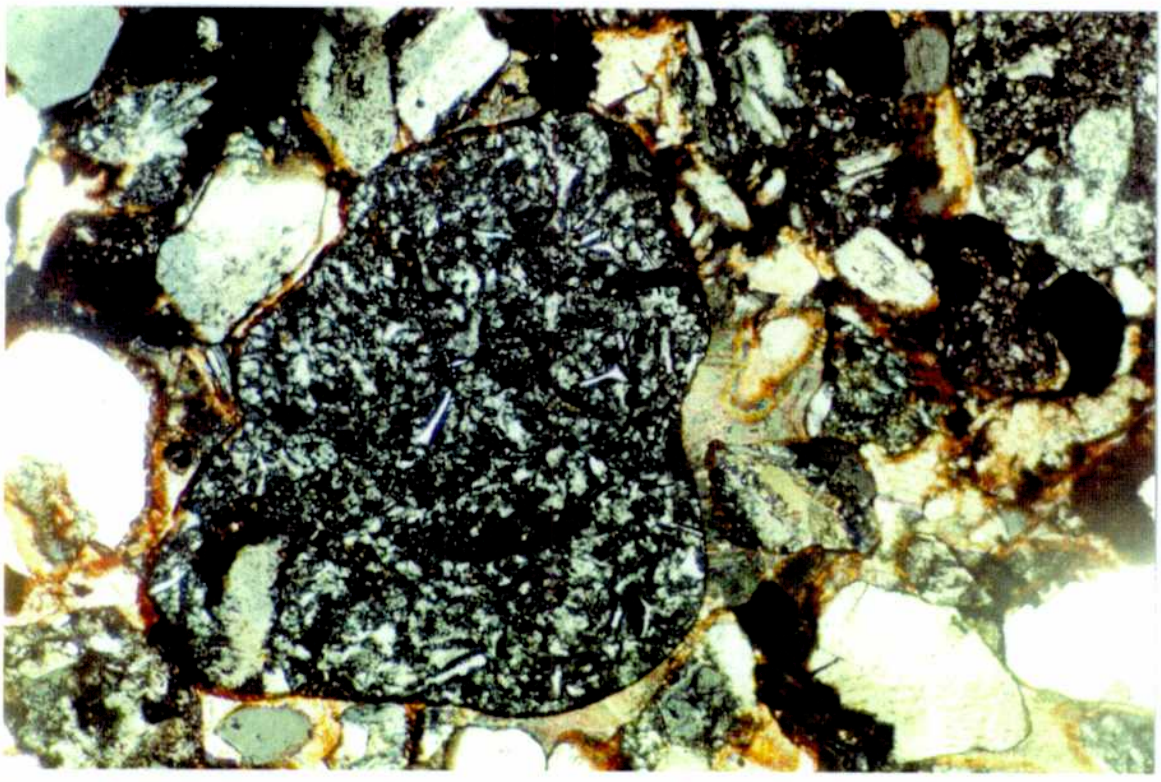


Figura nº 10.5. Fragmento de toba parcialmente desvitrificada, obsérvese los restos de trizas. Eolianitas de la Formación Vallecito. X100.

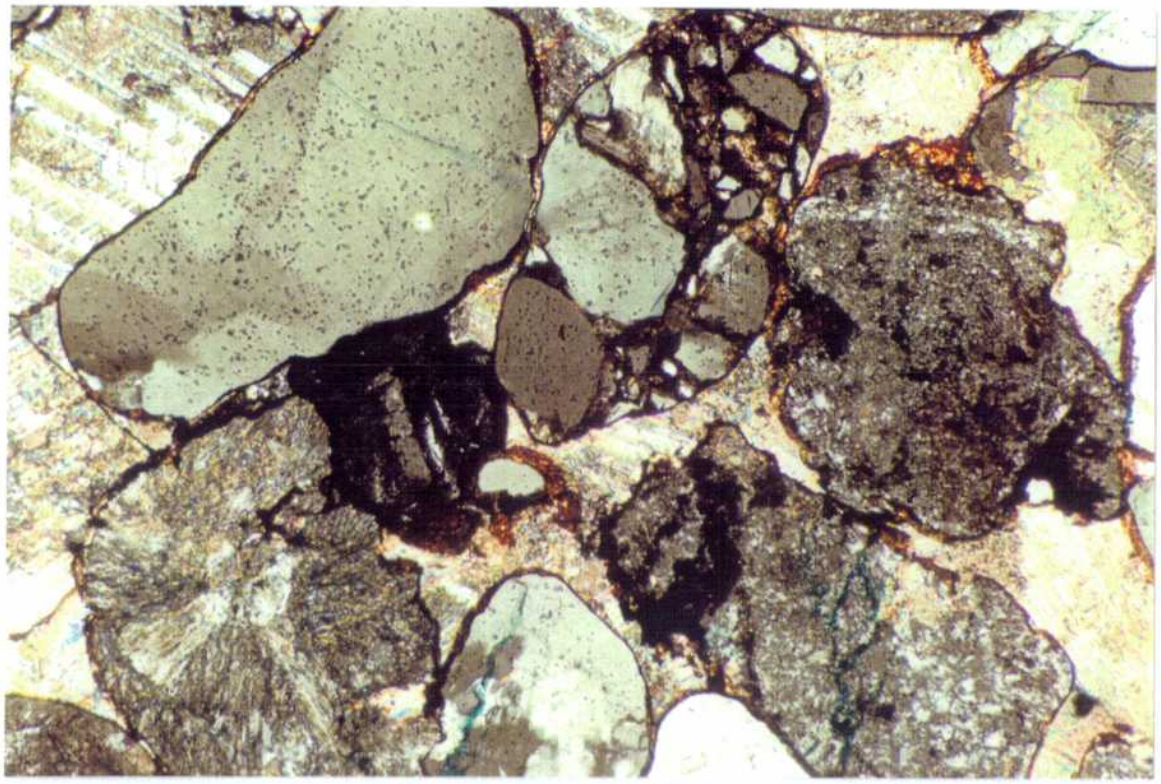


Figura nº 10.6. Fragmento lítico de origen sedimentario, obsérvese las coberturas ferruginosas que recubre cada uno de los clastos. Eolianitas de la Formación Vallecito. X100.

Figura nº 10.7. Clasto de origen plutónico, exhibiendo textura gráfica. Eolianitas de la Formación Vallecito. X100.

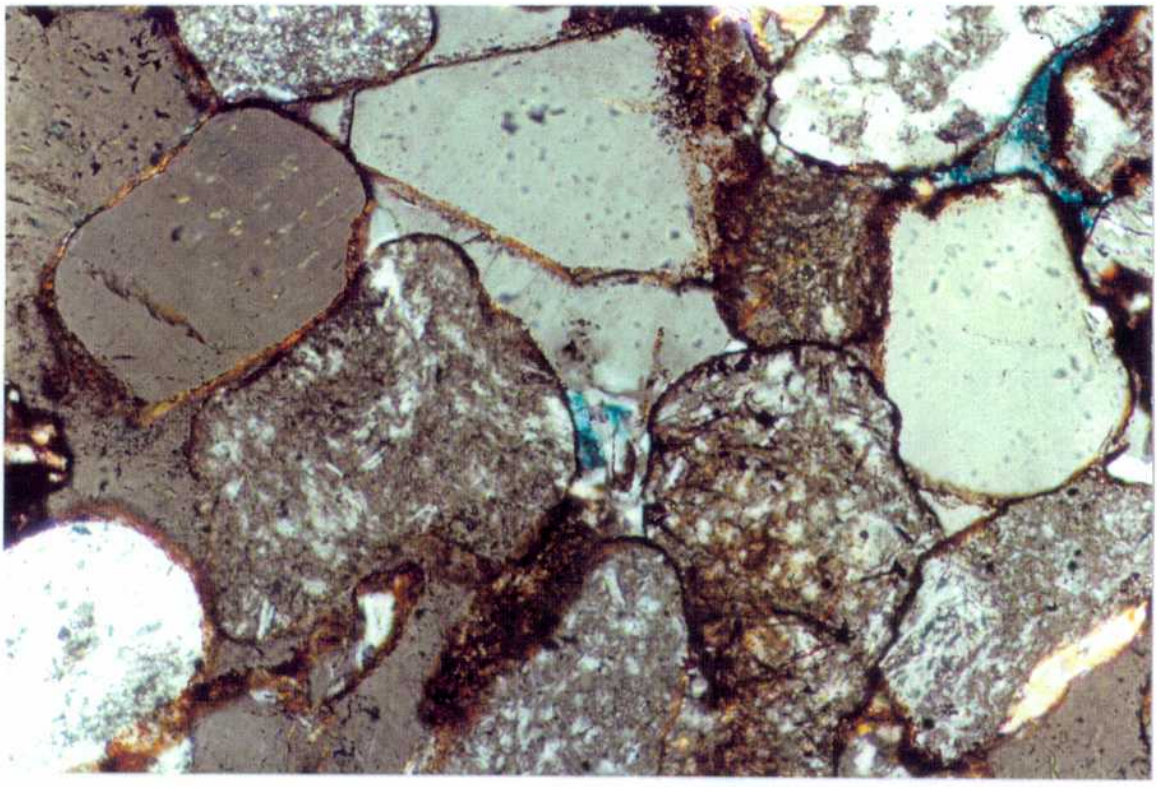


Figura nº 10.8. Detalle de los cementos presentes en las eolianitas de la Formación Vallecito. Nótese una primera etapa de cementación ferruginosa, caracterizada por coberturas sobre la superficie de los clastos, seguida por cementación zeolítica que resulta cuantitativamente la más importante. X100.

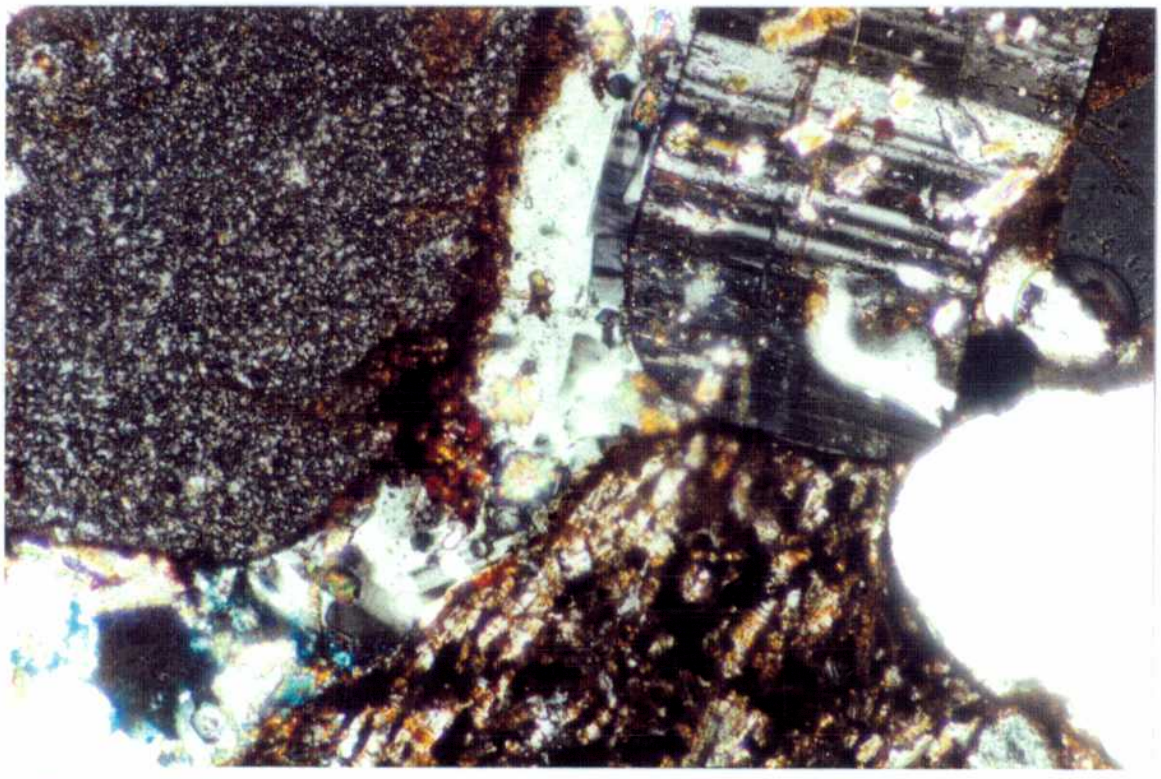


Figura nº 10.9. Crecimiento secundario de plagioclasa seguida por cementación zeolítica. X200.

10.1.2. Textura y mecanismos depositacionales

Para analizar el control que ejercen los mecanismos depositacionales sobre la textura y fábrica de las areniscas, fueron muestreados cinco tipos de depósitos eólicos, cada uno de ellos determinado por un proceso de sedimentación diferente. De esta forma, las unidades de trabajo son: 1) caída de grano, 2) flujo de granos (avalancha), 3) migración de óndulas de impacto-reptaje (I-R), 4) migración de óndulas de impacto-proyección (I-P) y 5) relleno de hoyos de voladura. En todos los casos, se escogieron depósitos en los que los mecanismos depositacionales pudieran ser inequívocamente deducidos a partir de sus rasgos megascópicos. Los principales criterios de campo tenidos en cuenta para interpretar los procesos depositacionales se sumarizan en la figura 10.10. Cabe destacarse además, que las muestras fueron orientadas en los afloramientos señalando el techo y la base del nivel muestreado.

En gabinete se efectuaron los cortes delgados, realizados en forma perpendicular al plano de estratificación con el fin de destacar los rasgos de fábrica, como gradación, orientación de granos, etcétera. Es importante destacar que en las ob-

Tipo de depósito	Criterios de identificación
Caída de granos	*Sets* entrecruzados con láminas relativamente finas (generalmente menor a 1 cm), que se prolongan hasta la base de los *sets* mostrando contactos angulares o tangenciales. Conforman láminas tabulares de areniscas finas a muy finas, internamente masivas.
Flujo de granos	*Sets* entrecruzados con láminas relativamente gruesas (de hasta 8 cm de espesor), que se lenticularizan hacia la base de los *sets*. Aparecen como lentes en vista perpendicular a la dirección de migración de las geoformas. Conforman láminas internamente masivas formadas por areniscas medianas a gruesas.
Migración de óndulas de impacto-reptaje (I-R)	Laminación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo con desarrollo de láminas relativamente gruesas (centimétricas), frecuente gradación inversa de intralámina y ocasional preservación de capas frontales.
Migración de óndulas de impacto-proyección (I-P)	Laminación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo con desarrollo de láminas relativamente finas (milimétricas), ocasional gradación inversa de intralámina (no siempre visible megascópicamente).
Relleno de hoyos de voladura	Relleno de hoyos de voladura, internamente masivos, formados por areniscas medianas a muy gruesas. Es característica la presencia de superficies irregulares, fuertemente cóncavas hacia arriba, en algunos casos limitando la parte inferior de cada hoyo.

Figura nº 10.10. Criterios de identificación utilizados para la discriminación de depósitos originados por los distintos procesos de depositación responsables de la sedimentación de areniscas eólicas.

servaciones petrográficas preliminares no se identificaron cambios postdepositacionales (diagenéticos) que hayan enmascarado o alterado significativamente los rasgos texturales y las fábricas primarias (como ser disolución y/o reemplazo de clastos, empaquetamientos anormalmente abiertos, etc.). Para los análisis granulométricos se midieron los ejes mayores aparentes de no menos de 200 clastos, utilizando un ocular micrométrico y un contador digital de puntos. Se contabilizaron tanto clastos de cuarzo y feldespato potásico como fragmentos líticos, debido a que los clastos de volcanitas, debido a su composición no evidencian pesos específicos muy diferentes. Por el contrario, se excluyeron de los conteos los fragmentos de piroclastitas, anfíboles, piroxenos, micas y opacos.

Las mediciones obtenidas fueron agrupadas en intervalos de 0,25 ø (escala raíz cuarta de phi), estableciéndose el valor límite de la matriz en granulometrías menores a 5 ø. Se construyeron histogramas y se calcularon los parámetros estadísticos por el método de momentos (primer momento para la media y segundo momento para la selección, véase Fig. 4.1).

En el caso de las muestras de niveles originados por migración de óndulas, el análisis textural fue realizado teniendo en cuenta la posicion del grano con respecto a la base/techo de la microlámina, con el fin de caracterizar la microestructura gradada.

Finalmente, los valores de media y selección obtenidos en sección delgada fueron corregidos para poder ser comparados con los adquiridos, a partir del tamizado, en la primera parte de esta Tesis. Para ello, se empleó la técnica propuesta Friedman (1958, 1962) y las correcciones efectuadas por Harrell y Eriksson (1979; véase también Johnson, 1994). Las ecuaciones de conversión utilizadas son:

$$X^* \text{ (media corregida)} = 0{,}934 \,.\, X \text{ (media en sección delgada)} + 0{,}376$$

$$\sigma^* \text{ (selección corregida)} = 0{,}880 \,.\, \sigma \text{ (selección en sección delgada)} + 0{,}122$$

En la tabla 10.1 se muestran los valores promedios de los resultados de los análisis texturales. Como allí puede verse, y en función del tipo de proceso depositacional, se observan significativas variaciones en los parámetros texturales, las que son discutidas a continuación.

Tipo de proceso	media (X)	media corregida (X*)	selección (σ)	selección corregida (σ*)	asimetría	moda
Caída de granos	2,53	2,74 arena fina	0,48	0,55 bien seleccionadas	Simétrica	Unimodal
Flujo de granos	1,22	1,51 arena mediana	0,45	0,51 bien seleccionadas	Positiva	Unimodal
Óndulas de impacto-reptaje (I-R)	2,07	2,31 arena fina	1,05	1,04 mal seleccionadas		Bimodal
Óndulas de impacto-proyección (I-P)	2,67	2,87 arena fina	0,66	0,70 bien a moderadamente seleccionadas	Negativa	Unimodal
Relleno de hoyos de voladura	0,89	1,21 arena mediana	1,22	1,20 mal seleccionadas		Polimodal

Tabla nº 10.1. Parámetros texturales de los depósitos eólicos correspondientes a los diferentes procesos depositacionales estudiados.

Caída de granos: Los depósitos de caída de granos están formados característicamente por areniscas finas a muy finas, correspondiendo la media al tamaño de grano arena fina (X*=2,53 ø). Se encuentran bien seleccionadas (σ*=0,55 ø), resultan unimodales y muestran distribuciones mayoritariamente simétricas (Figs. 10.11 y 10.12).

Estos parámetros reflejan los mecanismos depositacionales que actúan en la zona de cresta/sotavento de las dunas. En la zona de cresta la arena de mayor tamaño de grano es depositada y queda disponible para el posterior retrabajo por los procesos de avalancha o migración de óndulas (véase sección 5.3. de esta Tesis). El resto de la arena (de tamaño de grano más fino) continúa en transporte y, al ingresar en la zona de separación de flujo (véase Fig. 5.22), debido a la pérdida de velocidad de la corriente, una parte es depositada sobre la cara de sotavento de la duna mediante el proceso de caída de granos. Lo dicho permite explicar el menor tamaño de grano que sistemáticamente muestran los depósitos antiguos de caída de grano analizados en esta Tesis cuando se los compara con los de flujo de granos de láminas adyacentes.

Cabe destacar, además, que los resultados texturales señalados para los depósitos de caída de grano de las eolianitas de la Formación Vallecito son consisten-

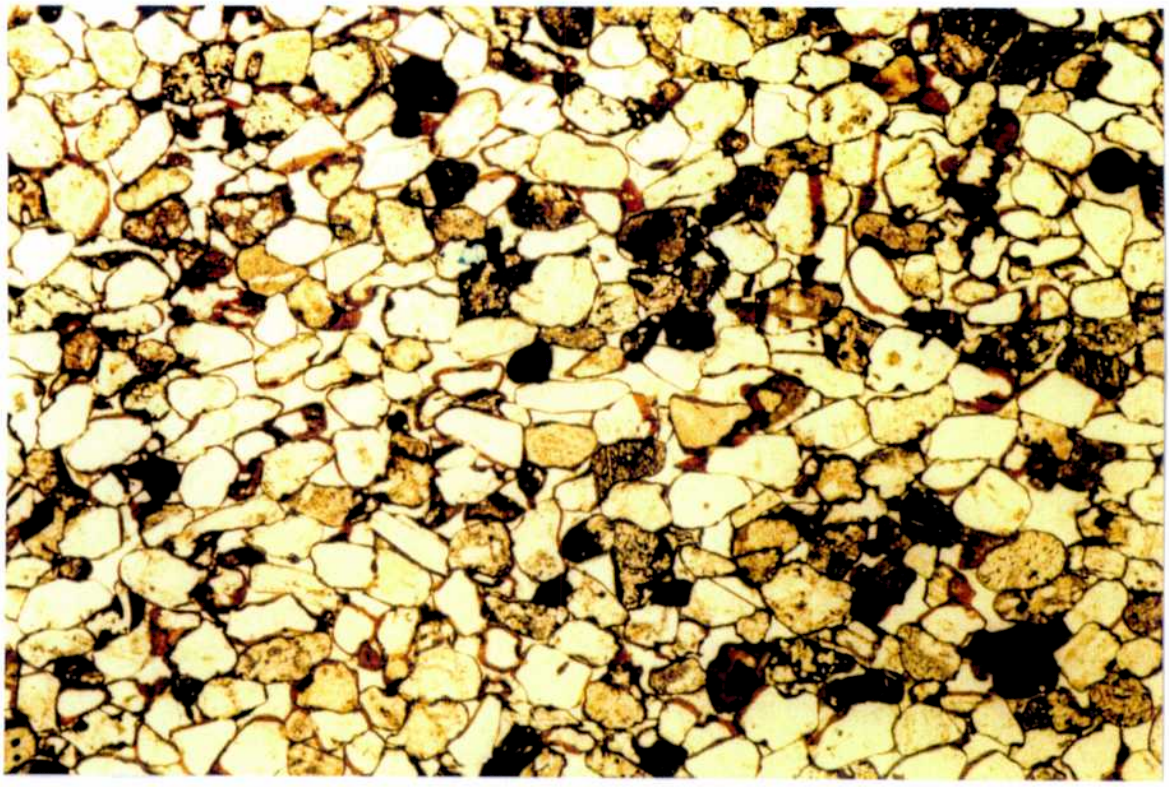


Figura nº 10.11. Arenisca fina, bien seleccionada, formada por la caída de granos en la cara de sotavento de dunas del campo eólico representado por la Formación Vallecito. X40. Asociación de facies II, quebrada de La Flecha, provincia de La Rioja.

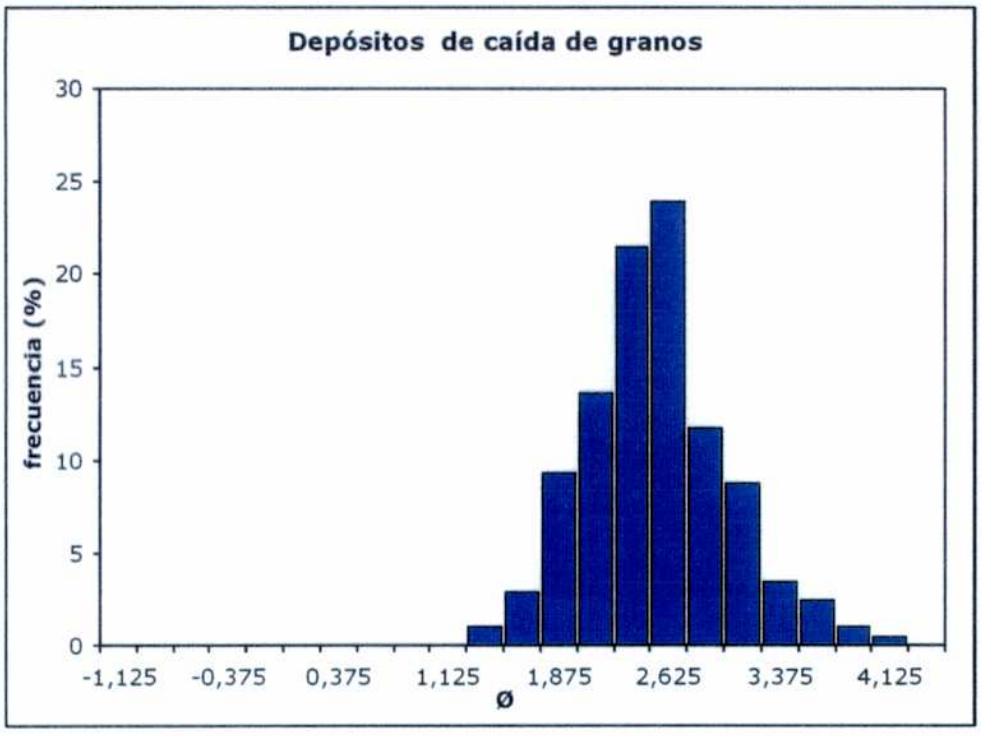


Figura nº 10.12. Histograma mostrando la distribución granulométrica de los depósitos de caída de granos.

tes con los obtenidos en esta Tesis en el análisis de depósitos actuales. Así, por ejemplo, las arenas que resultan de caída de granos en mesoformas (gozes) del valle del río Guandacol (véase muestras G61 y G46 de la Tabla 5.7) muestran valores de media en arena fina y muy fina, son bien a muy bien seleccionadas, característicamente unimodales y mayormente simétricas.

Flujo de granos: A diferencia de los precedentemente descriptos los depósitos de flujo de granos están formados mayoritariamente por areniscas más gruesas, con una media en la arena mediana ($X^*=1,22$ ø), se encuentran ligeramente mejor seleccionadas ($\sigma^*=0,51$ ø) y exhiben una definida asimetría positiva (Figs. 10.13 y 10.14). El caracter unimodal que muestran los depósitos de flujo de grano evidencia la existencia de un simple y único mecanismo de depositación, el desarrollo de lóbulos de avalancha formados por el deslizamiento de la arena más gruesa depositada previamente en la zona de cresta, debido a que se supera el ángulo de reposo de la arena seca.

Si se comparan estas características texturales con las obtenidas en el estudio de los depósitos eólicos actuales (véase capítulo 5) puede verse que tanto las arenas de lóbulos de avalancha en dunas, por ejemplo del valle del río Guandacol (véase muestras G114, G115 de la tabla 5.9) como las areniscas aquí analizadas resultan bien seleccionadas y con asimetría positiva. La única diferencia es la ligeramente mayor granulometría de los depósitos de flujo de grano de la Formación Vallecito. Sin embargo, debe aceptarse cierta distorsión en el muestreo de las secuencias antiguas pues las areniscas de grano más grueso son las que más fácilmente pueden ser interpretadas como originadas por avalancha.

Migración de óndulas de impacto-reptaje (I-R): la migración de este tipo de óndulas se caracteriza por formar láminas desde varios milimétros y hasta 1 cm, que exhiben una muy fuerte segregación textural que origina una clara gradación inversa de intralámina (Fig. 10.15) por lo general visible megascópicamente (véase también Fig. 7.1). Así mismo, y como se observa en la figura 10.16, los diagramas granulométricos muestran un fuerte carácter bimodal, donde la moda más gruesa (correspondiente a arena mediana, 1 ø) constituye la mayor parte del término

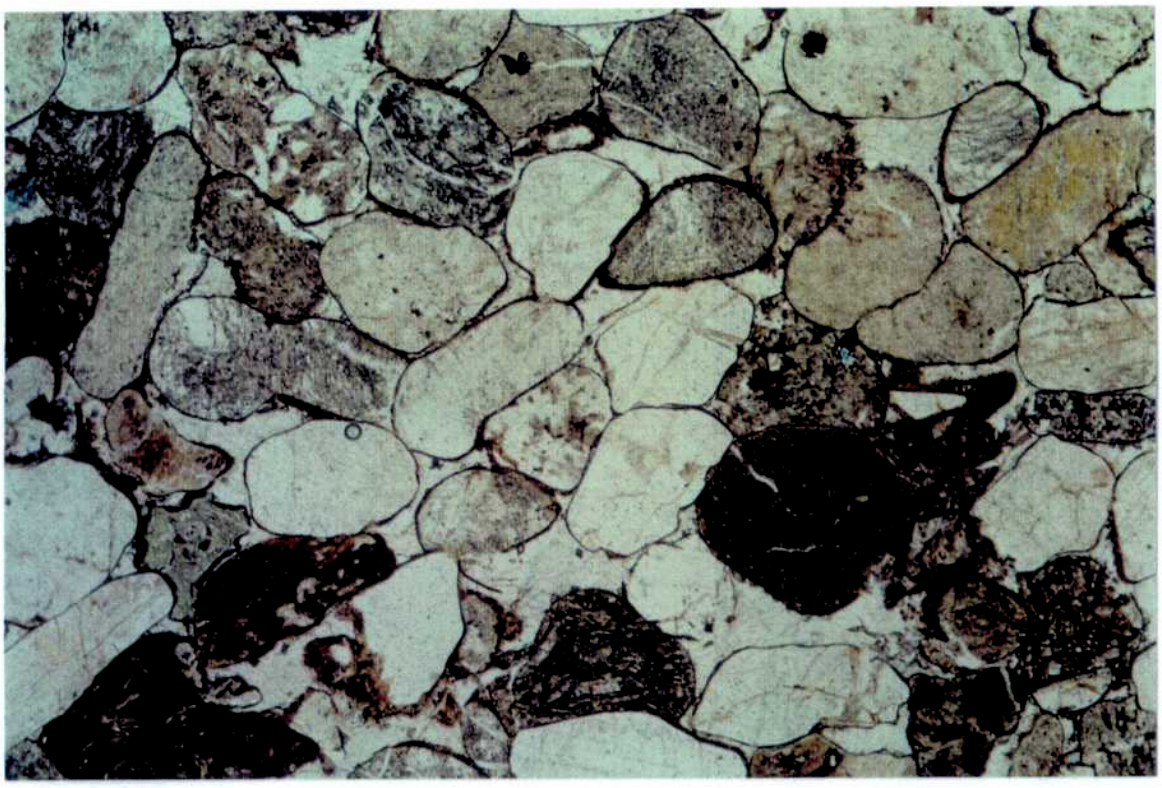


Figura nº 10.13. Arenisca mediana, bien seleccionada, originada el flujo o avalancha de granos en la cara de sotavento de dunas del campo eólico representado por la Formación Vallecito. X40. Asociación de facies III, quebrada de La Flecha, provincia de La Rioja.

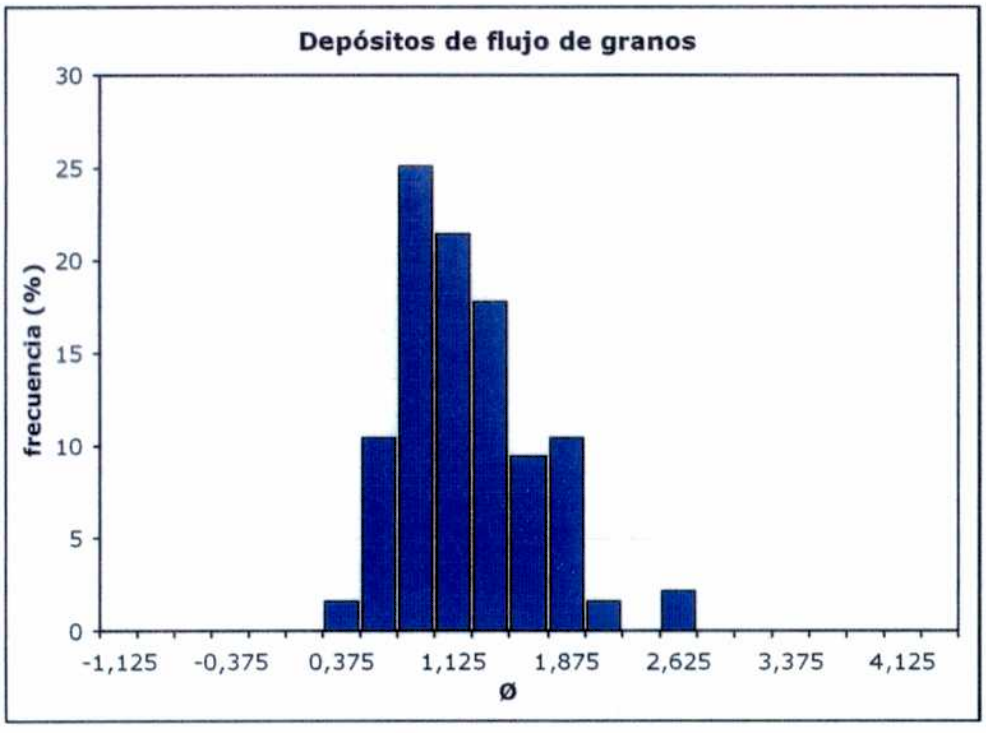


Figura nº 10.14. Histograma mostrando la distribución granulométrica de los depósitos de flujo de granos.

superior de la lámina, mientras que la moda secundaria, en la arena muy fina (3 ø), forma la parte inferior. Obsérvese como ambas subpoblaciones muestran un punto de truncamiento cercano a los 2,5 ø y la asimetría es ligeramente diferente, fuertemente positiva para la subpoblación gruesa y más simétrica para la población fina.

El origen de las características texturales descriptas se comprende fácilmente sobre la base del análisis efectuado en arenas actuales (sección 5.1.6 de esta Tesis). De esta forma, el caracter bimodal de la arena refleja la coexistencia de dos subpoblaciones resultantes de distintos mecanismos de transporte y depositación: 1) el impacto-proyección de granos por un lado, responsable de la moda fina, y 2) el impacto-reptaje de clastos más gruesos por el otro (moda gruesa; véase sección 5.16). Además, obsérvese como los valores modales de ambas subpoblaciones son similares (compárese los histogramas de las Figs. 10.16 y 5.9) aunque en el caso aquí analizado la subpoblación de impacto-proyección está mejor representada (véase Fig. 5.9a). Por otro lado, las diferencias señaladas en los valores de asimetría son análogas a las observadas en óndulas actuales.

Migración de óndulas de impacto-proyección (I-P): En forma similar a las precedentemente tratadas la migración de óndulas de impacto-proyección forma láminas milimétricas, aunque de menor espesor (entre 1 y 3 mm), que exhiben gradación inversa de intralámina no siempre visible megascópicamente, aunque sí a nivel microscópico (Fig. 10.17).

Cuando se comparan las características texturales de las areniscas formadas por la migración de óndulas I-R versus I-P surgen algunas importantes diferencias (Tabla 10.1 y Fig. 10.18). En primer lugar, la sedimentación a partir de óndulas de impacto-proyección determina arenas con distribuciones unimodales, o con una muy ligera bimodalidad próxima al límite arena mediana-arena gruesa. Por su parte, el tamaño de grano medio es menor (X^*=2,87 ø) y, las areniscas están mejor seleccionadas (de moderadamente a bien seleccionadas, σ^*=0,70 ø). Todas estas características son consistentes con lo observado durante el análisis de este tipo de óndulas eólicas en ambientes actuales (véase Tabla 5.4 y Fig. 5.12).

Por otro lado, los rasgos texturales señalados para las óndulas I-P marcan la

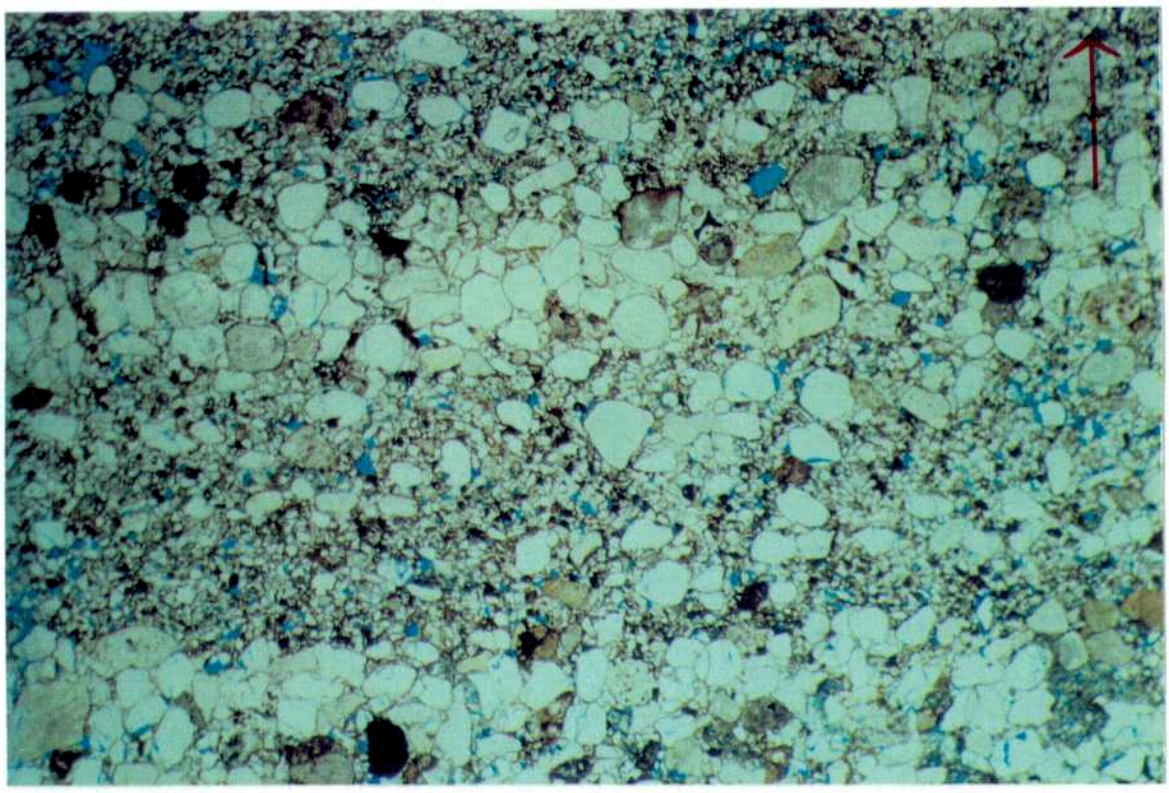


Figura nº 10.15. Arenisca mediana-fina, mal seleccionada y bimodal, que muestra microgradación inversa debido a la depositación a partir de óndulas de impacto-reptaje. Manto eólico del campo eólico de la Formación Vallecito. X1,12. Asociación de facies I, quebrada de La Flecha, provincia de La Rioja.

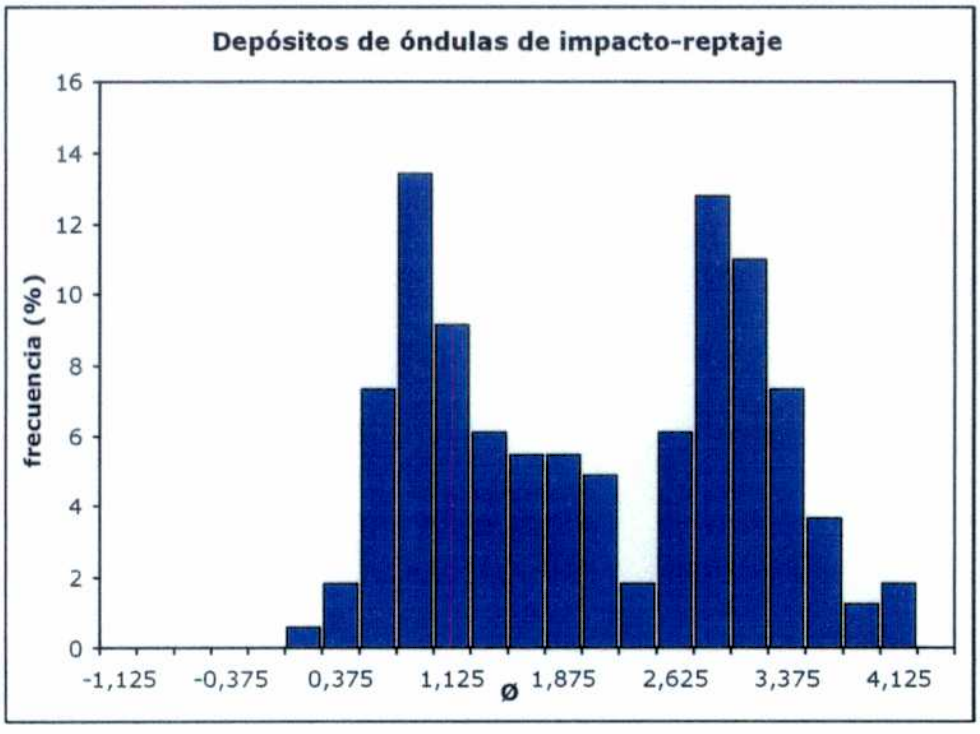


Figura nº 10.16. Histograma mostrando la distribución granulométrica de los depósitos generados por la migración de óndulas de impacto-reptaje.

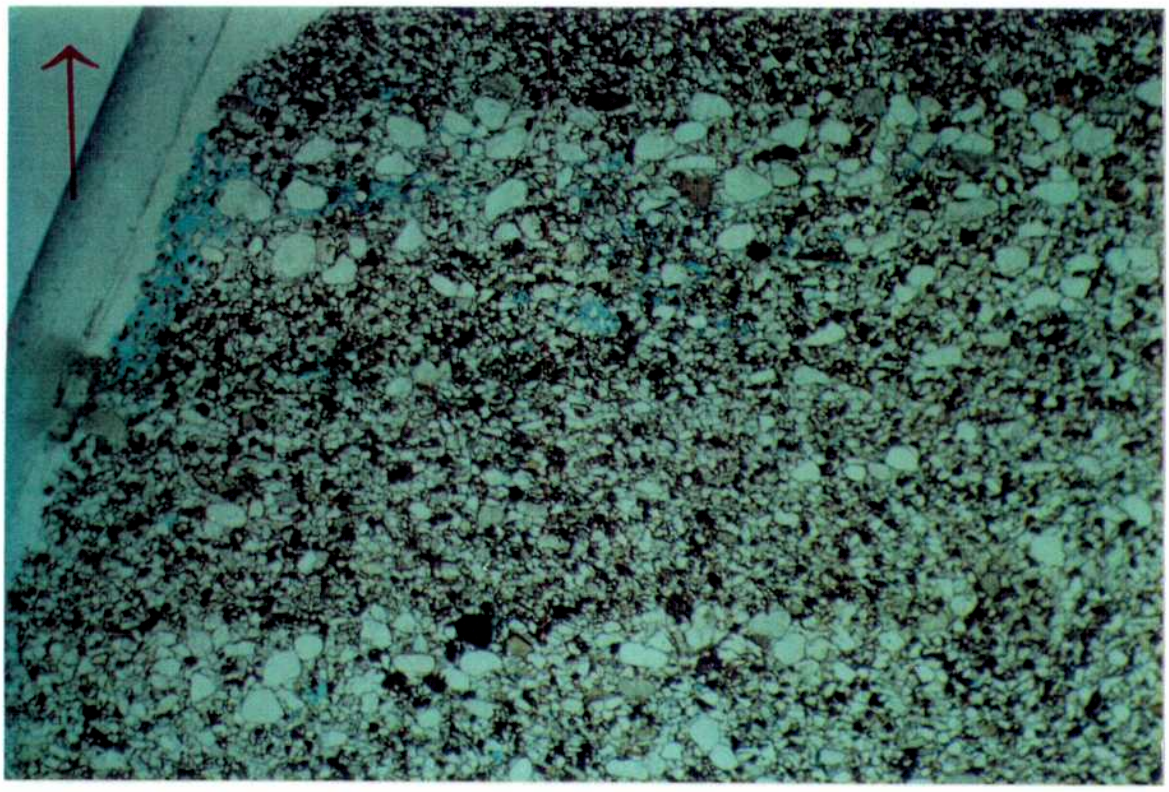


Figura nº 10.17. Arenisca fina-muy fina, bien seleccionada, que muestra microgradación inversa debido a la depositación a partir de óndulas de impacto-proyección. Manto eólico del campo eólico de la Formación Vallecito. X1,04. Asociación de facies I, quebrada de La Flecha, provincia de La Rioja.

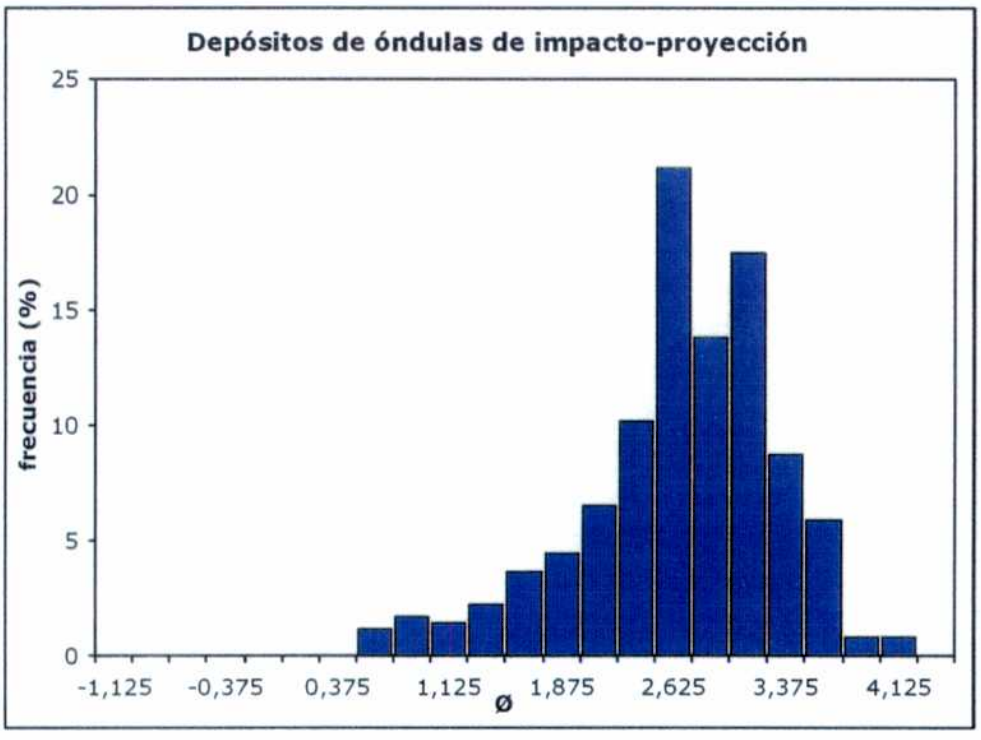


Figura nº 10.18. Histograma mostrando la distribución granulométrica de los depósitos generados por la migración de óndulas de impacto-proyección.

preponderancia del mecanismo de impacto-proyección de granos por sobre el impacto-reptaje, el que se encuentra sólo muy escasamente representado, determinando de esta forma arenas unimodales. Obsérvese, además, el carácter relativamente simétrico (o ligeramente negativo) de la distribución granulométrica, que repite lo observado en la figura 10.16 para la población fina (impacto-proyección) y en las muestras de arenas actuales de la figura 5.9 b. En particular el diagrama de la figura 5.10 destaca que en arenas actuales los mecanismos de impacto-proyección tienden a generar depósitos simétricos o con asimetría negativa (al igual que lo aquí observado), diferenciándose claramente de aquellos en los que domina el reptaje que se caracterizan por su asimetría fuertemente positiva.

Relleno de hoyos de deflación: Se incluyen en este grupo los depósitos resultantes del relleno de pequeños hoyos de voladura de escala centimétrica hasta métrica (Fig. 8.16), frecuentes en la asociación de facies I de la Formación Vallecito (base y techo de los perfiles de las quebradas de La Flecha y de las Nacientes del Río Guandacol, respectivamente).

Este grupo de areniscas muestran el mayor tamaño de grano (media promedio en arena mediana, $X^*=1,21$ ø), peor selección (mal seleccionadas, $\sigma^*=1,20$ ø) y carácter marcadamente polimodal de las distribuciones granulométricas (Figs. 10.19 y 10.20). Todas estas características reflejan la depositación masiva de granos rellenando los hoyos de voladura, la que como ha sido señalado en la sección 8.6.1. (véase también figura 8.13) caracteriza a la etapa de bypass donde los vientos pasan de subsaturados (y erosivos) a saturados (inicio de la depositación).

La comparación de los resultados aquí obtenidos con los parámetros de hoyos de voladura actuales (véase sección 5.5) merece un comentario especial. Como se ha mostrado en la figura 5.49 los parámetros granulométricos de las arenas que conforman estas geoformas son altamente variables, según la posición de las mismas dentro del hoyo. Sin embargo, si se comparan los valores de la parte central del hoyo con los de la Formación Vallecito existen notables semejanzas, en especial en el caracter polimodal de la distribución granulométrica y en la mala selección del depósito.

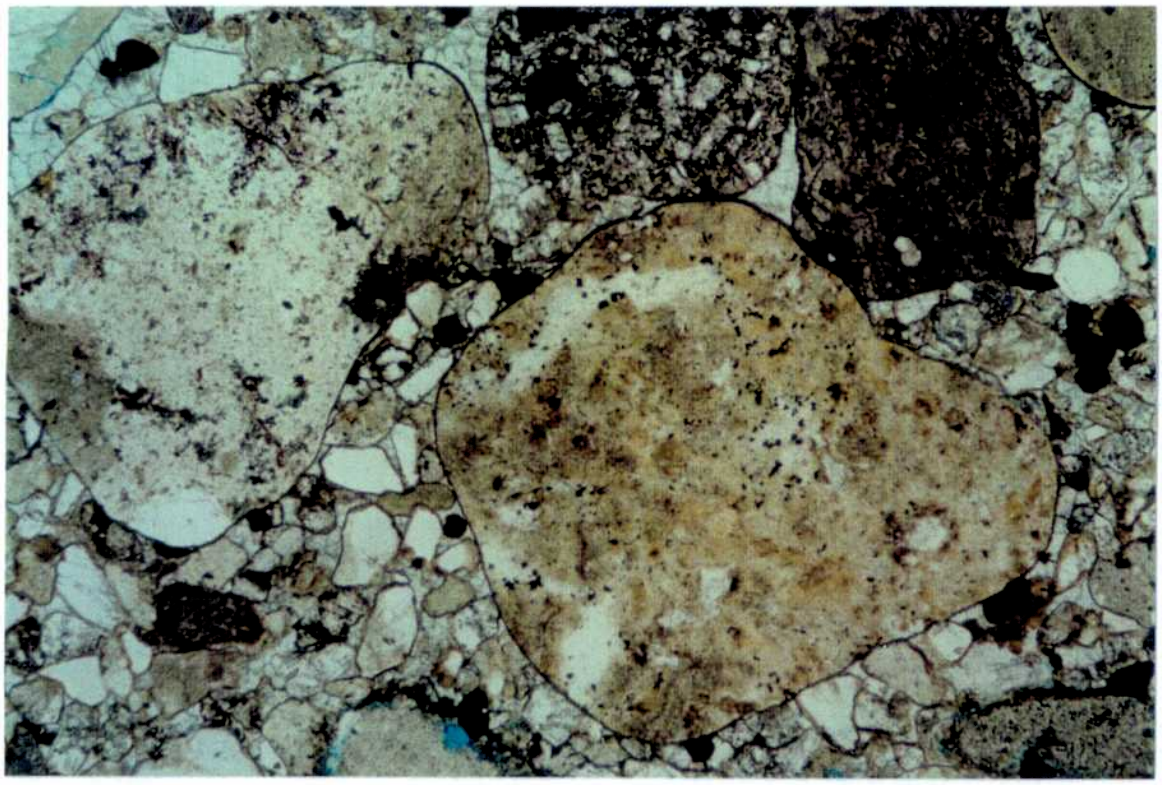


Figura nº 10.19. Arenisca mediana, mal seleccionada, que constituye el relleno de hoyos de deflación. Manto eólico del campo eólico de la Formación Vallecito. X40. Asociación de facies I, quebrada de las nacientes del río Guandacol, provincia de La Rioja.

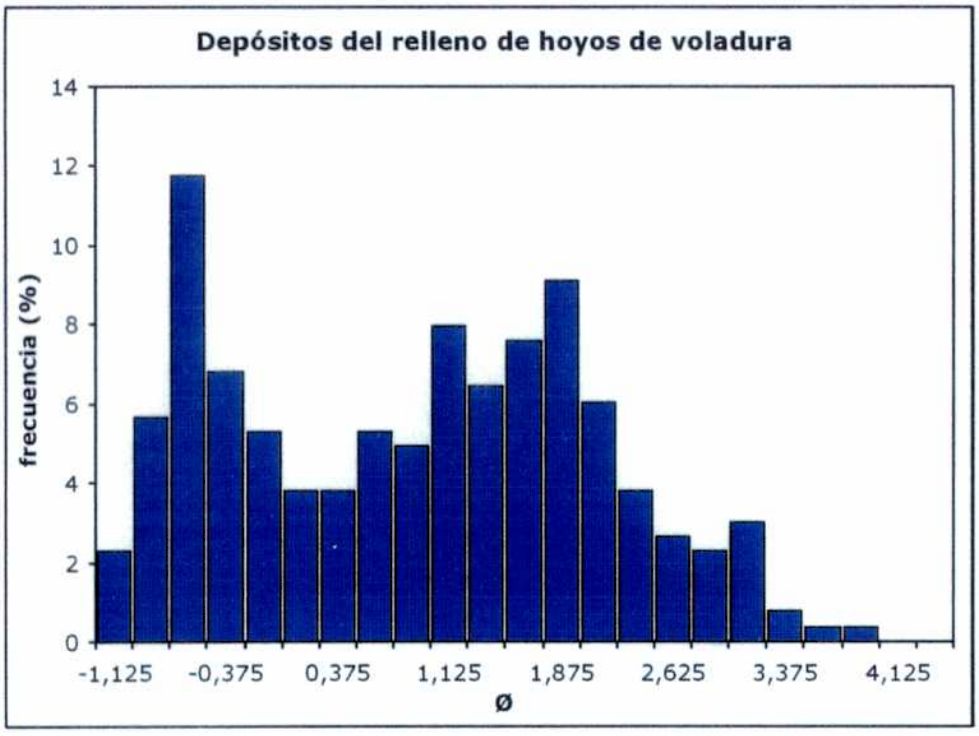


Figura nº 10.20. Histograma mostrando la distribución granulométrica de las areniscas depositadas en hoyos de deflación.

10.1.3. Fábrica y mecanismos depositacionales

En esta sección se analizan los rasgos de fábrica de los cinco tipos de areniscas eólicas considerados en la sección anterior. En particular se analizarán, siguiendo a Scasso y Limarino (1997), la heterogeneidad de la fábrica y el empaquetamiento.

La heterogeneidad de la fábrica se refiere a la existencia de microestructuras, las que, en el caso aquí analizado, corresponden fundamentalmente a microgradación inversa. Para describir el empaquetamiento, se efectuaron estudios semicuantitativos del espacio intergranular (IGV) presente en las areniscas, mediante técnicas de análisis de imágenes petrográficas (AIP, Ehrlich *et al.*, 1984; véase también por ejemplo Ehremberg y Boassen, 1993). Para ello se seleccionaron microfotografías de secciones delgadas de areniscas correspondientes a los diferentes mecanismos depositacionales, con rasgos texturales y mineralógicos relativamente homogéneos, a fin de que sean representativas. En todos los casos las microfotografías se tomaron con un aumento de X100 que resulta apropiado para el análisis cuantitativo del espacio intergranular de las areniscas eólicas, debido a su tamaño de grano generalmente muy fino. Estas imágenes fueron luego digitalizadas con una definición de aproximadamente 867 x 588 pixels. El procesamiento de las imágenes y las mediciones correspondientes se realizaron utilizando el programa Scion Image versión Beta3b, siguiendo la metodología de White *et al.* (1998).

El análisis de imágenes petrográficas permitió calcular el porcentaje de espacio ocupado por granos y diferenciarlo del espacio intergranular (intergranular volume, IGV), tal como fuera definido por Houseknecht (1987). El recubrimiento ferruginoso que poseen los clastos fue contabilizado como 50% para cada uno de estos dos elementos, como una manera de minimizar el «efecto de borde» (Halley, 1977).

Heterogeneidad de la fábrica

De los cinco tipos de areniscas eólicas analizadas en este capítulo las formadas por caída de granos y por flujo de granos no muestran rasgos destacables de heterogeneidad en su fábrica. Sin embargo, en algunos casos, la alternancia de

ambos tipos de depósitos determina una ritmicidad característica, en la que alternan un término más grueso (areniscas medianas), formado por el proceso de flujo de granos y otro de tamaño de grano más fino (areniscas finas-muy finas), generado por la caída de granos (Fig. 10.21). Ambos tipos de láminas se encuentran separadas por una superficie neta (por cambio granulométrico) y no erosiva.

De acuerdo a lo dicho, cuando la alternancia de procesos de caída y flujo de granos en areniscas con estratificación entrecruzada no es evidente megascópicamente, el análisis microscópico permite su identificación e incluso pon-

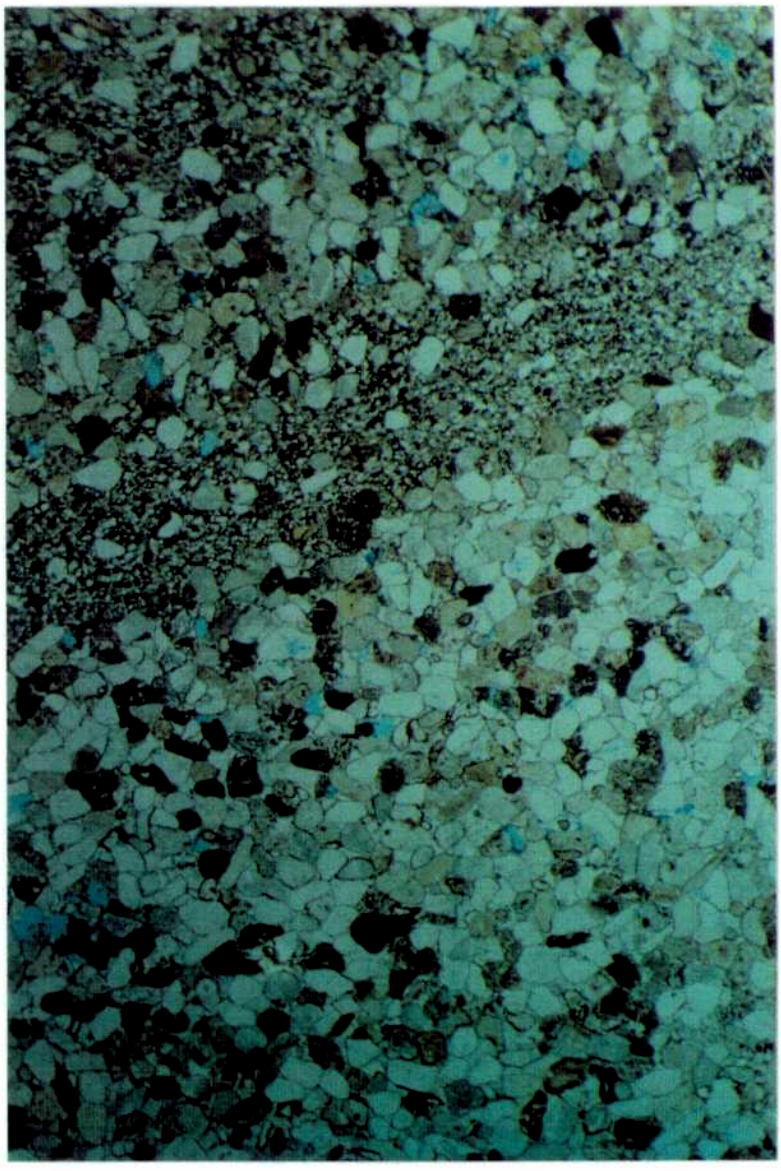


Figura nº 10.21. Alternancia microscópica de depósitos de caída de granos (de menor granulometría) y flujo de granos (más gruesos). X0,96. Asociación de facies III, quebrada de La Flecha, provincia de La Rioja.

derar la importancia relativa de cada uno de estos procesos.

En lo que respecta a las areniscas con laminación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo, resultante de la migración de óndulas, muestran fuerte gradación inversa de intralámina (Figs. 10.15 y 10.17). Esta estructura es característica y frecuente en los depósitos eólicos así como uno de los rasgos diagnósticos más importantes para la identificación de eolianitas (Limarino y Martínez, 1992; Kocurek, 1996; Eriksson y Simpson, 1998).

El estudio de la micrograda ción ha sido realizado mediante análisis granulométricos en secciones delgadas, que se llevaron a cabo midiendo los diámetros mayores de los clastos en diferentes niveles, paralelos a la base y techo de la laminación, y obteniéndose luego una media para cada nivel. De esta forma, pudieron graficarse los distintos valores de media en función de la distancia a la base de la lámina micrograda da, empleando una metodología similar a la utilizada por Allen (1982) para depósitos turbidíticos. Estos análisis permitieron diferenciar dos situaciones diferentes. Por un lado, aquellos casos en los que el aumento en el diámetro de los clastos es mayormente constante desde la base al techo de la lámina (Fig. 10.22A). Este tipo de micrograda ción inversa se presenta en los depósitos formados por la migración de óndulas de impacto-reptaje (Fig. 10.15), caracterizadas por una laminación relativamente gruesa (hasta 1 cm) y una distribución granulométrica bimodal (Fig. 10.16).

Un segundo tipo de micrograda ción es ilustrado en la figura 10.22B, donde puede verse como el carácter gradado se evidencia solamente en la parte superior de la lámina, ya que en el resto el tamaño de grano se mantiene mayormente constante. Esta micrograda ción caracteriza a los depósitos de óndulas de impacto-proyección (Fig. 10.17), y puede interpretarse que debido a que la gradación se manifiesta sólo en la parte superior de las láminas es que resulta más díficil su reconocimiento a nivel megaascópico, a diferencia de lo que ocurre en las óndulas de impacto-reptaje.

Finalmente, el relleno de hoyos de voladura muestra una fábrica heterogénea (Fig. 10.23). Aunque las areniscas resultan, en promedio, polimodales y mal seleccionadas (como se vio en la sección 10.1.2) aparecen lentes irregulares de areniscas muy gruesas, con muy escasos, hasta ausentes, clastos de menor tamaño

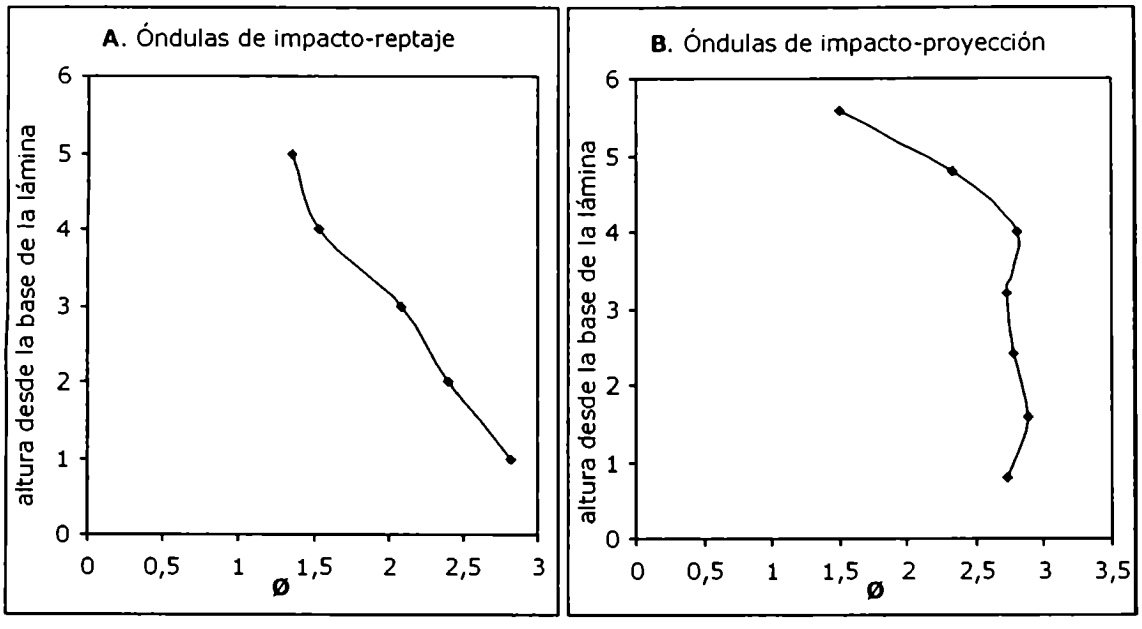


Figura nº 10.22. Análisis de la microgradación inversa en areniscas con laminación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo formadas por la migración de óndulas de impacto-reptaje (A) e impacto-proyección (B).

asociados, determinando una fábrica mayormente flotante (Figs. 10.23 y 10.24). Puede interpretarse que estos sectores representan períodos de deflación durante el relleno de los hoyos de voladura.

Empaquetamiento

En lo que respecta al empaquetamiento todas las muestras analizadas se caracterizan por mostrar empaquetamientos abiertos, en los que el espacio intergranular (IGV) supera el 15% (Figs. 10.25 a 10.28). Los depósitos de hoyos de voladura exhiben el empaquetamiento más cerrado (IGV=15%, Fig. 10.29), probablemente vinculado a la mala selección que muestran estas areniscas.

Los valores de empaquetamiento señalados, reflejan las altas porosidades depositacionales observadas por diferentes autores para las arenas de origen eólico, como por ejemplo entre 39 y 47 % según Schenk (1983) y entre 46 y 51 % según Atkins y McBride (1992). Por otra parte, durante la eodiagénesis de estas rocas, una cementación relativamente temprana ocluyó gran parte de la porosidad remanente, lo que favoreció la preservación de los espacios intergranulares al inhibir una mayor compactación física.

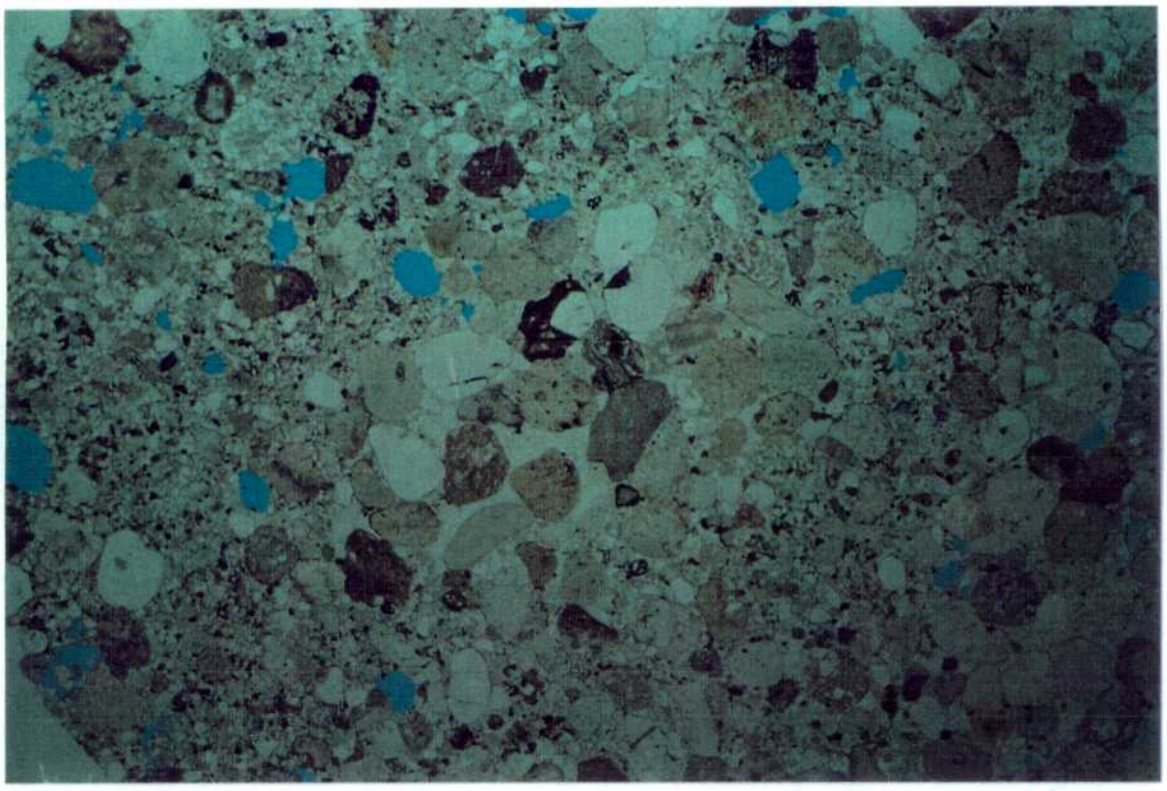


Figura nº 10.23. Aspecto general de las areniscas mal seleccionadas que rellenan los hoyos de voladura mostrando la heterogeneidad de la fábrica. X0,6. Asociación de facies I, quebrada de las nacientes del río Guandacol, provincia de La Rioja.

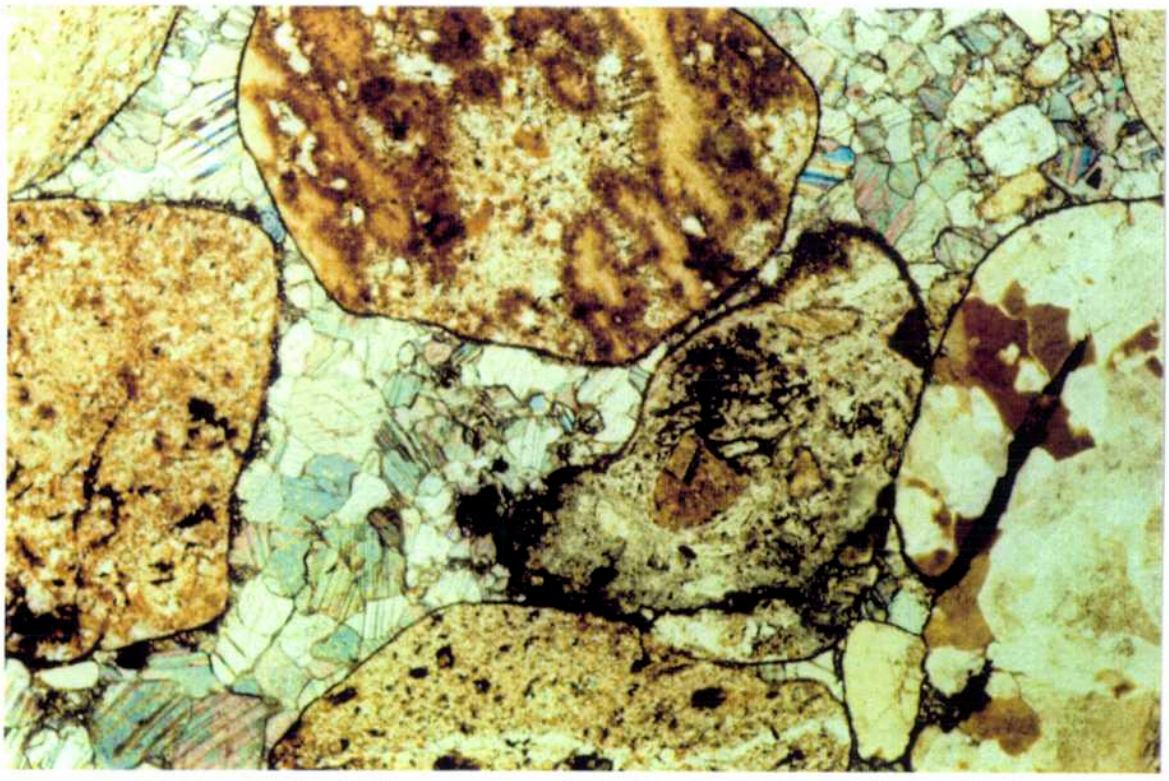


Figura nº 10.24. Detalle de las areniscas de la figura 10.23, donde puede observarse las áreas formadas por clastos tamaño arena gruesa, con textura flotante. Nótese como la gran preservación del espacio intergranular primario se debe a una temprana cementación carbonática. X40.

El espacio intergranular de los depósitos de caída y flujo de granos muestra valores bastante diferentes entre sí (23 % y 17 %, respectivamente, Figs. 10.25 y 10.26), siendo menor el IGV de los depósitos debidos a avalancha. De forma contraria, Schenk (1983) y Atkins y McBride (1992) señalan que la laminación formada por el flujo de granos posee una fábrica más abierta y por lo tanto con mayor porosidad depositacional.

Con respecto a la laminación ondulítica, mientras que los autores arriba mencionados midieron un valor de porosidad para el depósito generado por la migración de óndulas, en este caso se decidió calcular el porcentaje de espacio intergranular (IGV) en la parte fina y en la gruesa de la microestructura gradada (Figs. 10.15 y 10.17). Esto se fundamenta en que precisamente la fábrica es heterogénea y a que, como ya se dijo, en ambos tipos de óndulas (I-P e I-R) están involucrados los mismos mecanismos de transporte y depositación aunque con distinta importancia (impacto-proyección e impacto-reptaje). De esta forma, la parte gruesa de la laminación muestra mayor valor de IGV (25 %, Fig. 10.27) que la fina (21 %, Fig. 10.28). Esta diferencia probablemente refleje los distintos mecanismos de transporte que operan en cada caso, así, en la lámina fina el impacto-proyección, combinado con eventual reptaje, produciría una «mejor acomodación» de granos y un empaquetamiento depositacional más reducido. Por el contrario, en la lámina de mayor tamaño de grano, generada solamente por reptaje, el empaquetamiento sería más abierto debido a la menor habilidad que este único proceso posee para «acomodar» los clastos.

10.2. Análisis de las areniscas de la Formación Vinchina

10.2.1. Petrografía

Las areniscas de la Formación Vinchina muestran una composición bastante homogénea y, en gran medida, similar a las de la Formación Vallecito. Están dominadas por litoarenitas feldespáticas, seguidas por feldsarenitas líticas y escasas arenitas líticas volcánicas (Folk *et al.*, 1970). La fracción clástica se caracteriza por: 1) importante participación de fragmentos líticos (principalmente volcánicos), 2)

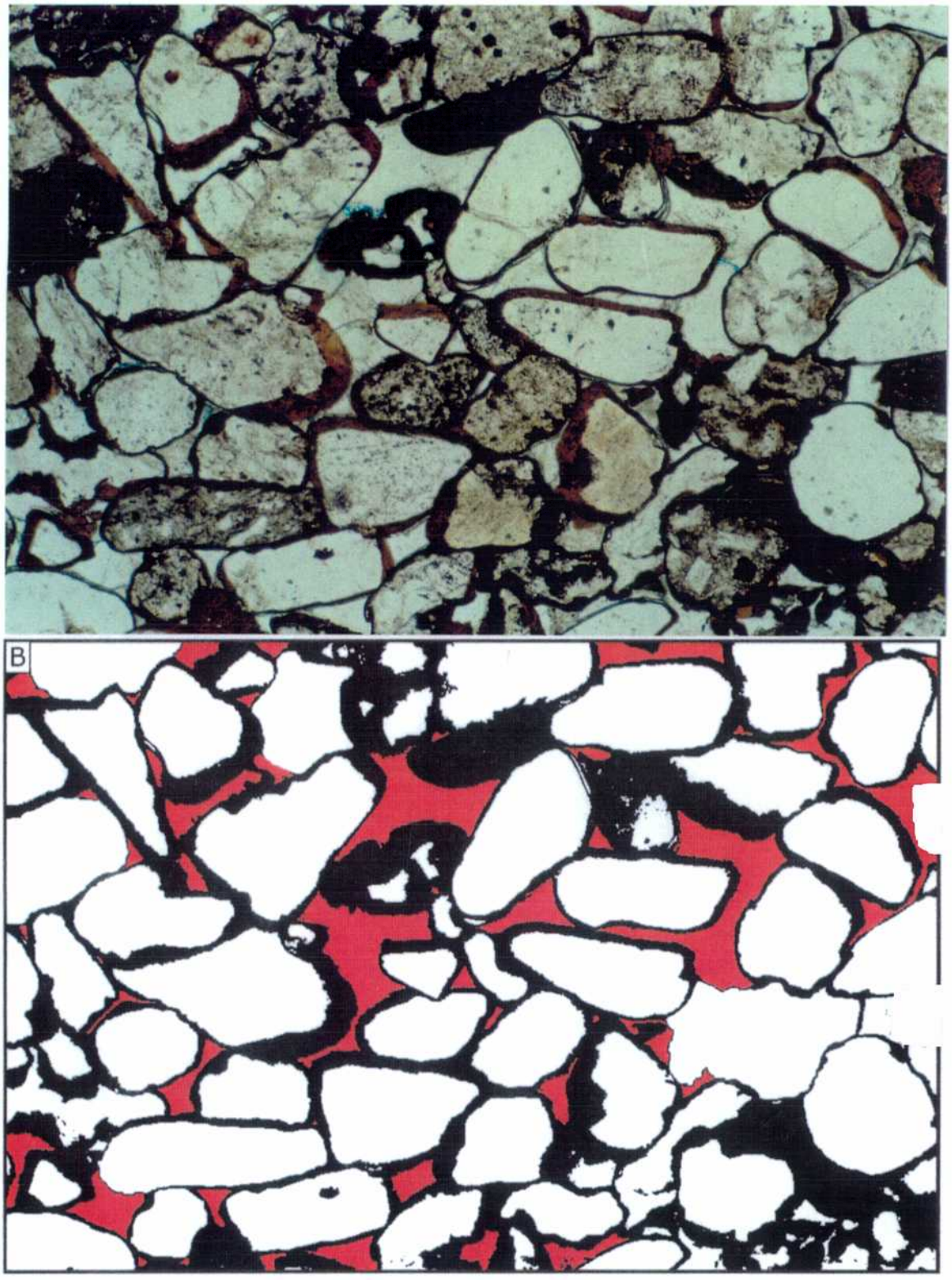


Figura nº 10.25. Microfotografía de una arenisca fina correspondiente a los depósitos de caída de granos (X100) y, en B, imagen digitalizada que permite apreciar el espacio intergranular (IGV=23 %).

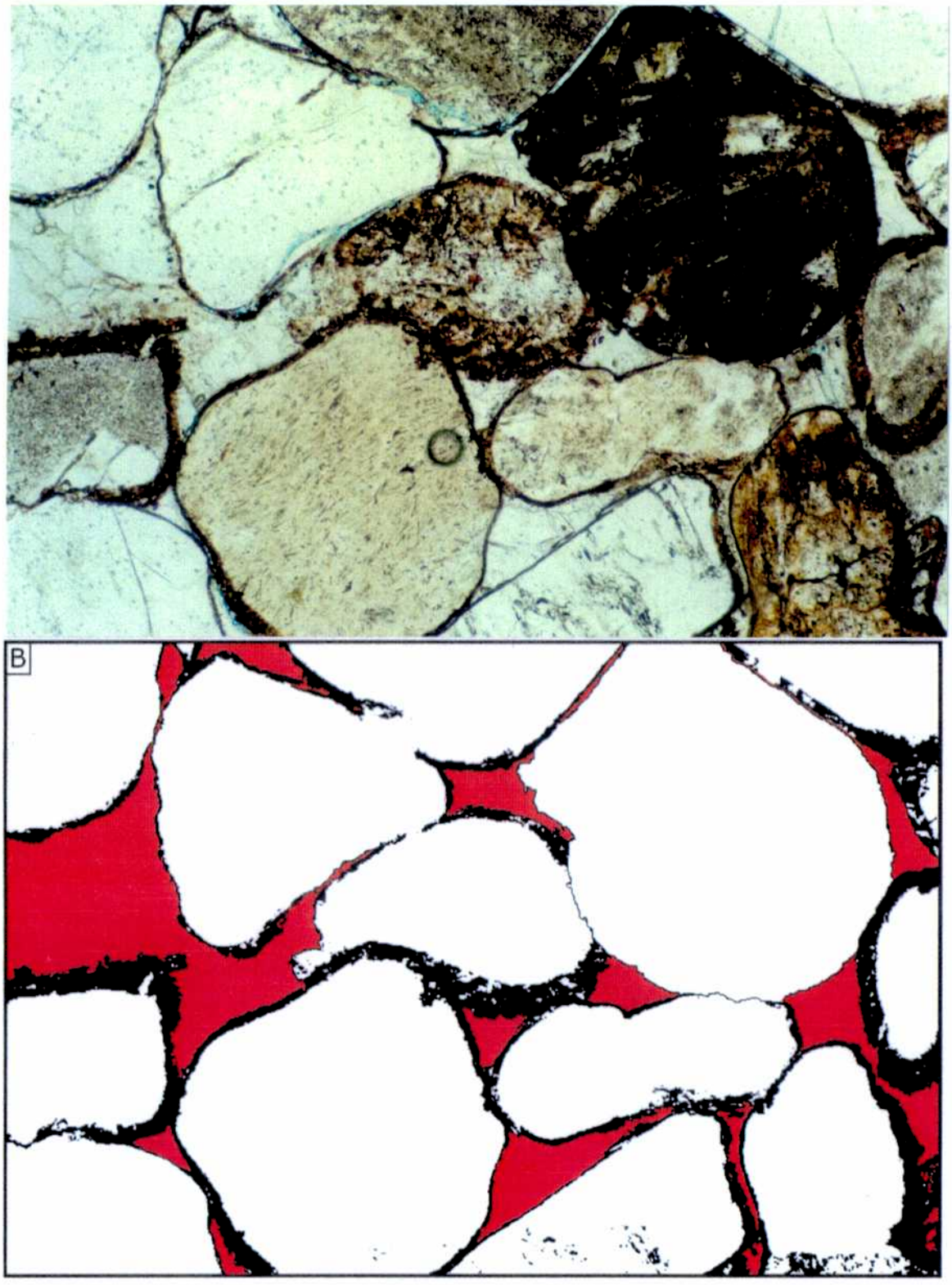


Figura nº 10.26. Microfotografía de una arenisca mediana correspondiente a los depósitos de flujo de granos (X100) y, en B, imagen digitalizada que permite apreciar el espacio intergranular (IGV=17 %).

Figura nº 10.27. Microfotografía de una arenisca fina correspondiente a la parte gruesa de los depósitos de óndulas, la cual está dominada por la depositación a partir del proceso de impacto-reptaje (X100) y, en B, imagen digitalizada que permite apreciar el espacio intergranular (IGV=25 %).

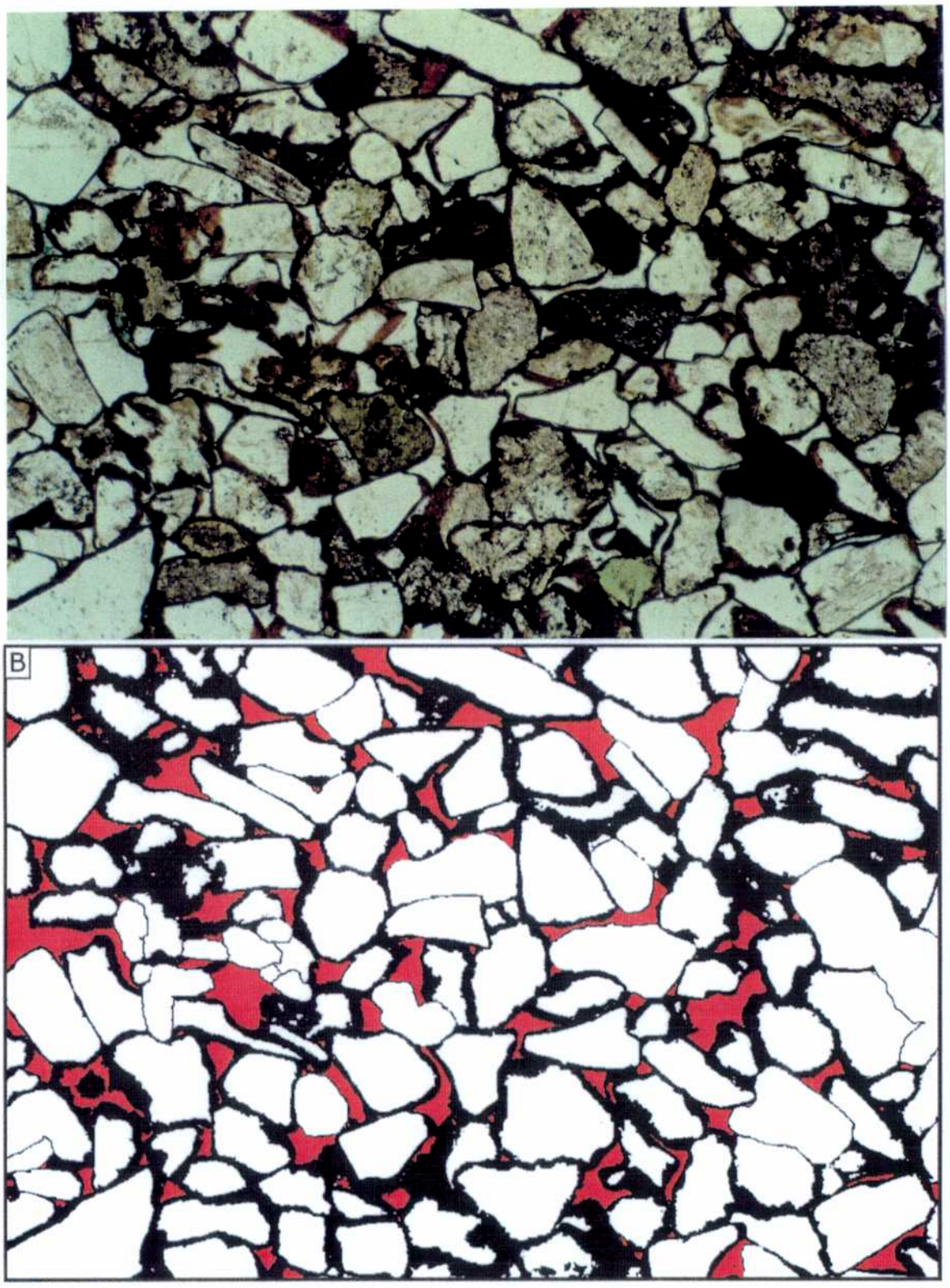


Figura nº 10.28. Microfotografía de una arenisca fina correspondiente a la parte fina de los depósitos de óndulas, la cual está dominada por la depositación a partir del proceso de impacto-proyección (X100) y, en B, imagen digitalizada que permite apreciar el espacio intergranular (IGV=21 %).

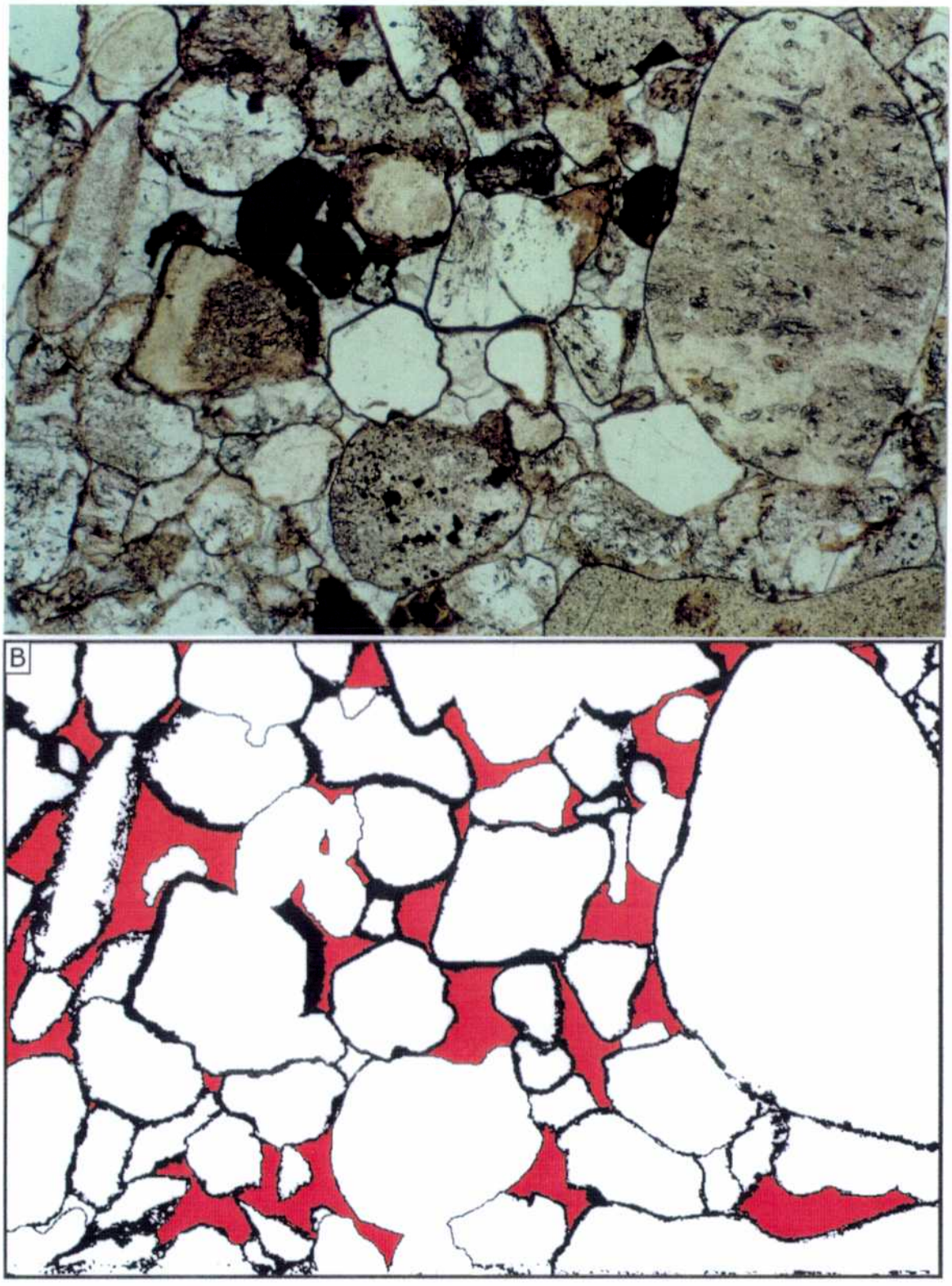


Figura nº 10.29. Microfotografía de una arenisca mediana-fina correspondiente al relleno de hoyos de voladura (X100) y, en B, imagen digitalizada que permite apreciar el espacio intergranular (IGV=15 %).

proporciones relativamente bajas de cuarzo (45,3% en promedio para el miembro inferior y 34,5% para el superior de la Formación) y 3) mayor porcentaje de plagioclasa que de feldespato potásico. La composición del cemento es variable, siendo los más frecuentes la hematita como coberturas (*coating*), las zeolitas y la calcita. En forma localizada aparecen también crecimientos secundarios de cuarzo y feldespatos.

Tripaldi *et al.* (2001) han estudiado la composición de las modas detríticas de esta unidad, mostrando que las mismas se ubican en el campo de arco magmático disectado, reflejando el aporte del arco volcánico mioceno desarrollado en el sector de la Cordillera Frontal.

10.2.2. Textura y fábrica de los depósitos de interacción eólica-fluvial

El objetivo de esta sección es analizar si los estudios texturales pueden contribuir a la identificación y mejor caracterización de los diferentes términos que conforman los depósitos de interacción eólica-fluvial. Para ello fueron examinados microscópicamente los mismos niveles estudiados en la sección 9.6 (depósitos de interacción de la Formación Vinchina), muestreándose por separado areniscas correspondientes a los términos eólicos y fluviales. Como ejemplo, puede observarse en la figura 10.30 un cuerpo lentiforme de areniscas finas, de origen eólico, intercalado entre depósitos de planicie de inundación con abundantes grietas de desecación. Así mismo, un detalle de estos depósitos de interacción aparece en la figura 10.31, donde el término eólico muestra una muy delgada laminación entrecruzada de bajo ángulo con gradación inversa de intralámina.

La textura de los dos grupos de muestras fue estudiada mediante secciones delgadas, empleándose la misma metodología utilizada en el caso de la Formación Vallecito (sección 10.1.2). Sin embargo, y debido a la presencia de importantes proporciones de matriz en las areniscas de origen fluvial, el cálculo de la selección global de las areniscas debió llevarse a cabo mediante el método de comparación visual de Beard y Weyl (1973).

La comparación de los parámetros texturales claramente permite establecer algunas diferencias significativas entre los depósitos eólicos y fluviales (Tabla 10.2;

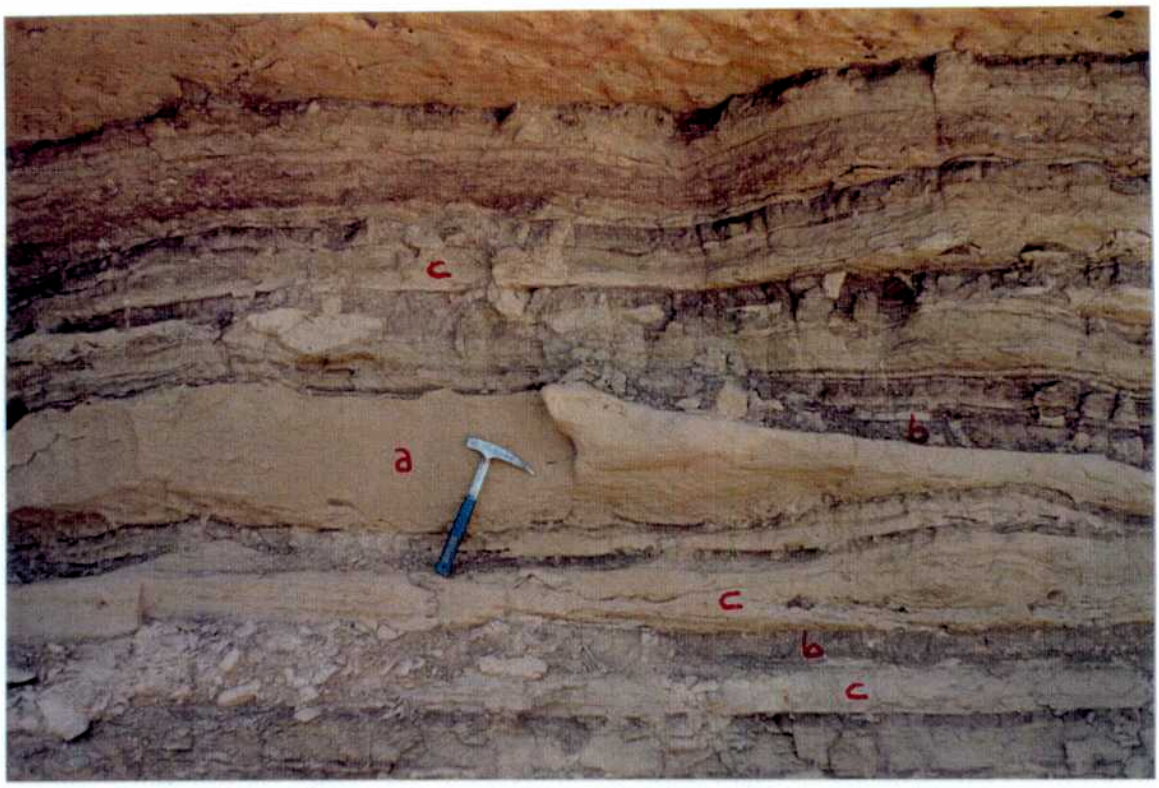


Figura nº 10.30. Vista de los depósitos de interacción eólica-fluvial de la Formación Vinchina en la quebrada de La Troya. Referencias: a, término eólico; b, secuencias fluviales de planicie de inundación; c, depósitos de canal.

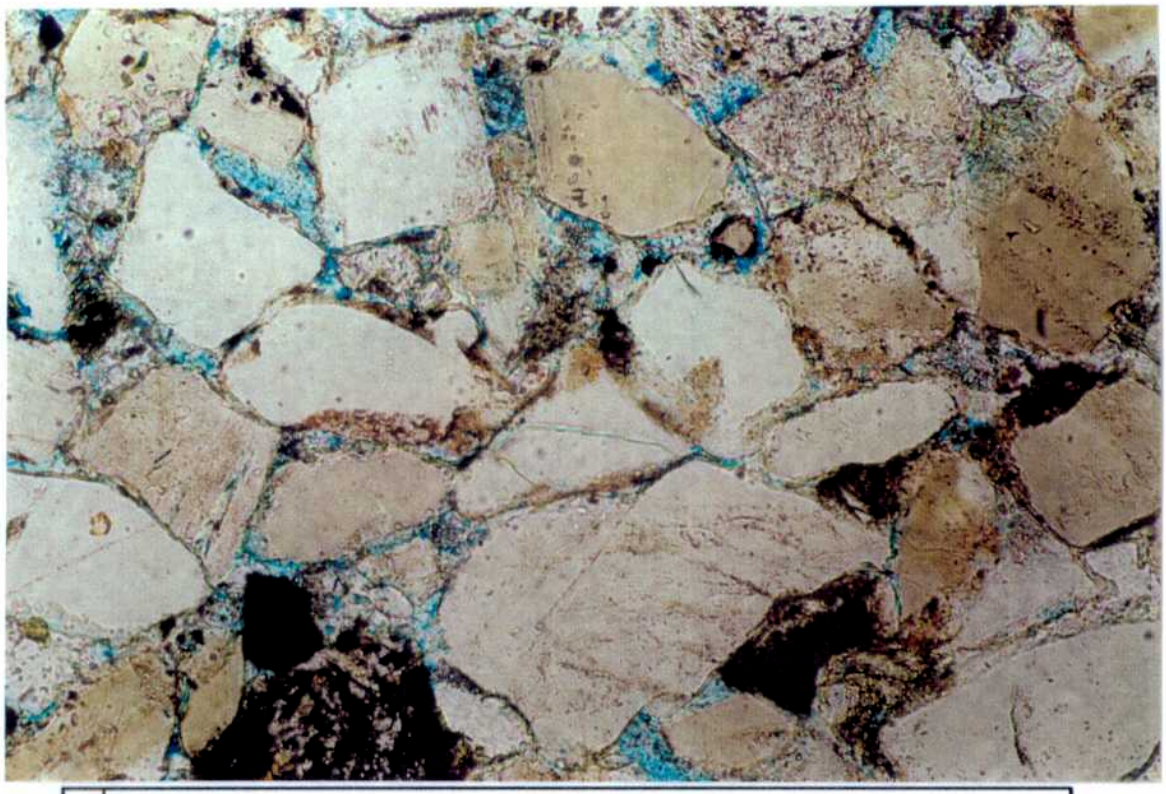
Figura nº 10.31. Detalle del término eólico correspondiente a los depósitos de interacción. Las secciones delgadas de areniscas ilustradas en las figuras 10.32 y 10.33 corresponden a estos niveles.

Figs. 10.32 y 10.33). En primer lugar, y como era de esperar, aún cuando se considere únicamente a la fracción arena, el término eólico es, en general, mejor seleccionado (entre bien y muy bien seleccionadas, según Beard y Weyl, 1973) que el de origen fluvial (entre modera y pobremente seleccionadas, según Beard y Weyl, 1973). Además, existe una clara diferencia en la cantidad de matriz en uno y otro caso; mientras que el término eólico muestra por regla general menos de un 3% de matriz, su equivalente fluvial oscila entre 5% y 15%. El phi del 1% resulta también un parámetro sensitivo para diferenciar las areniscas eólicas y fluviales, ya que las primeras muestran valores en la arena fina (entre 1,5 y 1,75 ø) mientras que las segundas lo hacen en la arena gruesa (entre 0 y 0,5 ø).

En lo que se refiere a la fábrica, el término eólico muestra en general un empaquetamiento más abierto, con valores de espacio intergranular de entre 8 y 12 % (Fig. 10.34). Por el contrario, las areniscas fluviales poseen un IGV menor al 5 % (Fig. 10.35). Por otro lado, y aunque diferentes microestructuras pueden observarse en las areniscas de origen fluvial, los térmicos eólicos muestran una muy delicada laminación, tanto a nivel megascópico (véase Figs. 9.9 y 9.10) como microscópico (Fig. 10.36). Más aún, la micrograda ción inversa (Fig. 10.37) es característica de estos intervalos y un poderoso criterio de discriminación entre los dos términos que componen los depósitos de interacción eólica-fluvial.

	X	**X***	σ	σ*	σ **(ByW)**	**asimetría**	**% de matriz**	**ø 1 %**
Areniscas eólicas	2,93	3,11 arena muy fina	0,55	0,61 bien seleccionada	bien a muy bien seleccionadas	simétrica	< 3 %	1,5-1,75 ø
Areniscas fluviales	2,16	2,39 arena fina	0,88	0,90 moderadamente seleccionada	moderadas a pobremente seleccionadas	simétrica	5-15 %	0-0,5 ø

Tabla nº 10.2. Parámetros texturales de los términos eólicos y fluviales pertenecientes a los depósitos de interacción de la Formación Vinchina.



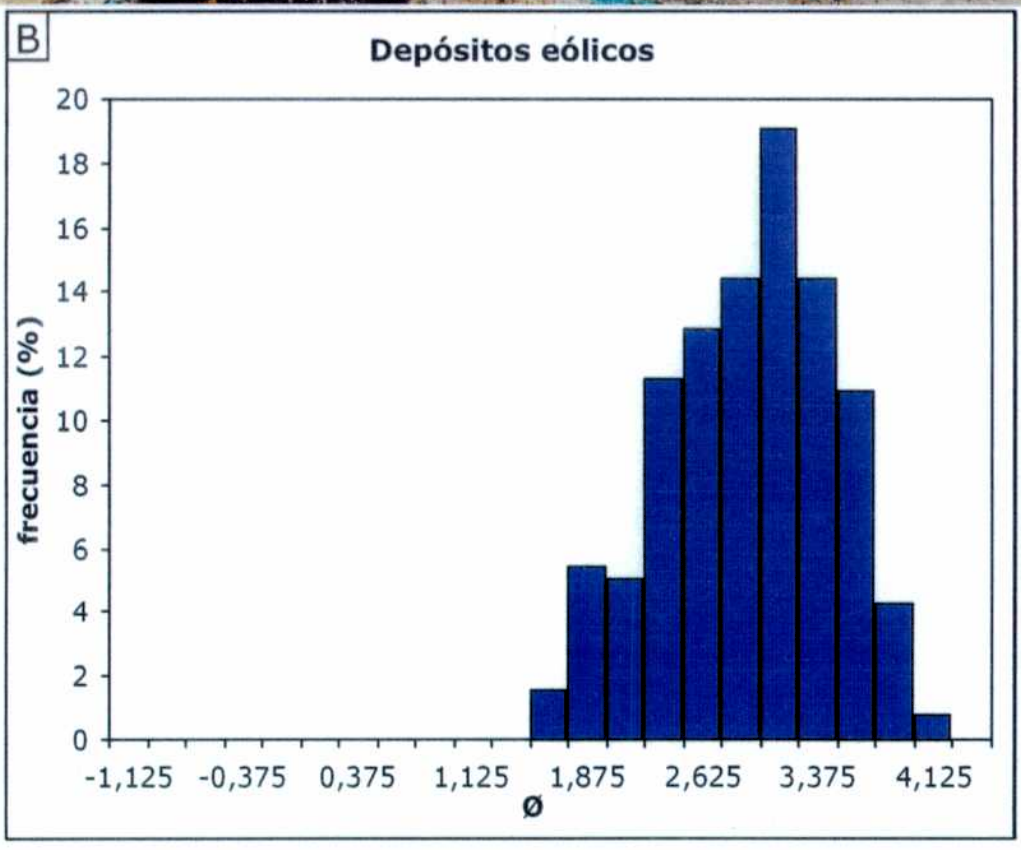


Figura nº 10.32. Aspecto de las areniscas muy finas y bien seleccionadas del término eólico de los depósitos de interacción eólico-fluvial (X200). Formación Vinchina en la quebrada de La Troya, provincia de La Rioja. En B, histograma mostrando la distribución granulométrica de estos depósitos.

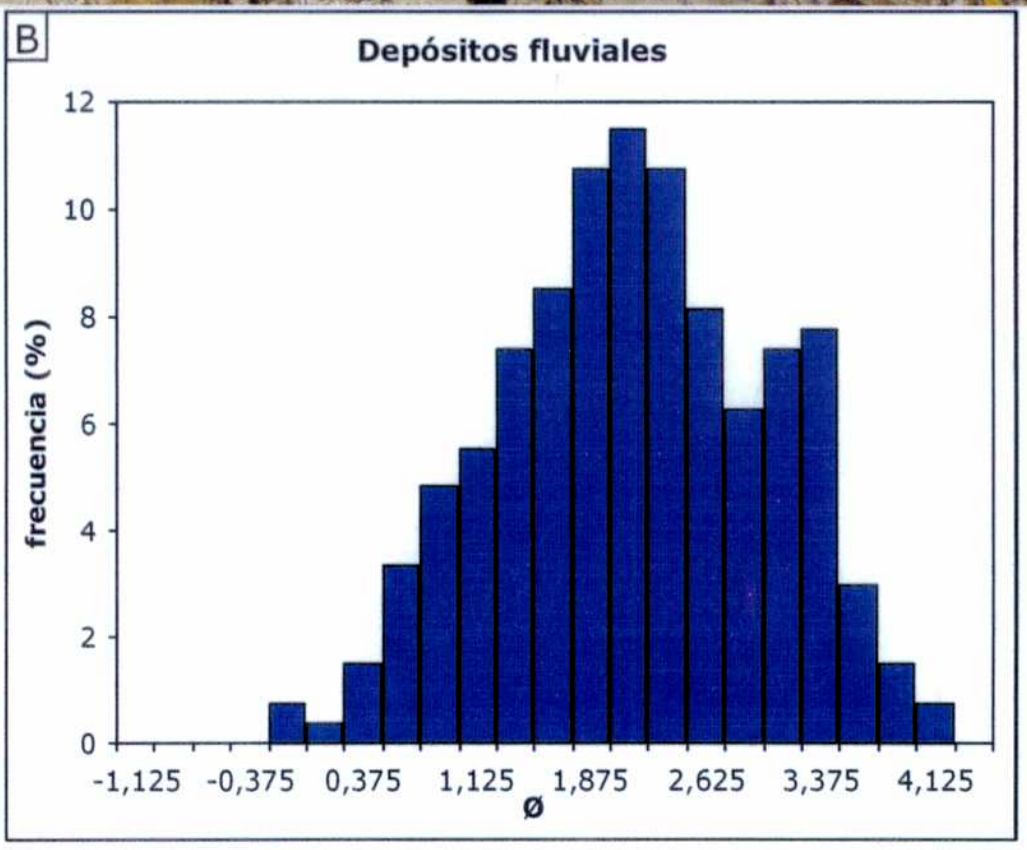


Figura nº 10.33. Aspecto de las areniscas finas, moderadamente seleccionadas del término fluvial de los depósitos de interacción eólico-fluvial (X100). Obsérvese el mayor porcentaje de matriz (10 %) de estas areniscas y su peor selección cuando se las compara con las de origen eólico. Formación Vinchina en la quebrada de La Troya, provincia de La Rioja. En B, histograma mostrando la distribución granulométrica de estos depósitos.

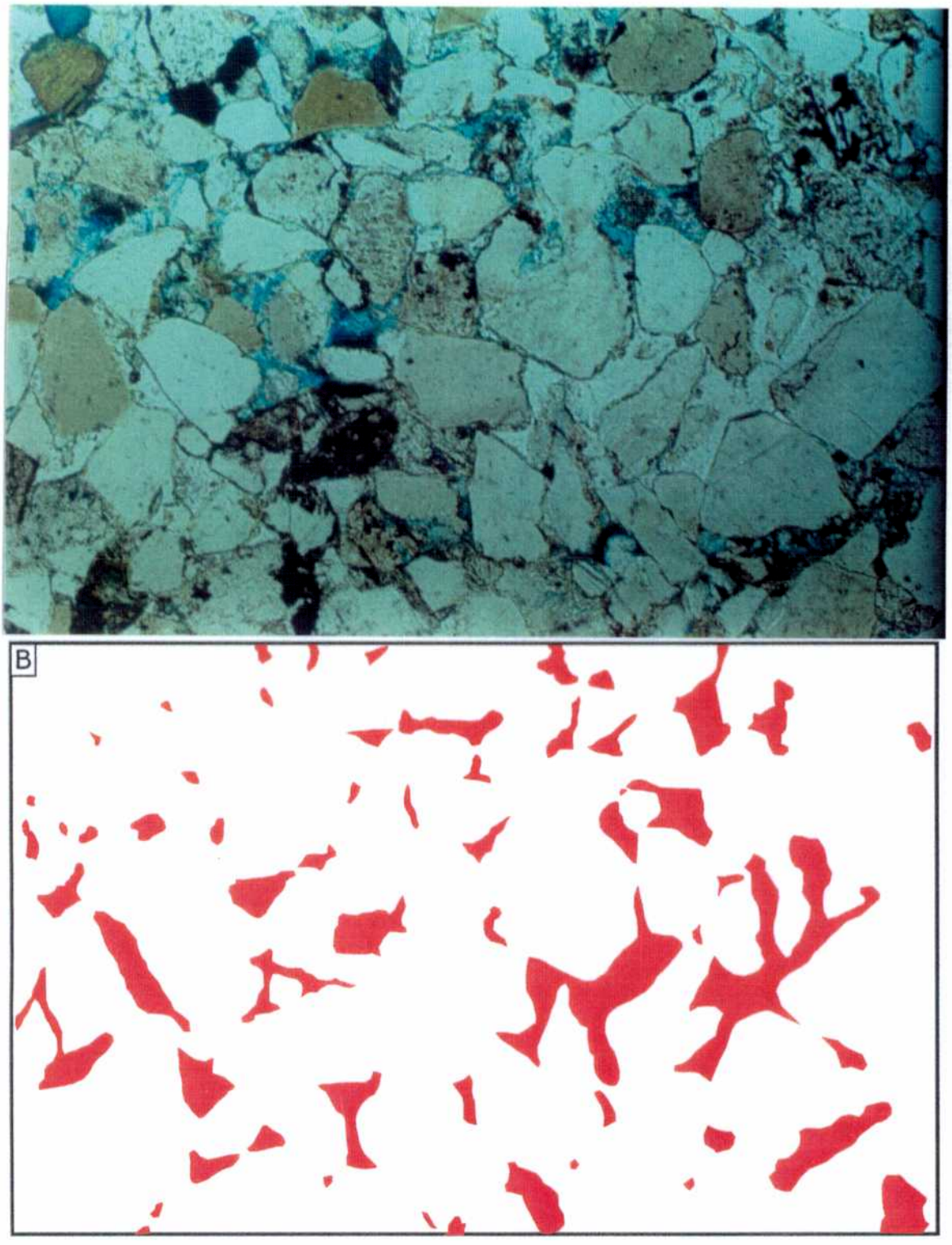


Figura nº 10.34. Microfotografía de una arenisca muy fina de origen eólico (X100) y, en B, imagen digitalizada que permite apreciar el espacio intergranular (IGV=10 %).

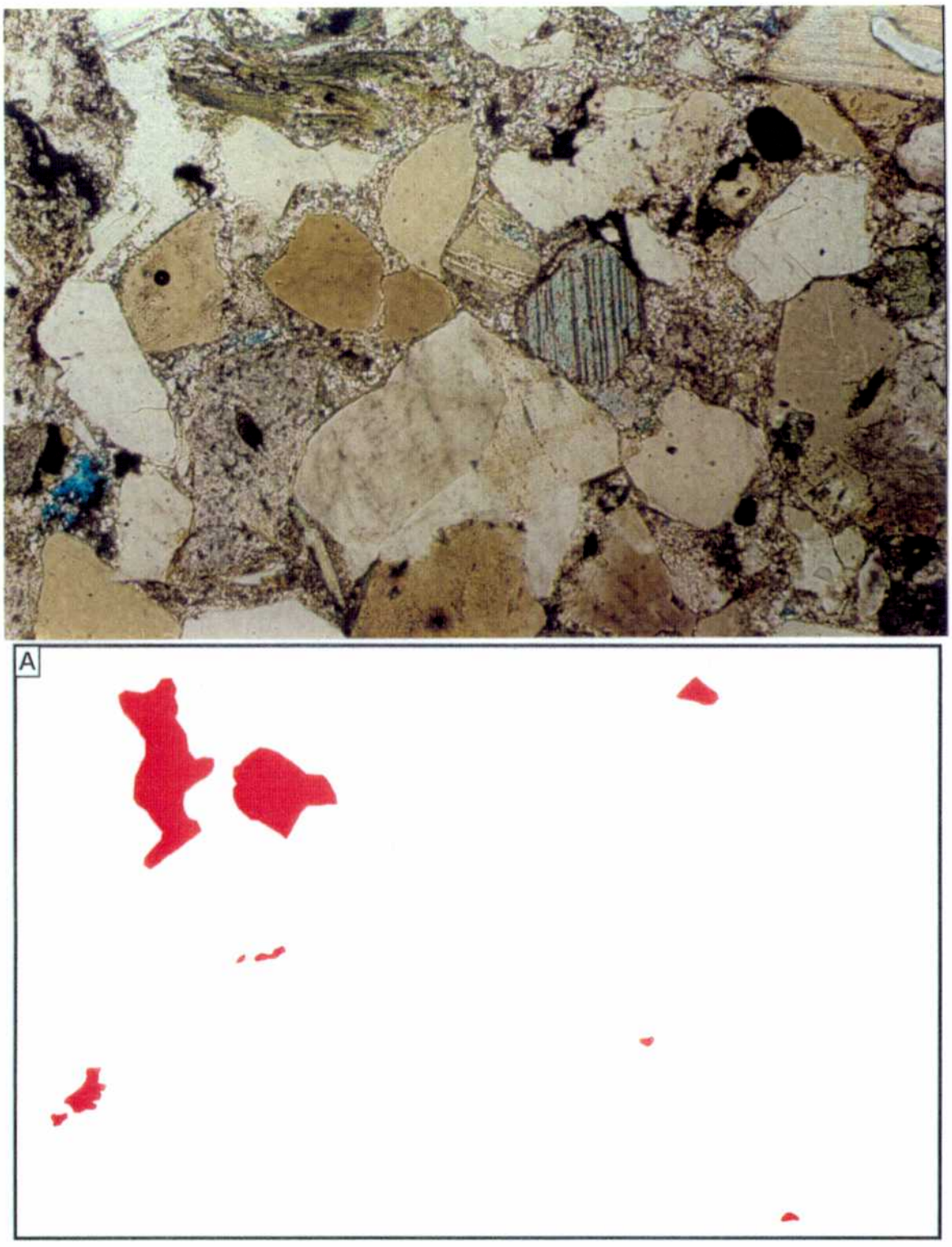


Figura nº 10.35. Microfotografía de una arenisca fina de origen fluvial (X100) y, en B, imagen digitalizada que permite apreciar el espacio intergranular (IGV=3 %).

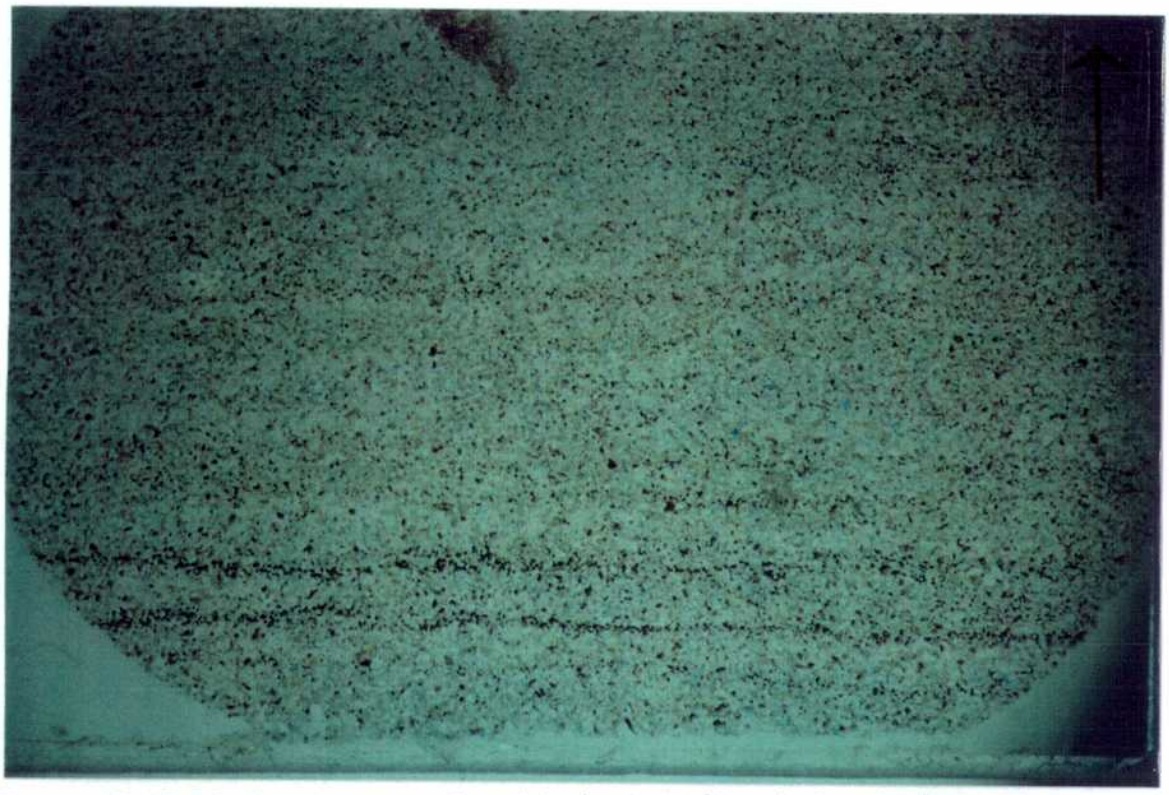


Figura nº 10.36. Arenisca muy fina del término eólico de los depósitos de interacción eólica-fluvial, obsérvese la muy delgada laminación que es muy poco frecuente en depósitos fluviales. (X0,48).

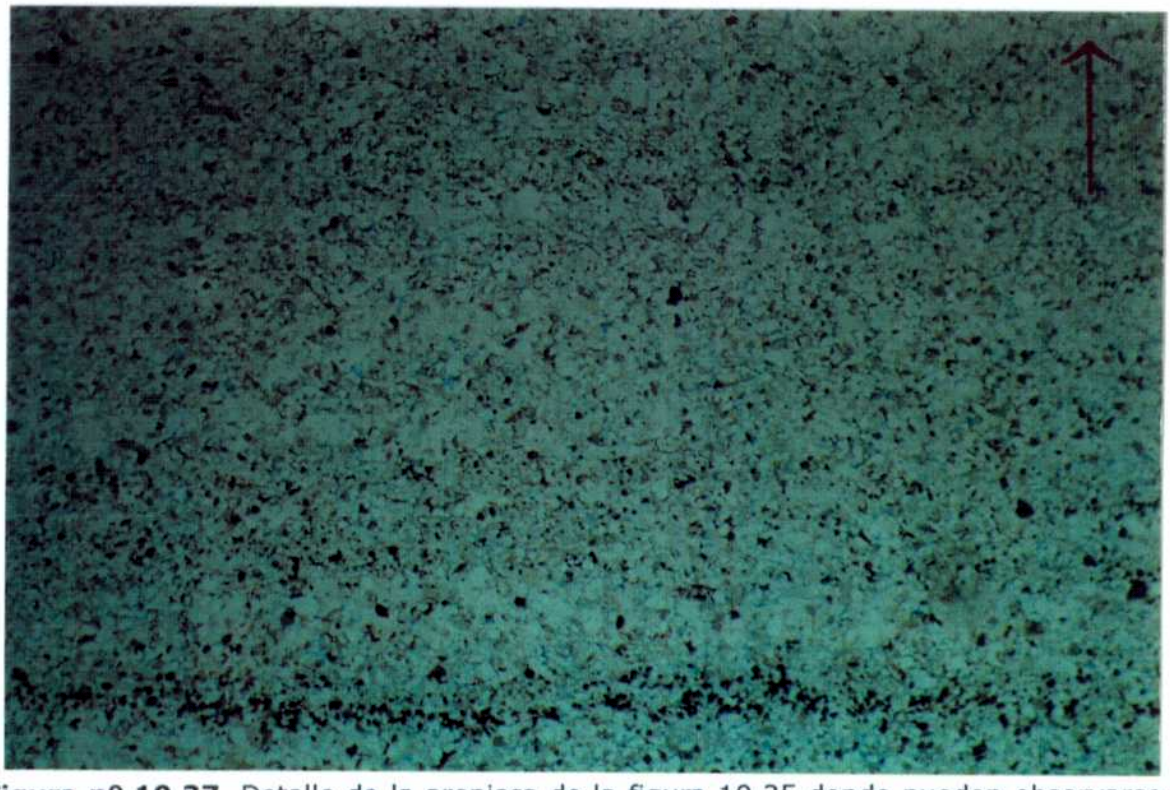


Figura nº 10.37. Detalle de la arenisca de la figura 10.35 donde pueden observarse al menos cuatro láminas con microgradación inversa (X0,88).

11. MODELO DEPOSITACIONAL DEL SISTEMA EÓLICO INTERMONTANO

El objetivo de este capítulo es la definición, caracterización y análisis de los principales ambientes reconocidos en secuencias eólicas de valle, con el propósito de elaborar modelos depositacionales que permitan su estudio. En este análisis convergen dos líneas de investigación, por un lado el examen de los depósitos eólicos actuales, llevado a cabo en la primera parte de esta Tesis (capítulos 5 y 6), y por el otro las investigaciones efectuadas sobre las eolianitas de las Formaciones Vallecito y Vinchina (capítulos 7, 8, 9 y 10).

Se consideraran dos escalas básicas de trabajo: 1) la mesoescala, en la que se analizan los diferentes ambientes eólicos reconocidos y, en especial, los criterios de identificación y 2) la megaescala, en la que se examina la evolución vertical (temporal) de las asociaciones de facies.

11.1. El modelo de mesoescala

El estudio de las acumulaciones eólicas actuales y recientes desarrollado en esta Tesis ha permitido reconocer siete ambientes depositacionales mayores (Figs. 11.1 y 11.2):

1) Campos de dunas dominados por megaformas (p.e. *draas*)
2) Campos de dunas dominados por macroformas bidimensionales (2D)
3) Campos de dunas dominados por macroformas tridimensionales (3D)
4) Mantos eólicos con alta tasa de agradación
5) Mantos eólicos con baja tasa de agradación
6) Ambiente de interacción eólica-fluvial
7) Ambiente de margen de valle

A continuación se discuten las características que permiten su reconocimiento en ambientes actuales-recientes y en el registro geológico (Fig. 11.1). En la figura 11.2 se muestra un esquema de los distintos ambientes eólicos intermontanos junto con los correspondientes depósitos en secuencias antiguas.

AMBIENTES EÓLICOS INTERMONTANOS	PRINCIPALES ELEMENTOS ARQUITECTURALES Y SUPERFICIES LIMITANTES	OBSERVACIONES
Campos de dunas altamente constructivos	DR (característico) DC1, DC2 (frecuentes) DC3 (ocasional) Superficies de orden 5 limitan la base de los mega*sets* y de orden 4 el pasaje de dunas sobre los *draas*.	La más alta tasa de agradación eólica. Baja participación de interdunas.
Campos de dunas dominados por macroformas bidimensionales	DC1, DC3 (característicos) DC2 (frecuentes) Superficies de orden 4 limitan la base de trenes de dunas formadas en condiciones similares y de orden 3 el pasaje de sucesivos trenes de dunas.	Desarrollo dominante de *sets* tabulares, variable participación de interdunas
Campos de dunas dominados por macroformas tridimensionales	DCS (característico) DC2 y DC3 (frecuentes) Superficies de orden 4 limitan la base de trenes de dunas formadas en condiciones similares y de orden 3 el pasaje de sucesivos trenes de dunas.	Desarrollo dominante de *sets* en artesa o acuñados, variable participación de interdunas
Mantos eólicos con alta tasa de agradación	MA (característico) MF (frecuente) DC1,DC2 o DC3 o DCS (pueden aparecen como *sets* aislados) Superficies de orden 3 truncan intervalos de crecimiento del manto eólico y períodos de intensa deflación, aunque éstos últimos no son muy frecuentes.	Señalan etapas de construcción del campo eólico o constituyen facies marginales de campos de dunas en agradación.
Mantos eólicos con baja tasa de agradación	MA (característico) MF (frecuente) Superficies de orden 3 truncan intervalos de crecimiento del manto eólico yperíodos de intensa deflación, éstos últimos relativamente frecuentes.	Señalan etapas de degradación del campo eólico o constituyen facies marginales de campos de dunas en degradación.
Ambiente de interacción eólica-fluvial	MA + un término fluvial (característico) MF (frecuente) Superficies de erosión fluvial truncan depósitos eólicos que muestran internamente superficies de orden 3	Sectores marginales del campo eólico, o zonas sujetas a desertificación.
Depósitos de margen de valle	Asociados a frentes monteñosos (característico) Depósitos de rampa, MA y MF (frecuentes)	Indican zonas marginales a campos eólicos de valle

Figura 11.1. Características de los ambientes depositacionales eólicos intermontanos estudiados en esta Tesis.

11.1.1. Campos de dunas dominados por megaformas

Este ambiente representa campos de dunas altamente constructivos y corresponde a las mayores tasas de agradación de los sistemas eólicos intermontanos.

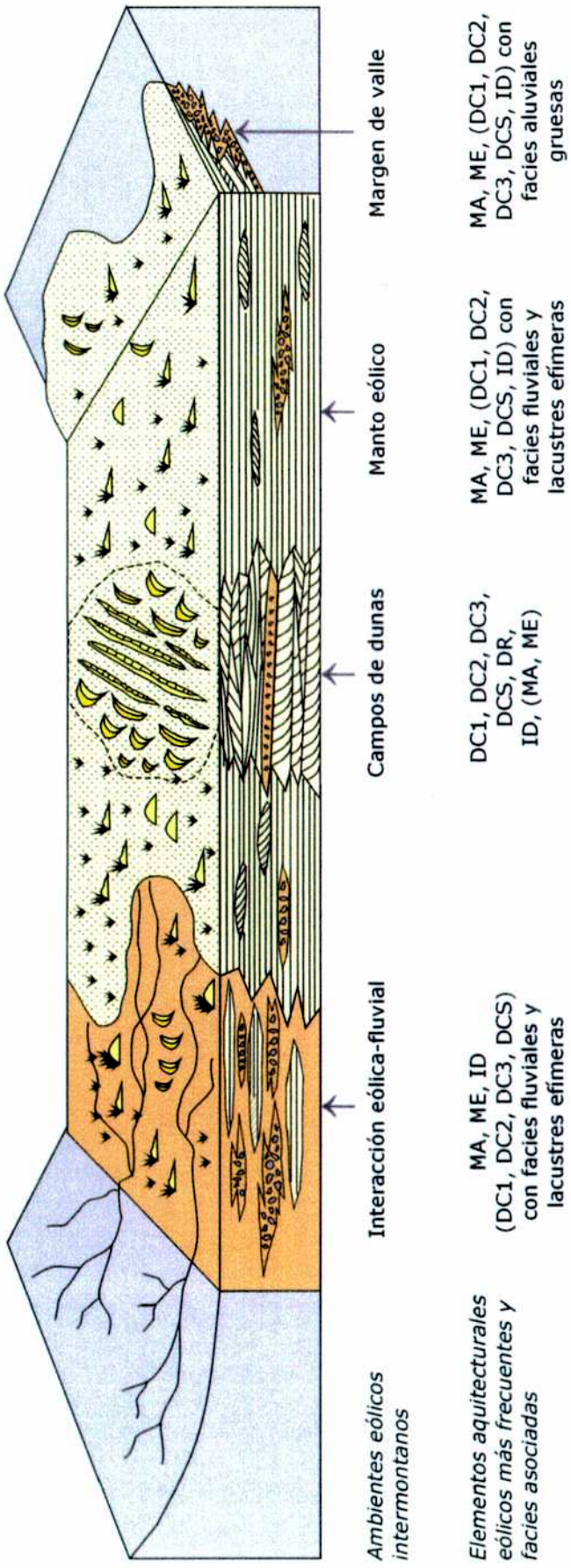


Figura 11.2. Representación esquemática de los diferentes ambientes depositacionales identificados en esta Tesis. Se consignan además los principales elementos arquitecturales identificados en cada caso, entre paréntesis se indican los menos frecuentes.

Se encuentran dominados por megaformas eólicas (*draas*) y distintos tipos de dunas. Su formación se produce cuando, durante un tiempo suficientemente prolongado (varios miles de años según Wilson, 1973), persisten condiciones de alta disponibilidad y provisión de sedimentos arenosos.

La característica distintiva de los sistemas de dunas altamente constructivos es la existencia de megaformas eólicas, ya sea de sinuosidad baja (*draas*) o alta (*ákles*), las que frecuentemente muestran distintos tipos de dunas superpuestas (dunas compuestas o complejas de McKee, 1979). Un buen ejemplo de este tipo de ambiente es el que caracteriza la mayor parte del campo eólico de Médanos Grandes y, en secuencias antiguas, el que conforma la asociación de facies II de la Formación Vallecito.

En el primer caso, ya se ha descripto no sólo la existencia de *draas*, sino también de, al menos, dos generaciones de estas megaformas, sobre las que, a su vez, migran dunas de menor porte (Fig. 6.10). Con respecto a esto último, es menester destacar que no siempre las dunas muestran directa relación genética con los *draas* a los que se sobreimponen. Así por ejemplo, en la unidad geomórfica 1 las dunas se disponen sobre la cara de barlovento de los *draas*, siendo aproximadamente paralela la orientación de las crestas de dunas y *draas* (Fig. 6.11). En este caso, se interpreta una estrecha relación genética entre ambas unidades geomórficas. En cambio, en la UG 2 las dunas sobreimpuestas muestran una orientación oblicua a las crestas de los *draas*, por lo que se las ha interpretado como originadas posteriormente y, por lo tanto, no relacionadas genéticamente (Fig. 6.12). De lo dicho, se desprende que en secuencias antiguas pueden ocurrir dispersiones altas en los valores de paleocorrientes, que reflejan las vicisitudes por las que atravesado el campo eólico durante su evolución. Un ejemplo de lo señalado podría observarse en la segunda recurrencia de la asociación de facies II aflorante en el perfil de la Ciénaga del Vallecito. Allí, el alto valor de dispersión de las paleocorrientes (Fig. 8.55) sugeriría un carácter complejo para el campo eólico correspondiente a este intervalo estratigráfico.

El análisis de las eolianitas de la Formación Vallecito permite mejorar los criterios de identificación de este tipo de ambiente en el registro geológico. En primer lugar, y correlativamente con la existencia de *draas*, es un rasgo diagnóstico la

presencia de *sets* entrecruzados de escala gigante (hasta 20 metros de espesor, Figs. 8.18 y 8.19). Por otro lado, es frecuente la existencia de superficies limitantes de orden 5, caracterizadas por su gran persistencia lateral y geometría plana. Finalmente, es también común la superposición de *sets* entrecruzados de menor porte, limitados por superficies de orden 4, que pueden ser interpretados como debidos al pasaje de sucesivos trenes de dunas sobre la superficie de los *draas* (Fig. 8.26). Como un rasgo complementario, puede citarse el limitado desarrollo de depósitos de interdunas, los que son más frecuentes en el caso de campos de dunas dominados por macroformas bi o tridimensionales.

De las evidencias reunidas en esta Tesis es posible deducir dos tipos de depósitos formados por la migración de *draas* (Fig. 11.3). En el primer caso (A en la Fig. 11.3, véase también Havholm y Kocurek, 1988 y Mountney y Howell, 2000), el alto ángulo de inclinación de la cara de sotavento no permitiría la migración de dunas sobre ella, por lo que estas macroformas migran sólo sobre la cara de barlovento de los *draas*. Como consecuencia, el depósito resultante estará compuesto por *sets* gigantes de estratificación entrecruzada, cuyas capas frontales pueden presentar depósitos de avalanchas bien desarrollados, o, por el contrario, estar dominados por procesos de caída de grano y migración de óndulas. Ambas situaciones pueden ser reconocidas en el caso de la Formación Vallecito, donde los *sets* basales de la asociación de facies II, en los perfiles de la quebrada de La Flecha y Ciénaga del

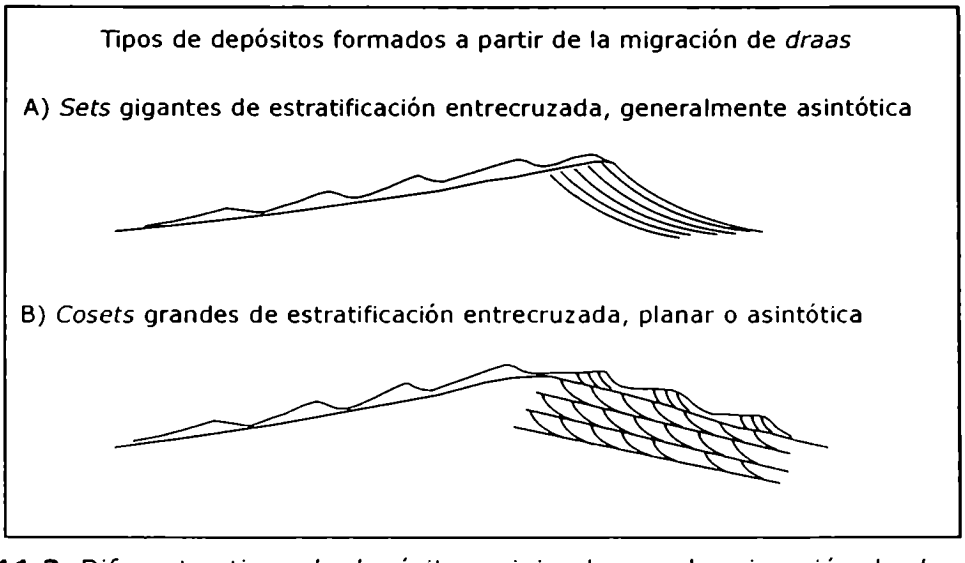


Figura 11.3. Diferentes tipos de depósitos originados por la migración de *draas*, según el ángulo de su cara de sotavento sea alto (caso A) o bajo (caso B).

Vallecito, muestran capas frontales preferentemente asintóticas a la base de los *sets* y con escasas evidencias de depósitos de flujo de grano (Figs. 8.18, 8.21 y 8.22). Por el contrario, hacia la parte media y techo de la asociación de facies II en el perfil de la quebrada de La Flecha, existen claras evidencias de depósitos de avalancha, que incluso han producido el deslizamiento masivo de parte de la cara de sotavento y las estructuras de deformación y las brechas ya descriptas (Figs. 8.23 y 8.24)

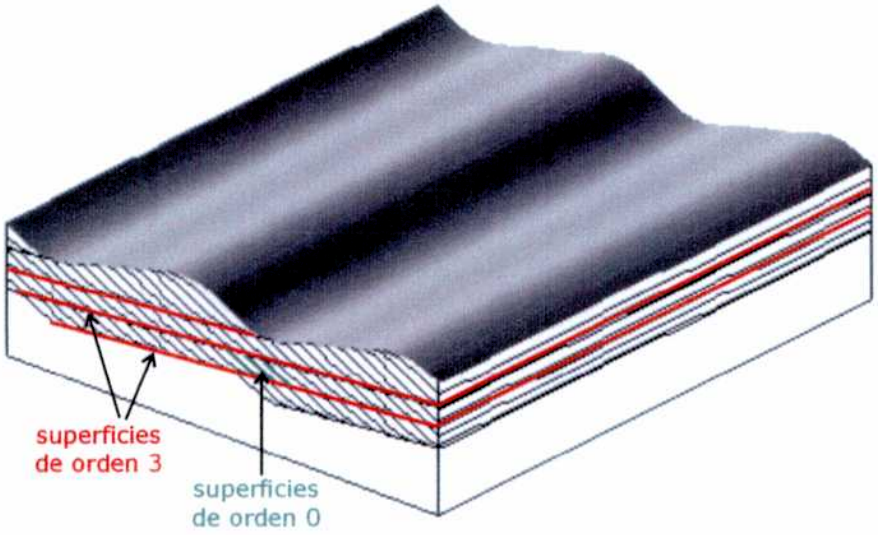
Una situación diferente ocurre cuando los *draas* poseen caras de sotavento más tendidas que permiten la migración de dunas a lo largo de toda su extensión (B en la Fig. 11.3). Obsérvese como, en este caso, la identificación de los *draas* no sería tan simple, ya que el descenso de sucesivos trenes de dunas genera *cosets* de estratificación entrecruzada similares a aquellos formados por la migración de dunas simples (c.f. *compound crossbedding* de Rubin y Hunter, 1983). En este caso entonces, la correcta identificación de los *draas*, depende del reconocimiento de superficies limitantes de orden 5 que señalan el ascenso de las sucesivas megaformas.

11.1.2. Campos de dunas dominados por macroformas bidimensionales

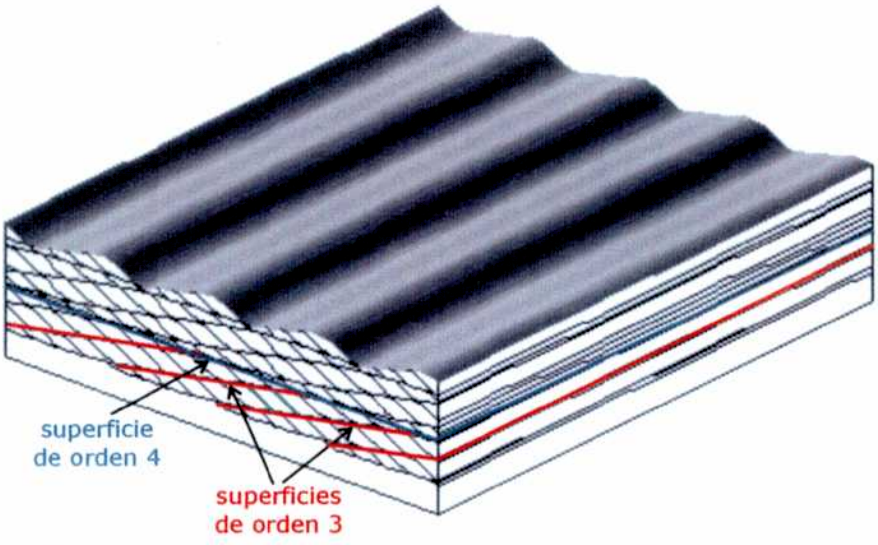
Bajo condiciones de menor tasa de agradación que las correspondientes a los campos eólicos con *draas*, o bien cuando no existe un espesor suficiente de arena para el desarrollo de éstas megaformas, se produce la formación de campos de dunas simples (Fig. 11.1).

En el caso de los campos de dunas dominados por formas de crestas rectas o ligeramente sinuosas (como ocurre en el campo eólico de Lomas de La Estancia, Fig. 6.3), el crecimiento vertical del campo eólico se produce por el sucesivo ascenso de trenes de dunas. De esta forma, se origina un apilamiento vertical de *sets* entrecruzados dominantemente tabulares, como por ejemplo pudo observarse en la asociación de facies VI de la Formación Vallecito (perfil de la quebrada de La Flecha). En ella predominan los elementos arquitecturales DC1 y DC3, separados por superficies limitantes de orden 3 y 4 (Fig. 8.53), las que como se ha dicho indican variaciones menores en la geometría de las dunas.

En el caso de que las dunas muestren un ángulo de ascenso más o menos constante, los sucesivos estratos entrecruzados se encuentran separados por superficies de orden 3. Esta situación se encuentra ilustrada en la figura 11.4a, donde puede observarse un esquema (obtenido a partir de simulaciones por computadora por Rubin, 1987) de las estructuras generadas por la migración de dunas crecientes de crestas rectas. Allí, se advierte como las superficies limitantes de los *sets*



a) Migración de dunas crecientes de crestas rectas, con ángulo de ascenso mayormente constante



b) Migración de dunas crecientes de crestas rectas, con variaciones en el ángulo de ascenso

Figura 11.4. Geometría de los *sets* entrecruzados resultantes de la migración de dunas crecientes de crestas rectas, según muestren o no variaciones en el ángulo de ascenso (modificado de Rubin, 1987).

resultan paralelas o subparalelas y todas muestran una jeraquía similar.

En cambio, cuando el campo eólico experimenta cambios mayores en la provisión de arena o en la velocidad de migración de las dunas, se generan superficies de orden 4 debido a la modificación del ángulo de ascenso. La figura 11.4b ilustra en forma esquemática la geometría del depósito resultante debido a las condiciones arriba descriptas (Rubin, 1987). Así, superficies de orden 4 separan *cosets* de estratificación entrecruzada formados bajo regímenes distintos, pero en los que no ha cambiado básicamente el tipo de dunas. Además, en estos casos, y a una escala menor de observación, es muy frecuente el desarrollo de estratificación entrecruzada festoneada, en donde superficies de orden 2 indican cortos períodos de erosión vinculados a cambios en la geometría o velocidad de migración de las dunas (Fig. 11.5; Rubin, 1987).

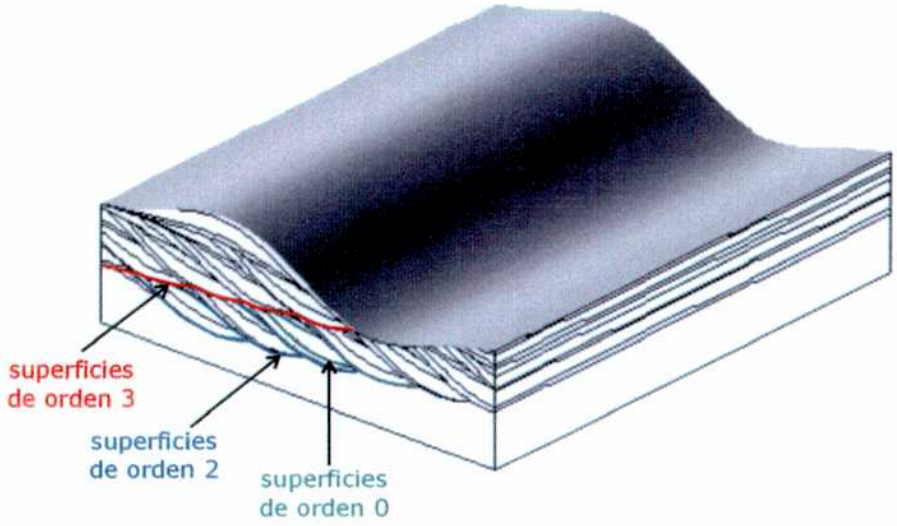


Figura 11.5. Formación de estratificación entrecruzada festoneada debido a la migración de dunas que sufren periódicas modificaciones en su velocidad o geometría. Obsérvese como superficies de orden 2 limitan sub*sets* e indican cortos períodos de erosión (modificado de Rubin, 1987).

11.1.3. Campos de dunas dominados por macroformas tridimensionales

Este tipo de ambientes se desarrolla bajo condiciones similares a las señaladas en la sección precedente, pero en este caso predominan dunas de crestas sinuosas a ligeramente sinuosas (Fig. 11.1). Estas acumulaciones determinan la existencia de *sets* de estratificación entrecruzada en artesa (litofacies Ste) y acu-

ñados, que corresponden a los depósitos de la asociación de facies III de la Formación Vallecito. Las artesas, que pueden ser vistas como tales sólo en secciones perpendiculares a la dirección de vientos predominantes, caracterizan típicamente al elemento arquitectural DCS (Fig. 8.29). Cuando no se dispone de este tipo de secciones, la individualización de artesas debe efectuarse teniendo en cuenta los siguientes elementos de juicio: 1) los *sets* en secciones no perpendiculares a la dirección de migración resultan acuñados, 2) el diseño en zigzag es frecuente, 3) las capas frontales son mayormente asintóticas y 4) las superficies limitantes de *sets* (orden 3) resultan con frecuencia cóncavas hacia arriba. En la figura 11.6 puede observarse como, en una sección perpendicular al flujo, las artesas son claramente visibles, como así también el diseño en zigzag, que resulta de gran ayuda cuando el gran porte de éstas dificulta su identificación como tales. Por el contrario, en sección paralela a los vientos predominan los *sets* de estratificación entrecruzada acuñados y en ocaciones las capas arqueadas (Fig. 8.30).

Cuando las dunas no presentan una sinuosidad elevada domina el elemento arquitectural DC2 (véase Fig.8.28). En estos casos, las artesas son escasas o apa-

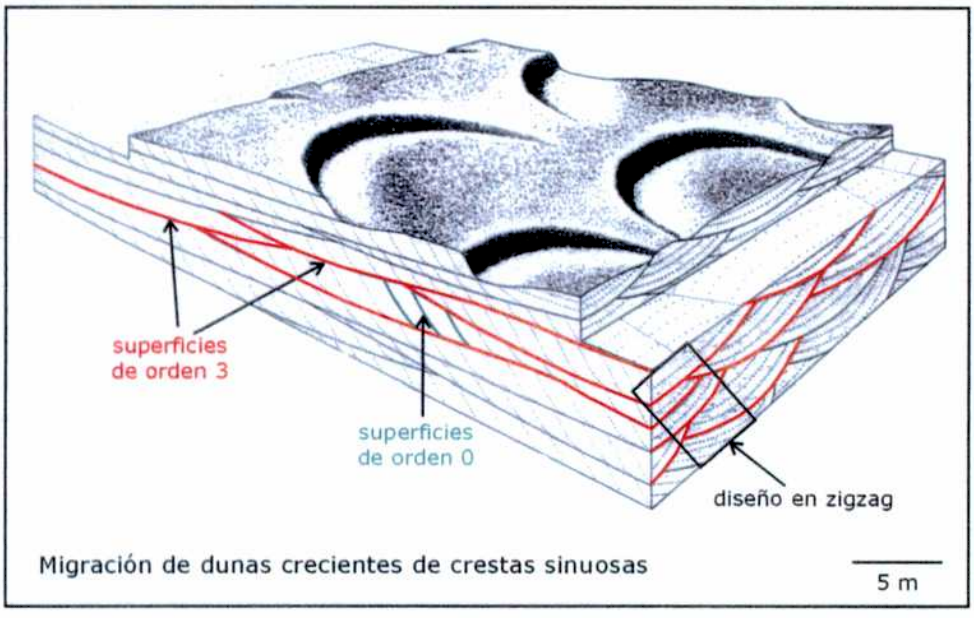


Figura 11.6. Generación de estratificación entrecruzada en artesa debido a la migración de dunas crecientes de crestas sinuosas. Nótese como las artesas pueden ser claramente advertidas sólo en un plano perpendicular a la migración de las dunas. En cualquier otra sección su identificación depende de los criterios señalados en el texto (modificado de Rubin, 1987).

recen pobremente definidas (incluso en planos perpendiculares a la dirección de vientos dominantes), aunque es muy frecuente el acuñamiento de los *sets* y la existencia de superficies limitantes de *sets* cóncavas hacia arriba.

En algunos casos, las secuencias antiguas correspondientes a campos de dunas suelen presentar un registro complejo, en el que alternan paquetes decamétricos dominados por los elementos arquitecturales DCS (dunas sinuosas) y DC2 (dunas ligeramente sinuosas), con otros en los que predominan los elementos DC1 y DC3 (dunas de baja sinuosidad). Ambos conjuntos se encuentran limitados por superficies planas y extensas de orden 4 o superior. Este tipo de disposición indica que durante el desarrollo del campo de dunas se produjeron reiteradas modificaciones en la morfología de los cuerpos de arena cuyo origen, casi invariablemente alocíclico, debe ser analizado en cada caso. En este sentido, Wasson y Hyde (1983) han mostrado como una mayor variabilidad en la dirección de vientos y menor espesor de arena favorece la formación de dunas sinuosas frente a dunas de crestas rectas.

11.1.4. Mantos eólicos con alta tasa de agradación

Las acumulaciones de mantos eólicos caracterizados por altas tasas de agradación, son frecuentes en las etapas iniciales de desertificación y formación de grandes desiertos, cuando la provisión y disponibilidad de arena son elevadas (Fig. 11.1). De la misma forma, este ambiente es también común en sectores periféricos de los campos de dunas.

El elemento arquitectural de mantos de arena (MA) es el dominante e incluye principalmente a las litofacies Shm, Slm, Shg y Slg, formadas en su mayor parte por la migración de diferentes tipos de óndulas eólicas. En este sentido, el análisis de secuencias actuales y antiguas ha permitido reconocer dos tipos mayores de laminaciones horizontales o de bajo ángulo (Fig. 11.7, compárese con Fig. 7.1)). Por un lado, las que desarrollan láminas relativamente gruesas (hasta 1 cm), casi invariablemente dominadas por arenas medianas a gruesas, generalmente bimodales y con gradación inversa de intralámina megascópicamente visible. En contraposición, aparecen también laminaciones delgadas, mayormente formadas por arenas finas y muy finas, que, con frecuencia no muestran gradación inversa a escala

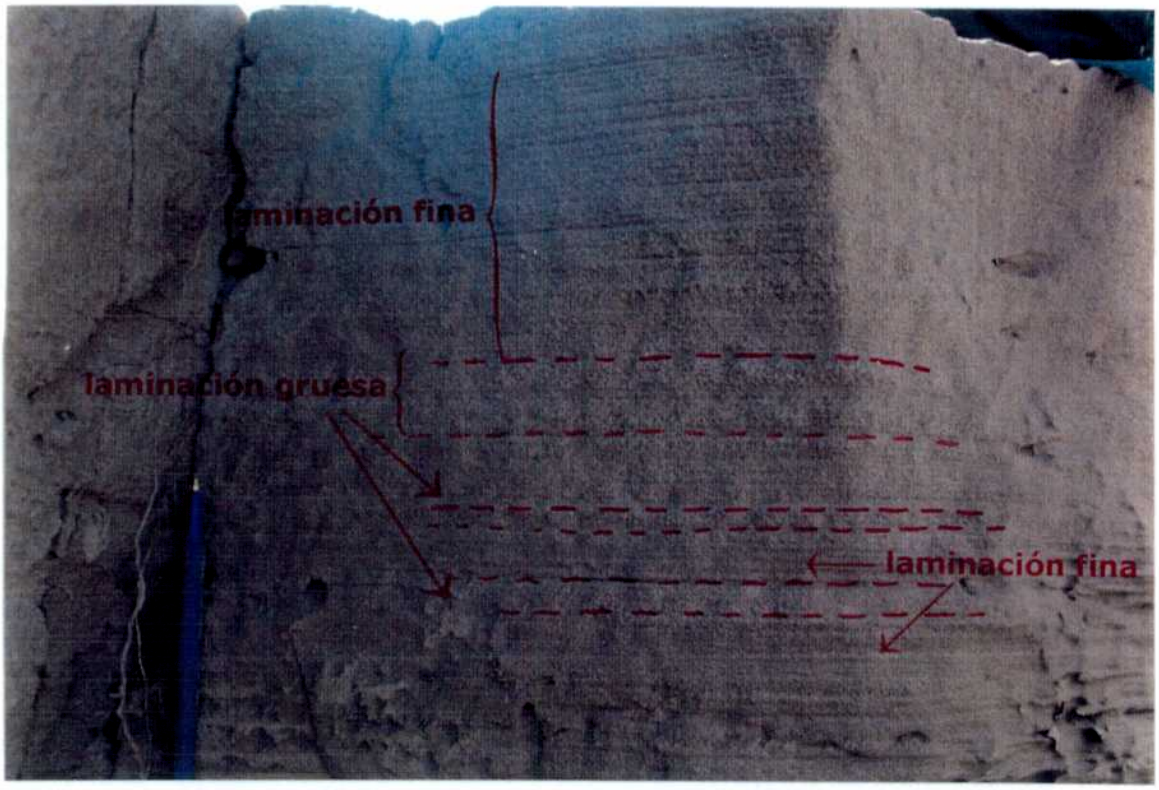


Figura 11.7. Aspecto de las areniscas eólicas con laminaciones horizontales gruesas y finas, interpretadas como producto de la migración de óndulas de impacto-reptaje e impacto-proyección, respectivamente. Depósitos de interacción eólica-fluvial del valle del río Guandacol.

megascópica, aunque sí en muchos casos microscópica (p.e. en Fig. 10.17). Depósitos actuales correspondientes a ambos tipos de laminación pueden observarse en la figura 11.7, que ilustra depósitos de diferentes tipos de óndulas eólicas. De esta forma, y basándose en los resultados obtenidos de los estudios texturales de óndulas actuales y depósitos antiguos (secciones 5.1.3 y 10.1.2), aquí se interpreta que el tipo de laminación gruesa, formada por arenas de mayor tamaño de grano y carácter bimodal, correspondería a la migración de óndulas de impacto-reptaje. Por el contrario, las laminaciones finas, mayormente unimodales y sin micrograda ción evidente, resultarían más probablemente de la migración de óndulas de impacto-proyección. Esta diferencia en el tipo de laminación no sólo ha sido observada en acumulaciones actuales o subactuales, sino también en la asociación de facies II (manto eólico) de la Formación Vallecito (Fig. 7.1) y en los depósitos de interacción eólica-fluvial de la Formación Vinchina (Fig. 9.10). Así, la figura 11.7 muestra el apilamiento de *sets* delgados (separados por superficies de orden 1) de los dos

tipos de laminación arriba discutidos. Esta disposición recuerda a las secuencias de varves eólicos descriptos por varios autores, los que no necesariamente reflejan la alternancia de vientos fuertes y débiles, sino períodos en los que el crecimiento del manto eólico se produjo por la migración de distintos tipos de óndulas.

Otro elemento arquitectural frecuente en este tipo de depósito lo constituye el elemento MF (mesoformas eólicas), que refleja la existencia de *zibars* o *gozes* desperdigados en el manto eólico. Este tipo de elemento arquitectural puede ser reconocido por la presencia de abundante laminación entrecruzada de bajo ángulo (litofacies Slm y Slg) y el desarrollo de superficies limitantes de orden 4, en ocasiones convexas hacia arriba, que reflejan parcialmente la geometría de la forma de lecho.

Pero, probablemente, el elemento más importante para la discriminación de mantos eólicos con alta tasa de agradación es la presencia de *sets* aislados de estratificación entrecruzada, que indican el desarrollo de protodunas y pequeñas dunas aisladas. Así mismo, debe también destacarse que, aunque aparecen superficies de orden 2 señalando períodos de deflación, éstas no son frecuentes, o al menos no presentan una geometría que indique el frecuente desarrollo de hoyos de voladura de gran porte.

La asociación de facies I de la Formación Vallecito en el perfil de la quebrada de La Flecha, es un buen ejemplo de este tipo de acumulaciones en secuencias antiguas. Mientras que la unidad geomórfica 5, periférica al campo de dunas de Médanos Grandes (véase sección 6.2.1), puede considerarse un ejemplo actual de mantos eólicos en agradación. En lo que corresponde a la Formación Vallecito en el perfil de La Flecha, como ya fue señalado predominan los elementos MA y MF, con esporádicos *sets* aislados de laminación entrecruzada (Fig. 8.14) que representan acumulaciones de protodunas o dunas aisladas. Si bien existen algunas superficies de deflación (Fig. 8.13), éstas son generalmente de baja jerarquía y corresponden a pequeños hoyos (limitados por superficies de orden 2) que, en el caso de la quebrada de La Flecha, se asocian a cambios en el tipo de micro o mesoforma de lecho (óndulas, *zibars*, *gozes*).

En lo que hace al campo eólico de Médanos Grandes, es interesante destacar la presencia de grandes hoyos de voladura en las áreas de dunas y *draas* (unidad

geomórfica 3), los que no son tan frecuentes en el manto eólico. Lo dicho sugiere que, mientras el campo de dunas muestra evidencias de algún grado de degradación, el manto eólico parece continuar en una fase constructiva.

11.1.5. Mantos eólicos con baja tasa de agradación

Se propone aquí la denominación de campos eólicos con baja tasa de agradación, para incluir aquellos mantos de arena desarrollados durante períodos de parcial degradación del campo eólico, los que se caracterizan por: 1) elevada participación de niveles de deflación, expresados en secuencias modernas por hoyos de voladura extendidos y en el registro geológico por superficies limitantes de moderado relieve relativo (orden 3) asociadas a areniscas masivas bimodales (litofacies Smb), 2) escasa participación de depósitos con laminación entrecruzada que indican el desarrollo de protodunas o dunas aisladas, 3) acumulaciones en forma de «domo» en ambientes modernos (Fig. 6.39), que evidencian la degradación de dunas formadas durante períodos de mayor depositación eólica, y 4) asociación, tanto vertical como lateral, con depósitos fluviales o de interacción eólica-fluvial (Fig. 8.15). En la figura 11.8 se sintetizan las principales diferencias observadas entre los mantos eólicos de baja y alta tasa de agradación.

Manto eólico con alta tasa de agradación	**Manto eólico con baja tasa de agradación**
1) Mantos de arena con frecuente presencia de sombras de arena, *zibars*, *gozes*, protodunas y pequeñas dunas.	1) Mantos de arena con frecuente presencia de sombras de arena y ocacionales *zibars* y *gozes*. Protodunas y dunas mayormente degradadas o ausentes
2) dominio de los elementos arquitecturales MA y MF, con significativa participación de delgados y aislados paquetes de DC1, DC2, DC3, DCS.	2) dominio del elemento arquitectural MA con discreta participación de paquetes de MF y muy escasos o ausentes niveles de DC1, DC2, DC3, DCS.
3) moderada a discreta presencia de superficies de deflación de escaso relieve relativo.	3) moderada a importante participación de superficies de deflación asociadas a hoyos de voladura.
4) asociación vertical y lateral con depósitos de campos de dunas. En menor medida con depósitos de interacción eólica-fluvial.	4) asociación vertical y lateral con depósitos fluviales o de interacción eólica-fluvial.

Figura 11.8. Principales diferencias entre los ambientes de mantos eólicos con altas y bajas tasas de agradación, en secuencias antiguas y ambientes actuales.

El Campo de Talampaya (sección 6.4) es probablemente un ejemplo del ambiente de manto eólico con baja tasa de agradación, donde predominan los mantos de arena tapizados por óndulas y con escaso desarrollo de geoformas eólicas mayores. En ocasiones aparecen sombras de arena, *zibars* y, aisladamente, acumulaciones con forma de domo (Fig. 6.39), interpretadas como producto de la degradación de antiguas dunas. En este caso, además, es clara la asociación con el ambiente de interacción eólica-fluvial siendo el pasaje entre ambos de naturaleza transicional (Fig. 6.37).

Por otro lado, la asociación de facies I de la Formación Vallecito en el perfil de las nacientes del río Guandacol puede ser considerada un equivalente antiguo de este tipo de ambiente. Conformando el techo de la unidad, aparece un persistente y delgado depósito de manto eólico que cubre en forma neta a las secuencias de dunas incluidas en la asociación de facies III (Figs. 8.7 y 8.15). Este abrupto cambio indicaría el comienzo de la degradación del campo eólico, lo que de alguna manera es avalado por la reiterada presencia de superficies de deflación (Fig. 8.16), la falta de *sets* entrecruzados y la asociación vertical con secuencias fluviales.

11.1.6. Ambiente de interacción eólica-fluvial

El ambiente de interacción eólica-fluvial ha sido escasamente estudiado en secuencias antiguas y actuales (Glennie, 1970; Middleton y Blakey, 1983; Langford, 1989; Langford y Chan, 1988 y 1989; Jones y Blakey, 1997; Harrison y Yair, 1998; Newell, 2001), aunque la importancia de la acción eólica sobre los canales efímeros es evidente. El ambiente de interacción se caracteriza por la existencia de dos términos, uno fluvial de mayor granulometría y menor selección, y uno eólico, invariablemente arenoso y mejor seleccionado. La identificación de los depósitos de interacción depende de la correcta interpretación del término eólico. En este sentido, los criterios diagnósticos que permiten discrimir a las areniscas eólicas son: 1) frecuente presencia de laminaciones horizontales o entrecruzadas de bajo ángulo, que muestran gradación inversa de intralámina (Fig. 9.13), 2) presencia de areniscas muy bien seleccionadas conformando *sets* entrecruzados finamente laminados (Fig. 8.47), en algunos casos con gradación inversa de intralámina, y con

frecuencia directamente sobrepuestos a los depósitos de canal, 3) escaso contenido de matriz y muy baja proporción de clastos mayores a 2 milímetros (Fig. 10.32), 4) carácter friable y poroso de las areniscas (Fig. 10.34) y 5) falta de superficies de erosión en el intervalo eólico. La mayor parte de los rasgos descriptos, han sido deducidos a partir de las observaciones realizadas en el valle del río Guandacol, donde la participación eólica está claramente expuesta (véase sección 6.3), así como también en determinados intervalos estratigráficos de las Formaciones Vallecito (sección 8.6.5) y Vinchina (capítulo 9).

En la asociación de facies V de la Formación Vallecito la presencia de *sets* entrecruzados finamente laminados, la gradación inversa de intralámina y la buena selección de las areniscas permitieron la discriminación del intervalo eólico. A estos rasgos se suma la frecuente presencia de areniscas bimodales, carentes de matriz y de individuos mayores a 2 mm (litofacies Smb, Shb), donde cada una de las modas exhibe individualmente muy buena selección (Fig. 8.46).

La estrecha relación que muestran estos depósitos de interacción con facies lacustres efímeras es muy frecuente (véase 8.6.5), debido a que los cuerpos de dunas endican reiteradamente los cursos fluviales efímeros (Langford y Chan, 1989; Jones y Blakey, 1997)

Por su parte, en los tramos examinados de la Formación Vinchina es mucho menor la participación de *sets* entrecruzados en el intervalo eólico, pero es conspicua la presencia de areniscas con laminación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo y la gradación inversa de intralámina (Fig. 9.10 y 9.13). Estas rocas con delicada estratificación cubren de forma abrupta y neta a conglomerados intraformacionales y areniscas principalmente masivas de origen fluvial. Como ya ha sido señalado por Kocurek y Nielson (1986) y Langford (1989), los depósitos de interacción se presentan con frecuencia como facies de manto eólico, debido a la periódica destrucción de dunas y protodunas durante las avenidas fluviales.

11.1.7. Ambiente de margen de valle

Depósitos correspondientes a márgenes de valles no fueron identificados en las Formaciones Vallecito y Vinchina estudiadas en esta Tesis, aunque sí observa-

dos en uno de los valles intermontanos examinados (véase sección 6.5). De esta forma, los depósitos arenosos de la ladera occidental de la Sierra de Los Tarjados claramente muestran las características de este tipo de acumulación eólica. En particular, la sobreimposición de areniscas eólicas sobre un fuerte relieve, correspondiente a un antiguo margen de valle, es el único elemento inequívoco que permitiría su identificación en secuencias antiguas. Además, la estrecha interrelación entre depósitos de talud, muy mal seleccionados, y areniscas eólicas podría indicar la existencia de acumulaciones de rampa, las que como se ha visto en la sección 6.5 son características del ambiente de margen de valle.

11.2. El modelo de megaescala

Para analizar la evolución del sistema eólico intermontano deben tenerse en cuenta las tres etapas que involucran la formación de una secuencia de eolianitas: 1) construcción de un campo eólico, 2) acumulación de un cuerpo de roca y 3) preservación de los depósitos acumulados. Para una revisión de estos tópicos véase Kocurek (1999). Cada una de estas fases será brevemente discutida a continuación.

Construcción de un campo eólico

Según Kocurek y Lancaster (1999) la construcción de un campo de dunas es función de tres elementos principales: 1) aporte de sedimento, 2) disponibilidad de este sedimento y 3) capacidad de transporte del viento, los que en conjunto determinan el estado del sedimento (*sediment state*).

El aporte de sedimento (*sediment supply*) se refiere al volumen de partículas, de tamaño de grano adecuado, suministradas para ser transportadas por el viento. El sedimento puede provenir de la deflación de masas rocosas, aunque en su inmensa mayoría los campos de dunas se originan a partir de sedimentos depositados previamente, en sistemas fluviales, costeros y lacustres. Por su parte, la ubicación del área fuente con respecto al sistema eólico puede ser externa, como en el caso de la deflación de planicies aluviales, o interna, por canibalización de depósitos eólicos previos (Kocurek y Lancaster, 1999).

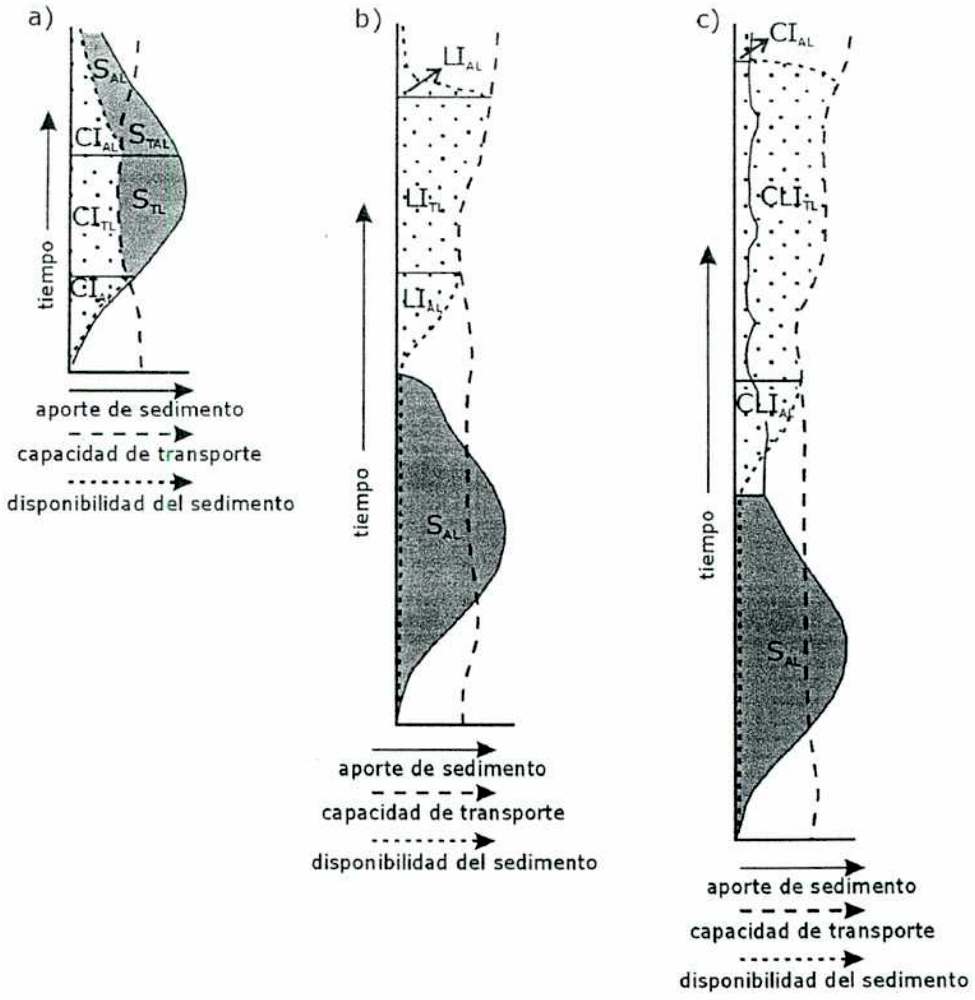
La disponibilidad del sedimento (*sediment availability*) consiste en la suceptibilidad de los granos a ser tomados por el viento, siendo los principales factores que lo inhiben la humedad del substrato, la existencia de coberturas pelíticas, de depósitos de grano grueso, la cementación superficial y la presencia de vetegación.

Finalmente, la capacidad de transporte del viento depende, principalmente, del poder del flujo (que puede aproximarse a su velocidad), pero también de las características del sedimento y de la naturaleza del substrato (Kocurek *et al.*, 1992; Kocurek y Lancaster, 1999).

El elemento que relaciona directamente el aporte, la disponibilidad y la capacidad de transporte es el nivel de saturación en sedimento que posee el viento. Éste tiene una capacidad de transporte potencial (q_p) que, en reglas generales, se alcanza en pocos segundos sobre una superficie de arena con muy buena disponibilidad (arena bien seleccionada, seca y suelta, Anderson y Haff, 1988). Sin embargo, cuando la disponibilidad es menor, el flujo tarda más tiempo en alcanzar su capacidad de transporte máxima y mientras esto sucede es, al menos potencialmente, erosivo. La saturación del flujo está determinada entonces por la relación q_a/q_p, siendo q_a la tasa de transporte verdadera y q_p la potencial. Obsérvese que q_a depende de la disponibilidad y el aporte de sedimento (Kocurek y Havholm, 1993; Kocurek y Lancaster, 1999).

Según Kocurek y Lancaster (1999), la variación del aporte de sedimento, disponibilidad y capacidad de transporte a través del tiempo, definen nueve posibles estados del sedimento de un sistema eólico, que se muestran en la figura 11.9. Así por ejemplo, la disposición del sedimento a ser transportado por el viento puede ser contemporánea a su entrada al sistema eólico (CI en la Fig. 11.9) o bien el mismo puede ser almacenado (*stored,* S) en otros ambientes. Si estos sedimentos previamente depositados, son luego deflacionados constituyen un flujo retardado (*lagged influx*, LI) hacia el campo eólico, al que a su vez se le puede sumar un aporte de sedimento contemporáneo (CLI).

El aporte contemporáneo de sedimento al sistema eólico puede estar limitado por la disponibilidad de la arena a ser incorporada al flujo (CI_{AL}) o bien por la capacidad de transporte (CI_{TL}, véase Fig. 11.9). En el primer caso, el viento estará subsaturado ($q_a<q_p$), mientras que en el segundo se trata de flujos saturados ($q_a=q_p$).



S_{AL} = Sedimento almacenado (limitado por la disponibilidad)
S_{TL} = Sedimento almacenado (limitado por la capacidad de transporte)
S_{TAL} = Sedimento almacenado (limitado por la disponibilidad y por la capacidad de transporte)
CI_{AL} = FLujo de sedimento contemporáneo (limitado por la disponibilidad)
CI_{TL} = Flujo de sedimento contemporáneo (limitado por la capacidad de transporte)
LI_{AL} = Flujo de sedimento retardado (limitado por la disponibilidad)
LI_{TL} = Flujo de sedimento retardado (limitado por la capacidad de transporte)
CLI_{TL} = Flujo de sedimento contemporáneo y retardado (limitado por la capacidad de transporte)
CLI_{AL} = Flujo de sedimento contemporáneo y retardado (limitado por la disponibilidad)

Figura 11.9. Nueve posibles estados del sedimento de un sistema eólico en función de la variación del aporte de sedimento, disponibilidad y capacidad de transporte a través del tiempo (de Kocurek y Lancaster, 1999). Para más detalles véase el texto.

Con respecto a las distintas posibilidades de almacenamiento (S) de arena, puede estar controlado por la disponibilidad (S_{AL}), porque no exista suficiente ca-

pacidad de transporte (S_{TL}) o bien porque ocurran ambas cosas simultáneamente (S_{TAL}, véase Fig. 11.9). Que la capacidad de transporte esté limitada ($q_a=q_p$) significa que el sedimento está siendo aportado a una tasa mayor a la que puede ser incorporada al flujo.

Un flujo de sedimentos retardado limitado por el transporte (LI_{TL} en la Fig. 11.9), se produce por la deflación de un depósito previo bajo condiciones de flujo saturado, mientras que, si la disponibilidad se encuentra restringida (LI_{AL}), el flujo retardado será subsaturado ($q_a<q_p$).

Por último, se encuentran aquellos estados del sistema eólico donde el aporte de sedimento posee una componente contemporánea y otra que proviene de la deflación de depósitos previos (CLI en la Fig. 11.9). Éstos, al igual que los antes descriptos, pueden estar limitados por la capacidad de transporte del viento (CLI_{TL}) o bien por la disponibilidad (CLI_{AL}).

Como conclusión, puede señalarse que la formación de un campo eólico se producirá cuando exista un gran aporte de sedimento, disponible a ser transportado por un viento que posea suficiente capacidad de transporte (Kocurek, 1999).

Los factores alocíclicos que controlan el aporte de sedimento a un campo eólico son los eventos tectónicos, magmáticos, climáticos y eustáticos (Kocurek, 1999). Los levantamientos tectónicos no sólo generan un área fuente sino que, al incrementar las pendientes, promueven mayor erosión y transporte de sedimentos. El magmatismo actúa de dos formas distintas. Al igual que la tectónica, forma barreras topográficas, que con frecuencia producen la deflección de los vientos o súbitas pérdidas en su húmedad. Por otra parte, el volcanismo es un eficiente productor de detritos tamaño arena, suceptibles a ser trasportados a los campos eólicos.

La influencia del clima se manfiesta a través del poder de las corrientes fluviales, extensión de la cubierta vegetal y tasas de meteorización y erosión. Según algunos autores (Langbein y Schumm, 1985) el máximo aporte de sedimentos tamaño arena se produciría en la transición desde climas subhúmedos a semiáridos, donde la meteorización es todavía significativa y se produce un decaimiento en la cubierta vegetal. Un caso particular, lo constituye el efecto de los períodos glaciales, durante los cuales se genera un gran volumen de sedimentos formados por

molienda glacial. Estos materiales son, en muchos casos, fácilmente deflacionados por su gran disponibilidad, especialmente antes del desarrollo de una importante cubierta vegetal. Esto explica la generación de grandes mantos de arena y depósitos de eolianitas intermontanas durante períodos glaciales.

Por su parte, los cambios en el nivel del mar pueden también afectar los volumenes de sedimento disponibles. Así, las regresiones generan mayor volumen de detritos pero que son transportados a posiciones más distales con respecto a la línea de costa. Por el contrario, las transgresiones se asocian a menores aportes de sedimentos ubicadas en posiciones proximales a los sistemas eólicos costeros.

La disponibilidad de sedimento está directamente relacionada a las condiciones climáticas. Así, principlamente, la disponibilidad aumenta con la disminución de la extensión de la cubierta vegetal (en gran medida controlada por el clima). Además, los climas semiáridos favorecen que un mayor porcentaje de detritos se encuentren en condiciones de ser transportados por el viento, debido al descenso regional de la superficie freática y a la desecación y/o contracción de lagos. Sin embargo, la relación entre clima árido y alta disponibilidad no es siempre cierta, ya que estas condiciones climáticas también producen el desarrollo de pavimentos de bloques y cementaciones superficiales.

Finalmente, la capacidad de transporte del viento es función directa del clima y de la configuración topográfica de la cuenca.

Acumulación de un cuerpo de roca

Según Kocurek (1999) para que se produzca la acumulación de un cuerpo de roca se requieren ciertas condiciones que cumplan con el principio de continuidad. Para los sistemas de transporte de sedimentos este principio puede representarse mediante la ecuación de conservación de sedimento, definida por Middleton y Southard (1984) y Rubin y Hunter (1982):

$$dh/dt = -(dq_s/dx + dc/dt)$$

donde h es la altura de la superficie de acumulación, t el tiempo, q la tasa de transporte en la dirección x, y c la concentración de sedimento que esta siendo transportado (Fig. 11.10). Esta ecuación describe el comportamiento de la superficie depositacional a lo largo del tiempo, con respecto a los cambios espaciales en la

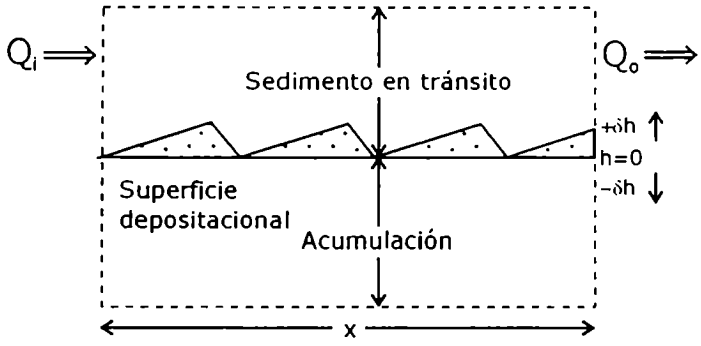


Figura 11.10. Esquema mostrando los elementos de la ecuación de conservación de sedimento en sistemas eólicos (modificado de Rubin y Hunter, 1982).

tasa de transporte y temporales en la concentración de sedimento (Kocurek y Havholm, 1993).

De esta forma, Kocurek y Havholm (1993), señalaron que para que exista acumulación (+dh/dt) se necesita un balance positivo entre la entraa y salida de sedimento (Q_i y Q_o en la Fig. 11.10), y que éste sea almacenado en el sistema eólico. Cuando el balance pasa a ser neutral o negativo, en lugar de haber acumulación se produce una superficie de tránsito (*bypass*) o erosión, respectivamente.

Mecánicamente, para que exista acumulación se requiere una disminución en la tasa de transporte a lo largo del sistema eólico y/o en la concentración de sedimento a lo largo del tiempo. Cuando el aporte es mayormente constante, la acumulación se produce mediante la desaceleración del viento (Kocurek y Lancaster, 1999). Básicamente, la desaceleración puede deberse a la expansión vertical del flujo dentro de cuencas topográficas, debido a patrones en la circulación atmosférica o a la presencia de barreras topográficas (Wilson, 1973; Fryberger y Ahlbrandt, 1979; Mainguet y Chemin, 1983).

Teniendo como base el concepto de conservación de sedimento, Kocurek y Havholm (1993) proponen tres tipos básicos de sistemas eólicos (secos, húmedos y estabilizados, Fig. 11.11), en los cuales actúan distintos procesos geológicos que favoren o no la acumulación de un cuerpo de roca.

Sistemas eólicos secos (*dry eolian systems*): Los sistemas eólicos secos son aquellos en los cuales la superficie freática se encuentra a una profundidad tal que no

ejerce ningún efecto estabilizante sobre el substrato. Por su parte, tampoco existen otros factores que disminuyan la disponibilidad del sedimento (Kocurek y Havholm, 1993).

Dentro de estos sistemas, y dependiendo de si el aporte de sedimentos es bajo o alto, pueden darse dos situaciones diferentes. Cuando el aporte de sedimento es extremadamente bajo, las dunas migran sobre una superficie pobre en arena, y, de esta forma, las interdunas constituyen extensas planicies (*interdune flats*). A medida que el aporte aumenta, las áreas de interduna van siendo paulatinamente eliminadas por el crecimiento de las dunas y sólo quedan las denominadas depresiones de interduna (*interdune depressions*).

En los sistemas secos la depositación, *bypass* y erosión local a lo largo del substrato depende únicamente de la configuración aerodinámica local, es decir del

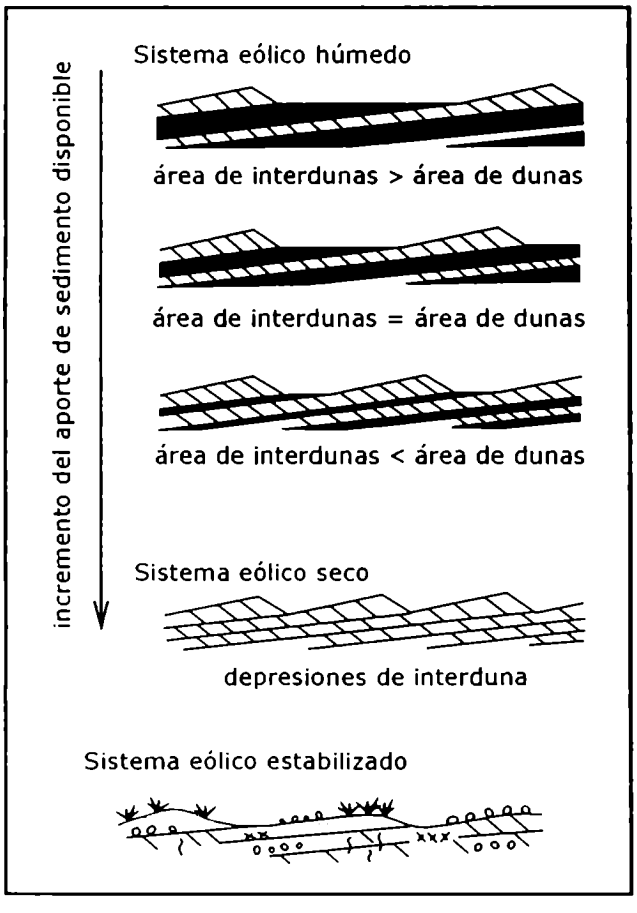


Figura 11.11. Síntesis de los tres tipos básicos de sistemas eólicos definidos por Kocurek y Havholm (1993). Se indica la participación de interdunas (en negro en la figura) en cada caso.

relieve dado por las formas de lecho allí presentes. De esta forma, para que se produzca acumulación el sedimento depositado en la cara de sotavento de las dunas no debe ser completamente erodado en la cara de barlovento.

Según fue sugerido por Wilson (1971) y Kocurek y Havholm (1993), la acumulación en sistemas secos es poco probable que empiece hasta que las planicies de interduna hayan sido eliminadas (Fig. 11.11), debido a que en estas áreas el mayor poder erosivo de los vientos tiende a remover la arena suelta y seca que no se encuentra estabilizada. Además, cuando las interdunas son más reducidas las caras de sotavento se hallan más cerca de las de barlovento y, por lo tanto, existe menos tiempo para que se produzca erosión durante la migración de las dunas. En concordancia con esto, y como fuera señalado por Hummel y Kocurek (1984), las acumulaciones de interdunas secas son poco comunes en el registro geológico.

Sistemas eólicos húmedos (*wet eolian systems*): En los sistema eólicos húmedos la superficie freática, o su zona de capilaridad, se encuentran en o muy cerca de la superficie depositacional. Debido a ello, en estos ambientes la sedimentación, *bypass* y erosión estarán controlados no sólo por el relieve de las dunas, sino también por el contenido de húmedad del substrato (Kocurek y Havholm, 1993).

Así mismo, los depósitos de interduna, que tendrán características de interdunas húmedas o mojadas (Ahlbrandt y Fryberger, 1981), tendrán menores posibilidades de ser deflacionados, al contrario de lo que sucede en los sistemas secos y, por lo tanto, se encontraran mejor representadas. Como puede verse en la figura 11.11, a medida que aumenta el aporte de sedimento disponible las áreas de interdunas se reducen, pasándose de sistemas húmedos con altos espesores de depósitos de interduna a otros con menores espesores, hasta los sistemas secos, donde prácticamente no existen facies de interduna.

Para que el sistema continúe siendo húmedo, durante la construcción del campo eólico es necesario que la superficie fréatica ascienda a un ritmo similar al de la tasa de depositación por el crecimiento de las dunas.

Sistemas eólicos estabilizados (*stabilized eolian systems*): Los sistemas eólicos estabilizados son aquellos en los cuales existe uno o más factores que estabilizan

parte de la superficie, ya sea de forma periódica como continua, mientras que el ambiente en su conjunto continúa siendo activo (Fig. 11.11; Kocurek y Havholm, 1993). Estos sistemas se asemejan a los arriba descriptos, donde la húmedad del substrato disminuye la disponibilidad del sedimento, pero aquí los factores estabilizadores, como vegetación, cementación superficial, coberturas pelíticas o depósitos de grano grueso, adquieren mayor importancia.

Preservación de los depósitos eólicos acumulados

Para que se desarrolle una secuencia de eolianitas (o de cualquier otro tipo de depósito sedimentario) no solamente es necesaria la acumulación de los sedimentos sino su posterior preservación. De esta forma, la preservación de un depósito previamente acumulado implica que el mismo se ubique por debajo de la línea de base de erosión regional, donde se reducen las posibilidades de que los mismos sean erosionados.

En el caso específico de los sistemas eólicos, existen dos factores principales que promueven su preservación: 1) subsidencia del depósito por debajo del nivel de erosión y 2) incorporación de la acumulación dentro de la zona saturada (Fig. 11.12). Mientras que la subsidencia puede ocurrir por eventos tectónicos, de carga sedimentaria o compactación, la acumulación a la zona saturada puede ocurrir tanto por subsidencia o bien por un cambio climático que produzca el ascenso de dicha superficie.

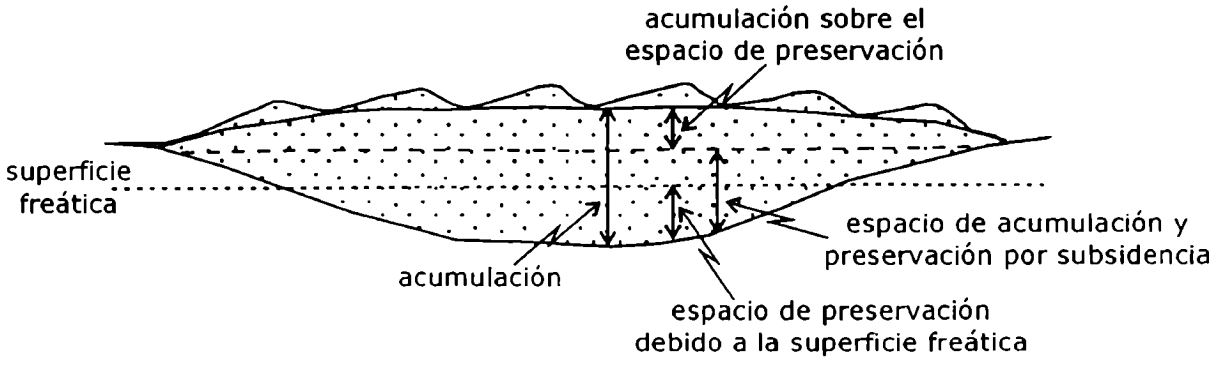


Figura 11.12. Factores que controlan la preservación de acumulaciones eólicas, para explicación véase el texto.

11.2.1. El modelo de megaescala aplicado a los campos de dunas intermontanos

Los campos de dunas intermontanos estudiados en esta Tesis (capítulo 6) pueden ser analizados a la luz de los conceptos discutidos en la sección precedente. Para ello deben ser abordadas tres cuestiones principales: 1) cuales han sido los factores que controlaron la generación y desarrollo de los campos eólicos, 2) que dinámica y tipo de sistema eólico caracteriza a cada unos ellos (p.e. húmedos, secos, estabilizados, etc.), y 3) que cambios pueden inferirse en el sistema eólico de valle a partir de modificaciones en las variables que controlan su desarrollo.

Con respecto al primer punto, está ampliamente aceptado que los períodos glaciales favorecen el desarrollo de campos de dunas (Sarthein, 1978; Kocurek, 1998). En este caso, parecen caber pocas dudas que los campos eólicos aquí estudiados se generaron como resultado de un alto aporte y disponibilidad de sedimento asociado a las glaciaciones ocurridas en la zona cordillerana durante el Pleistoceno (González Bonorino, 1951; Galván, 1981; Wayne y Corte, 1983; Rabassa, 1999). De esta forma, la alta provisión de sedimento resultaría de la deflación de los depósitos morénicos y las extensas planicies glacifluviales asociadas. Además, es muy probable una alta disponibilidad del sedimento, por el escaso desarrollo de la cubierta vegetal, debido a las condiciones de aridez que predominan durante los períodos glaciales. Por lo tanto, los sistemas eólicos estudiados en esta Tesis deben, en gran parte, considerarse como depósitos eólicos intermontanos periglaciales. En la actualidad estos sistemas se encuentran parcialmente estabilibilizados, como lo evidencia la presencia de vegetación que muestran gran parte de los campos de dunas (p.e. Lomas de la Estancia, Médanos Grandes).

La situación descripta, esto es generación y posterior estabilización de los campo eólicos, se encuentra ilustrada en el diagrama de la figura 11.13. Como allí puede verse, durante períodos glaciales hay un gran aporte de sedimentos que además están disponibles para ser transportados por el viento. Esto determina la formación de campos de dunas, en nuestro caso, de carácter intermontano. Durante épocas interglaciales, como las actuales, los campos de dunas son parcial o totalmente erodados por acción fluvial, quedando campos eólicos relícticos (com-

parar con Figs. 6.2, 6.10 y 6.20), limitados por la menor disponibilidad del sedimento. El aporte actual a estos sistemas está dado por la deflación de las planicies aluviales de los valles y, principalmente, por la arena almacenada en los propios campos eólicos, como lo evidencia el desarrollo de hoyos de voladura y el retrabajo de las dunas (unidades geomórficas 2 y 3 del campo eólico de Médanos Grandes y formas de deflación en el campo eólico de Lomas de la Estancia).

En el diagrama triangular de la figura 11.14 se propone un modelo de evolu-

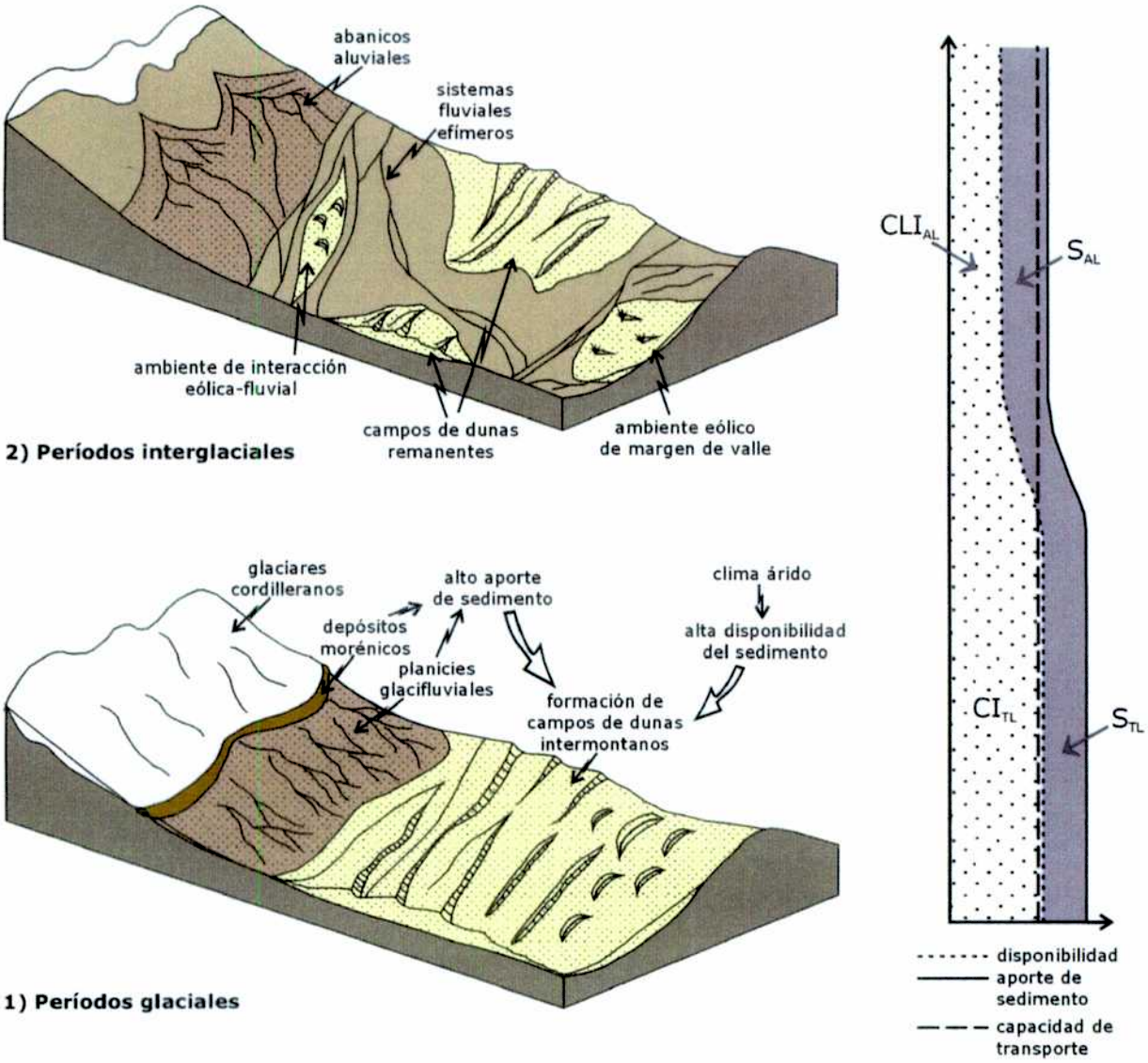


Figura 11.13. Diagrama esquemático mostrando el desarrollo de campos eólicos intermontanos en relación a la evolución de la glaciaciones pleistocenas. Las curvas de la derecha indican las variaciones del aporte, disponibilidad y capacidad de transporte de sedimentos, que afectan al sistema eólico, en etapas de expansión y contracción de las masas de hielo.

ción para las acumulaciones intermontanas estudiadas en esta Tesis. La variable analizada es la influencia del factor climático y, en particular, su efecto sobre la producción y disponibilidad de sedimento. El punto 1 de la figura 11.14 ejemplifica las condiciones áridas frías bajo las cuales se desarrollaron los campos de dunas. Al producirse un mejoramiento climático, gran parte del sistema eólico se estabiliza (2 en la Fig. 11.14), al disminuir la disponibilidad, a pesar de que el aporte continua siendo elevado (extensas planicies aluviales). De esta forma, comienza a aumentar la cantidad de arena almacenada en el sistema y resultan sólo altamente constructivos (como se ha mostrado en esta Tesis) los ambientes de interacción eólico-fluvial y los mantos eólicos. Es interesante destacar que, de producirse un aumento en la áridez, ya sea con un clima frío o cálido (3 y 4 en la Fig. 11.14), los sistemas eólicos se reactivarían. Las causas de esto son, principalmente, el alto aporte de sedimento, que fuera almacenado durante la etapa anterior, y la disminución en la cubierta vegetal, que favorece el aumento de la disponibilidad. Dicho de otra forma, tanto un clima glacial como uno árido cálido, activarían el sistema eólico de valle si, concomitantemente, hubiera suficiente competencia del viento. Un caso particular puede observarse en el vértice árido cálido (5 en la Fig. 11.14). Aquí, y una vez agotadas las reservas de sedimento almacenadas previamente, la baja meterorización física y química disminuiría la producción de arena y los sistemas eólicos se verían entonces limitados en su crecimiento, pero, en este caso, no por la

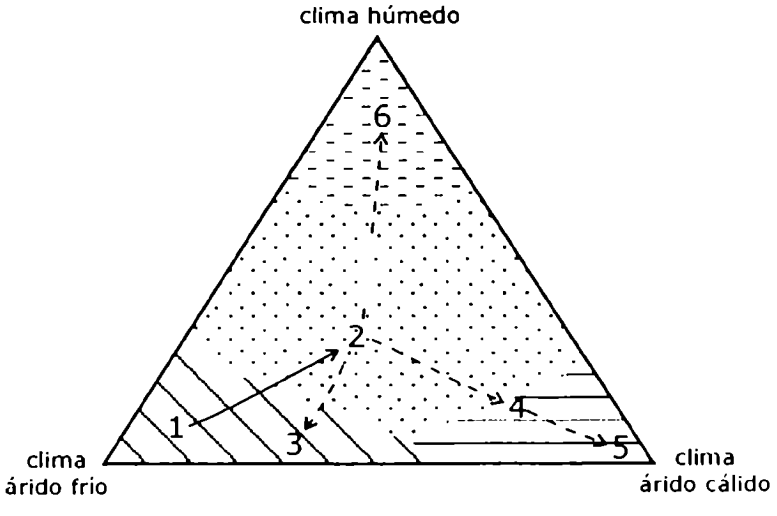


Figura 11.14. Diagrama triangular conceptual que muestra la hipotética evolución de los campos de dunas en función de las variaciones climáticas.

disponibilidad sino por la baja tasa de aporte.

Una situación opuesta se presenta cuando el clima evoluciona hacia condiciones húmedas. En este caso, el aumento en la cubierta vegetal, del nivel de la superficie de la freática, la estabilización de las planicies aluviales y el carácter más perenne de los sistemas lacustres disminuye drásticamente la disponibilidad del sedimento. De esta forma, los sistemas eólicos intermontanos serán primero estabilizados y luego sujetos a erosión debido a la mayor importancia de la acción fluvial. En esta situación, la preservación de los depósitos eólicos dependerá mayormente de la subsidencia de la cuenca, pero también de los procesos de cementación temprana asociados a un nivel alto de la superficie freática.

11.2.2. El modelo de megaescala aplicado a las eolianitas de las Formaciones Vallecito y Vinchina

El ambiente de sedimentación de la Formación Vallecito puede ser descripto como un sistema eólico intermontano en el que se produjeron breves incursiones fluviales. El carácter intermontano surge de la distribución paleogeográfica de la unidad, que conforma una estrecha y extensa faja de afloramientos, adosada al margen oriental de la Precordillera. Así mismo, la asociación de las eolianitas con depósitos de abanicos aluviales y de sistemas fluviales de alta energía refuerza esta interpretación. En este sentido, lo dicho es consistente con lo señalado por Jordan *et al.* (1993), quienes vincularon a las areniscas de la Formación Vallecito con el relleno sintectónico inicial de las cuencas de antepaís generadas por los corrimientos andinos.

Desde el punto de vista del análisis estratigráfico, pueden ser identificadas en la unidad tres secuencias depositacionales (Fig. 11.15), cada una de las cuales está limitada por superficies de progradación de sistemas fluviales. De acuerdo a Newell (2001), existen dos situaciones contrastantes en las superficies que limitan secuencias fluviales y eólicas pertenecientes a un mismo ciclo sedimentario. De los dos tipos por él sugeridos (planar o inciso), en los tres perfiles analizados en esta Tesis las superficies resultan mayormente planares, con muy bajo grado de incisión. Según fue sugerido por Newell, esta última geometría podría indicar deflación

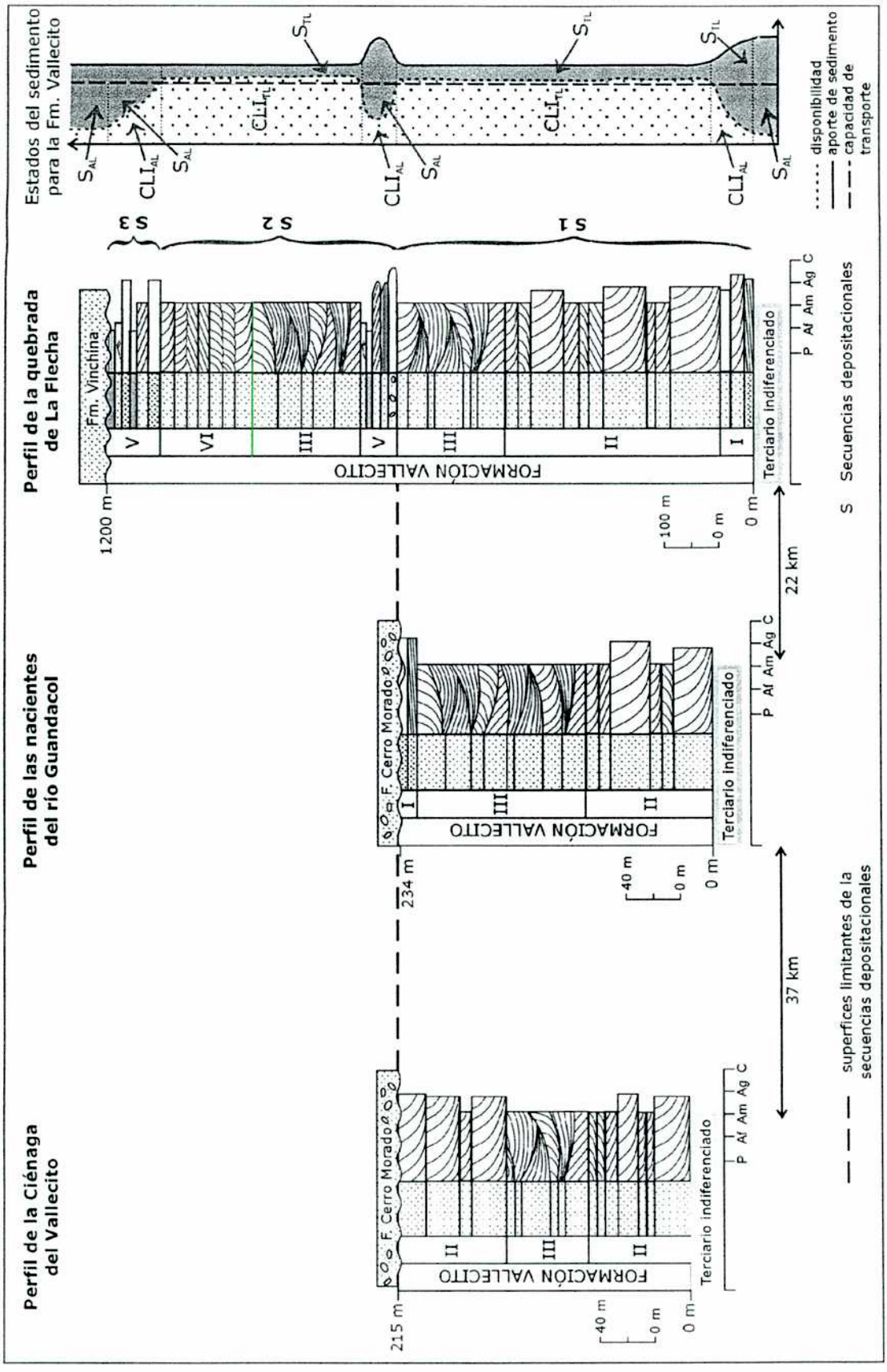


Figura 11.15. Secuencias depositacionales identificadas en la Formación Vallecito, nótese que, por cuestiones de representación, los perfiles no se encuentran todos a la misma escala. Las secciones han sido correlacionadas siguiendo una conspícua superficie de inundación fluvial. La curva de la derecha muestra los hipotéticos estados del sistema eólico en función del balance entre disponibilidad, aporte y capacidad de transporte.

de los depósitos eólicos hasta el nivel freático, o ascenso de la misma, previo a la incursión fluvial. Sin embargo, en opinión de la autora, un factor crítico que inhibiría la incisión es la alta cantidad de arena disponible para ser tomada por las corrientes fluviales, lo que muy probablemente genere flujos hiperconcentrados, de escaso poder erosivo. Por otro lado, debe recordarse el carácter poroso del sustrato *eólico*, que favorece la rápida infiltración de agua, disminuyendo aún más el poder de incisión de las corrientes fluviales.

Como puede observarse en la figura 11.15, la secuencia 1 se encuentra representada por depósitos eólicos en los tres perfiles analizados. La secuencia 2, por su parte, corresponden a facies de abanicos aluviales y sistemas fluviales entrelazados (Fm. Cerro Morado) en los perfiles de Ciénaga del Vallecito y de las nacientes del río Guandacol, que pasan lateralmente a eolianitas y facies de interacción eólica-fluvial (Fm. Vallecito), en el perfil de la quebrada de La Flecha. Finalmente, la secuencia depositacional 3, está formada principalmente por depósitos de interacción, aflorantes en el área de La Flecha (véase Fig. 11.15).

Los cambios faciales señalados están estrechamente relacionados a la posición de los tres perfiles analizados con respecto al arco volcánico mioceno, representado por la Formación Cerro Morado (Limarino *et al.*, 2001). Así, y como puede verse en la figura 11.16, los perfiles de Ciénaga del Vallecito y nacientes del río Guandacol se ubican en una posición mucho más próximal que el de la quebrada de La Flecha (véase también Figs. 8.3, 8.6 y 8.8). En el perfil de Ciénaga del Vallecito la secuencia eólica pasa verticalmente a depósitos de abanicos aluviales con niveles de coladas (Formación Cerro Morado), que claramente evidencia la proximidad al arco volcánico (Jordan *et al.*, 1993; Limarino *et al.*, 2001). Similar situación se presenta en el área de las nacientes del río Guandacol, mientras que en el perfil de la quebrada de La Flecha la suprayacente Formación Vinchina no muestra niveles volcánicos.

La secuencia depositacional 1 comienza en los perfiles de Ciénaga del Vallecito y de las nacientes del río Guandacol con depósitos de *draas* (asociación de facies II), mientras que en la quebrada de La Flecha aparecen en la base facies de manto eólico (asociación de facies I). Esto podría indicar que, en su inicio, el campo eólico poseía un gran desarrollo en las dos primeras localidades, constituyendo el área de

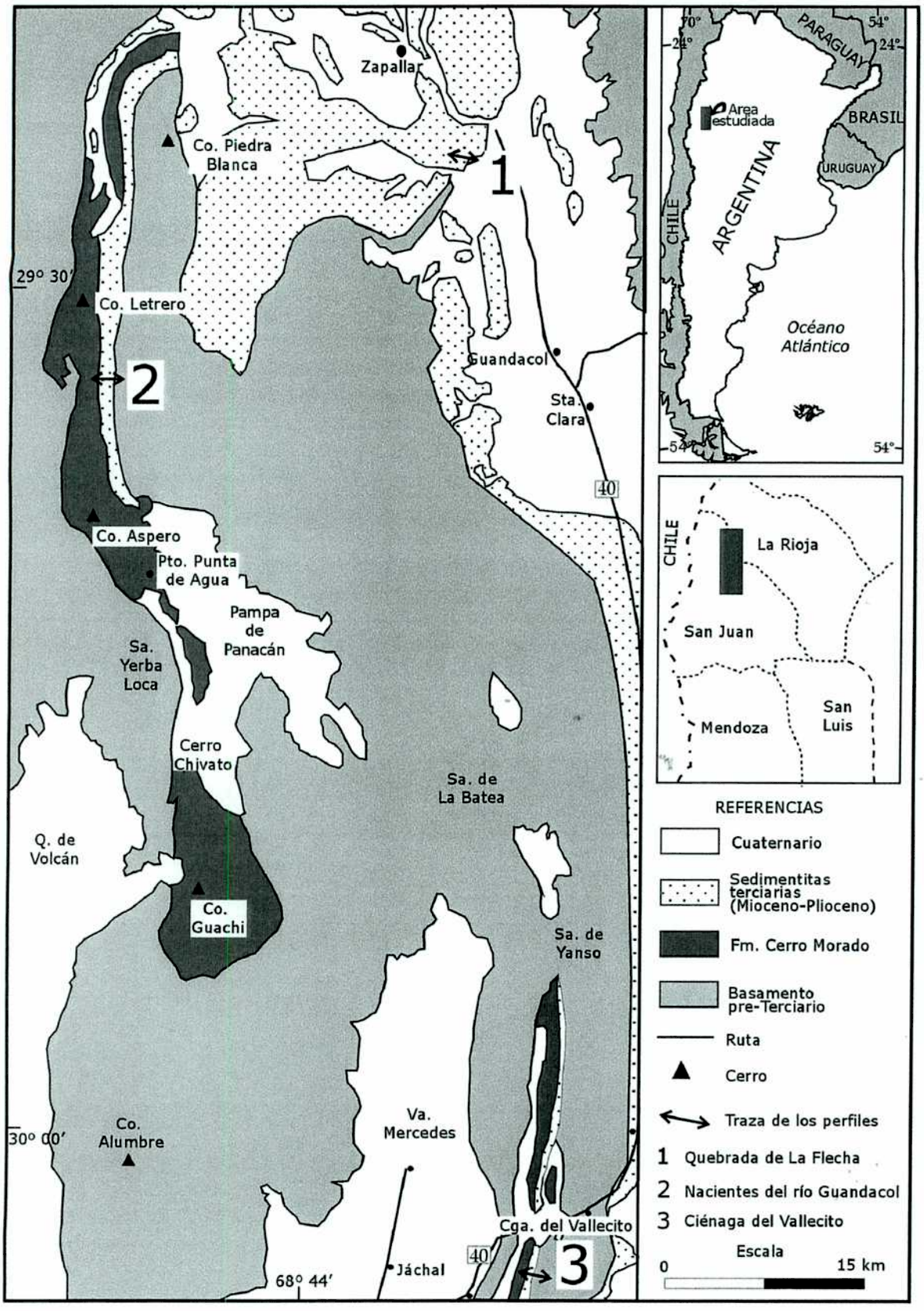


Figura 11.16. Mapa mostrando la ubicación relativa de los perfiles analizados en relación al arco volcánico representado por la Formación Cerro Morado (modificado de Limarino *et al.*, 2001).

La Flecha una zona marginal al campo de dunas. Además en los tres perfiles analizados, la Formación Vallecito se dispone sobre areniscas y pelitas de origen fluvial y lacustre efímeros, incluyendo delgados niveles eólicos («estratos rojos transicionales a Vallecito» de Jordan *et al.*, 1993). Es muy probable que esta unidad (de edad oligocena a miocena tardía) haya almacenado gran cantidad de sedimento (estado S_{AL} en la Fig. 11.15), que luego, y debido a una mayor aridización que aumentó la disponibilidad, fue transferido en forma de flujo retardado, posibilitando de esta forma la construcción del campo eólico. Este tipo de aporte podría explicar que las secuencias eólicas, en dos de los perfiles analizados, comienzen con *draas*, los que indican una disponibilidad y provisión de sedimento suficientemente alta como para generar un espesor de arena considerable que permita el desarrollo de estas megaformas.

Otro importante aporte de arena, en este caso contemporáneo al desarrollo del campo eólico, fue el arco volcánico mioceno, como claramente lo indica la composición petrográfica de las areniscas de la Formación Vallecito (véase capítulo 10). De acuerdo a lo expuesto, tanto el aporte contemporáneo como el retardado, limitado por la capacidad de transporte del viento (CLI_{TL} en la Fig. 11.15), caracterizó el estado del sedimento durante la depositación de la secuencia 1. Por otra parte, la mayor parte de esta secuencia depositacional puede ser descripta como un sistema eólico seco (en el sentido de Kocurek y Havholm, 1993), que alcanzó su máxima expansión durante la generación de los *draas* que constituyen buena parte de la misma.

La secuencia depositacional 2 se inicia con la progradación de sistemas fluviales, que componen la Formación Cerro Morado en los perfiles de Ciénaga del Vallecito y nacientes del río Guandacol, donde además finaliza de esta forma la sedimentación eólica. Hacia zonas más distales de la cuenca (perfil de la quebrada de La Flecha), la progradación está marcada por un ambiente de interacción eólica-fluvial (asociación de facies V). El cambio ambiental señalado trajo probablemente aparejado una disminución en la disponibilidad de sedimento (por ascenso de la superficie freática) pero no del aporte. De esta forma, se produjo un almacenamiento de parte de la arena en las áreas de intercanal del sistema efímero (estado S_{AI} en la Fig. 11.15), inhibiendo parcialmente el crecimiento de las dunas. Así, la

actividad eólica se limitó a las planicies de inundación del sistema fluvial, donde se desarrollaron depósitos de interacción, limitados por la disponibilidad, en condiciones de aporte contemporáneo y retardado (CLI_{AL} en la Fig. 11.15).

Posteriormente, en la porción de la cuenca representada por el perfil de la quebrada de La Flecha (véase Fig. 11.15), se reactivo el sistema eólico, probablemente por un aumento en la disponibilidad de arena. El aporte, en este caso, proviene tanto de la erosión del arco volcánico (aporte contemporáneo) y de las planicies fluviales, como del retrabajo del propio campo eólico representado por la secuencia depositacional 1 (aportes retardados). El estado del sedimento estaría aquí probablemente limitado por la capacidad de transporte (CLI_{TL} en la Fig. 11.15). Durante la depositación de esta secuencia depositacional, y a juzgar por las asociaciones de facies definidas (véase secciones 8.6.3 y 8.6.6), el campo eólico estuvo dominado por dunas de crestas sinuosas (asociación de facies III) seguidas por otras de crestas rectas, en algunos casos con ángulo de ascenso variable (asociación de facies VI).

Finalmente, la secuencia depositacional 3, representa una nueva incursión fluvial en la que se desarrollaron depósitos de interacción en condiciones similares a las arriba señaladas para los depósitos equivalentes de la secuencia 2 (CLI_{AL} en la Fig. 11.15).

12. CONCLUSIONES

La información presentada en los capítulos precedentes ha permitido extraer las siguientes conclusiones:

1) Se propone un esquema de clasificación de geoformas eólicas, especialmente aplicado al ambiente de valles intermontanos, basado en su dinámica y mecanismo de crecimiento. De esta forma se reconocen dos tipos mayores de geoformas: 1) de acresión y progradación y 2) formas de deflación. Las primeras son clasificadas según su escala en: microformas (de espaciamiento centimétrico hasta decimétrico), mesoformas (espaciamiento métrico a decamétrico), macroformas (espaciamiento comprendido entre decenas y algunos pocos cientos de metros) y megaformas (espaciamiento desde cientos de metros a kilómetros). Todas estas geoformas han sido reconocidas en los campos eólicos intermontanos estudiados en esta Tesis.

Las microformas son las óndulas eólicas, en las que son reconocidas dos tipos principales: óndulas de impacto-proyección (I-P) y óndulas de impacto-reptaje (I-R). Las mesoformas comprenden formas fijas (sombras de arena, *zibars* y *gozes*) y móbiles (protodunas de los tipos barjan y de crestas barjanoide), todas ellas comunes en el ambiente de manto eólico.

Las macroformas, corresponden básicamente a dunas (de crestas barjanoides, tranversales o longitudinales) y a dunas ascendentes y abanicos de arena, ambos vinculados a los flancos de los valles intermontanos. Por su parte, las megaformas incluyen a los *draas*, los que no son frecuentemente citados en valles intermontanos, y han sido identificados en el sector de Médanos Grandes. Finalmente, las formas de deflación se dividen de acuerdo a su geometría en hoyos de voladura y canaletas de deflación.

2) El análisis de imágenes satelitales y fotografías aéreas y los estudios de campo, permitieron reconocer cuatro ambientes mayores de acumulación eólica en los valles intermontanos de San Juan y La Rioja: 1) campos de dunas, 2) ambiente de interacción eólica-fluvial, 3) manto eólico y 4) margen de valle. Las investigacio-

nes efectuadas en estos ambientes han sido la base para el estudio de las secuencias antiguas. Bajo la denominación de campos de dunas se incluyen las áreas de sedimentación eólica dominadas por macro y megaformas, en ocasiones asociadas a formas de deflación de escala variable. En esta Tesis han sido caracterizados dos tipos diferentes de campo de dunas, los sistemas complejos, constituidos por varios patrones de dunas sobreimpuestos, que reflejan una historia policíclica (p.e. Médanos Grandes), y los sistemas simples, compuestos por una única generación de dunas (p.e. Lomas de La Estancia).

El ambiente de interacción eólica fluvial se caracteriza por el desarrollo de una red entrelazada de canales fluviales efímeros, que se encuentran estrechamente asociados a acumulaciones eólicas (mayormente mesoformas fijas y microformas). En este tipo de ambiente la dinámica fluvial se manifiesta sólo esporádicamente durante las grandes crecidas, siendo los sedimentos posteriormente retrabajados por la acción de los vientos.

En lo que respecta al ambiente de manto eólico, se caracteriza por estar dominado por micro y mesoformas eólicas, mayormente fijas, que determinan una topografía irregular, de relativamente bajo relieve (p.e. Campo de Talampaya).

Finalmente, el ambiente de margen de valle, corresponde a acumulaciones eólicas formadas al pie de los frentes montañosos, comúnmente asociadas a depósitos aluviales y coluviales (p.e. sobre la vertiente occidental de la Sierra de los Tarjados). La dinámica de este tipo de ambiente permitió identificar dos situaciones distintas, aquellas en que no existe discontinuidad entre el frente de montaña y las dunas ascendentes, conformando depósitos de rampa, y los casos en que se desarrolla una canaleta de deflación entre ambos.

3) El campo de dunas de Médanos Grandes es el más extenso de los ambientes eólicos intermontanos analizados en esta Tesis. La variedad de geoformas identificadas y la complejidad en su orientación, evidencian varios períodos de crecimiento del campo eólico, bajo diferentes direcciones de vientos. Por lo tanto, puede considerarse a Médanos Grandes como un campo eólico intermontano de naturaleza policíclica, en el que han sido reconocidas 5 unidades geomórficas que describen la evolución de este sistema depositacional.

La más antigua, UG1, caracteriza el inicio de la sedimentación en el campo eólico y está formada por *draas* y dunas transversales sobreimpuestas que claramente indican paleovientos desde el sudoeste. Es probable que la gran provisión de arena necesaria para la formación de estos *draas* esté relacionada con las primeras etapas de desarrollo del «Mar de Arena Pampeano» (Iriondo y Kröhling, 1996), que cubrió gran parte de las actuales provincias de San Luis, Córdoba, Santa Fe, La Pampa y Buenos Aires. Una segunda etapa en la evolución de Médanos Grandes corresponde a la UG 2, cuando se produjo el desarrollo de *draas* que migraban en dirección opuesta a los de la UG1 (vientos del noreste). Es probable que la formación de esta segunda generación de *draas,* coincida con condiciones climáticas áridas desarrolladas durante el Último Máximo Glacial. En la zona central del campo eólico se produjo la convergencia de las caras de sotavento de ambos sistemas de *draas,* lo que genero una topografía característica (UG3) determinanda por prominentes hoyos de deflación. Durante una etapa posterior de crecimiento del campo eólico, se generaron las dunas longitudinales que caracterizan a la UG 4 y las dunas transversales, longitudinales y barjanoides de la UG 5 (con un patrón de vientos desde el sur y sudeste similar al actual).

4) El estudio de la extensión regional de los distintos subambientes identificados, permite destacar la importancia del ambiente de interacción eólica-fluvial en áreas intermontanas de zonas áridas y semiáridas. Es muy probable que este tipo de acumulaciones no haya sido correctamente interpretado en el registro geológico, principalmente debido a la dificultad de diferenciar el término eólico del fluvial. En este sentido, algunas características propias de las intercalaciones eólicas son: 1) la muy buena selección y el tamaño de grano fino de las eolianitas, 2) la existencia de bancos con una delicada laminación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo, 3) la presencia de gradación inversa de intralámina, 4) las fábricas relativamente abiertas de estas rocas, 5) el bajo porcentaje de minerales pesados (con excepción de los niveles de deflación) y 6) la falta de superficies erosivas en la base de los bancos.

Por otro lado, un factor importante en la preservación del término eólico es la existencia de delgadas capas pelíticas, formadas durante la fase declinante de

crecientes fluviales que invaden el área de intercanal. Estos niveles tempranamente endurecidos sirven de cubierta y protejen a las arenas eólicas de subsecuentes avenidas fluviales.

5) Se propone para el análisis de secuencias eólicas antiguas la utilización de un código de litofacies como el mostrado en la tabla 7.1. Este código está compuesto por tres términos que describen la textura (primer término), estructuras sedimentarias (segundo término) y rasgos menores relacionados a procesos de transporte y depositación (tercer término). Paralelamente, se define un orden jerárquico de superficies limitantes de los cuerpos sedimentarios (Tabla 7.5).

Las superficies de orden 0 corresponden a aquellas que limitan láminas y reflejan cambios en los mecanismos de depositación, pero no en la naturaleza de las formas de lecho involucradas. Las discontinuidades de orden 1 limitan *sets* de areniscas con laminación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo, que registran distintos eventos de migración de microformas. Las de orden 2 delimitan sub*sets* en paquetes entrecruzados y corresponden a superficies de reactivación vinculadas a relativamente cortos períodos de erosión. Las discontinuidades que limitan *sets* de estratificación entrecruzada son asignadas al orden 3, las que pueden presentar distintos diseños geométricos y son generadas por la migración de macro o megaformas. Las superficies de orden 4 definen *cosets* de estratificación entrecruzada y se originan por la sucesiva migración de trenes de dunas que sufren variaciones significativas en el ángulo de ascenso (*climbing*) o en la morfología de las macroformas. Finalmente, las superficies de orden 5 corresponden a planos horizontales o subhorizontales, que cortan a todas las estructuras y superficies limitantes previas. Su origen puede ser múltiple y deberse tanto el pasaje de sucesivas trenes de *draas* como a la estabilización y posterior reactivación de campos de dunas .

6) Se propone la identificación de 8 elementos arquitecturales eólicos sobre la base de: 1) naturaleza de las superficies limitantes, 2) geometría externa del depósito, 3) escala (espesor y extensión lateral), 4) litología (asociación de litofacies) y 5) geometría interna.

El elemento arquitectural MA (mantos de arenas) se caracteriza por la importante participación de areniscas con laminación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo, que conforman paquetes tabulares limitados por superficies de orden 3. De características similares, el elemento MF (mesoformas) forma paquetes tabulares a lentiformes con abundante laminación horizontal, entrecruzada de bajo ángulo o entrecruzada de pequeña escala, limitados por superficies de orden 3 (de orden 4 en el caso de preservación de la morfología). El elemento ID (interduna) está compuesto por areniscas con laminación horizontal, entrecruzada de bajo ángulo y ondulítica, en ocasiones asociadas a niveles pelíticos con grietas de desecación y ondulitas de adhesión.

Dentro de los elementos arquitecturales generados por macroformas son reconocidos: DC1, DC2, DCS y DC3. El elemento DC1 (dunas crecientes de crestas rectas) se caracteriza por la presencia de *sets* tabulares de estratificación entrecruzada, limitados por superficies de orden 3 planas y mayormente paralelas entre sí. Cuando las dunas tienen crestas algo más sinuosas (elemento DC2), los *sets* presentan formas desde tabulares a acuñadas y las superficies limitantes (de orden 3) son tanto planas como cóncavas y de menor continuidad lateral. El elemento arquitectural DCS (dunas crecientes de crestas sinuosas), se caracteriza por el desarrollo de artesas de varios metros de continuidad lateral, donde los paquetes están limitados por superficies fuertemente cóncavas hacia arriba (orden 3). Por su parte el elemento arquitectural DC3 está conformado por *sets* mayormente tabulares de areniscas con estratificación entrecruzada festoneada, con bien desarrolladas superficies de orden 2, cóncavas hacia arriba, que limitan sub*sets*.

Finalmente, la migración de megaformas (*draas*) se encuentra representada en el elemento arquitectural DR, el que está representado por *sets* gigantes (hasta 20 metros) de estratificación entrecruzada, limitados por superficies de orden 4 o 5.

7) La Formación Vallecito constituye un excelente ejemplo de sedimentación eólica intermontana, desarrollada en una cuenca de antepaís andina durante el Mioceno. El estudio de la unidad en tres perfiles de la vertiente occidental de la Precordillera (quebrada de La Flecha, nacientes del río Guandacol y Ciénaga del

Vallecito) permitió identificar un total de 6 asociaciones de facies. La asociación I (60 m de espesor máximo) presenta como característica principal el dominio de areniscas con laminación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo (elemento MA), a las que se asocian, aunque en menor proporción, *sets* solitarios de estratificación entrecruzada pertenecientes a los elementos arquitecturales MF y DC1. El conjunto representa la sedimentación en áreas de manto eólico con esporádica generación de cuerpos de dunas aislados.

El rasgo más conspicuo de la asociación de facies II (400 m de espesor máximo) es la presencia de *sets* tabulares de estratificación entrecruzada de escala grande y gigante (elemento DR), a los que se sobreimponen *sets* entrecruzados tabulares y de menor escala (elemento DC1). Esta asociación es interpretada como perteneciente a un extenso campo de dunas dominado por *draas* y macroformas crecientes de crestas rectas.

La asociación de facies III (400 m de espesor máximo), está compuesta por areniscas que muestran *sets* acuñados y en artesa de estratificación entrecruzada (elementos DC2 y DCS), las que evidencian un significativo cambio en la morfología de las dunas del campo eólico, ya que es este caso dominan las dunas crecientes de crestas ligera a fuertemente sinuosas.

En la asociación IV, generalmente de espesor menor a 1 metro, es excluyente el elemento arquitectural ID representado por areniscas con laminación horizontal, ondulítica o entrecruzada de bajo ángulo, en ocasiones incluyendo niveles de pelitas. Esta facies representa la sedimentación en áreas de interdunas, tanto secas como húmedas.

La asociación de facies V (170 m de espesor máximo), evidencia una brusca discontinuidad en la evolución del campo eólico, ya que está representada por conglomerados y areniscas guijarrosas de origen fluvial, pelitas lacustres y areniscas muy bien seleccionadas de origen eólico. Esta unidad ha sido interpretada como depósitos de interacción eólica-fluvial semejantes a los descriptos en el valle del río Guandacol.

Finalmente, la asociación VI (170 m de espesor máximo) incluye a areniscas que conforman *sets* de estratificación entrecruzada tabular (elemento DC1) y festoneada (elemento DC3) que representarían la migración de dunas crecientes

de crestas rectas, sujetas a periódicas fluctuaciones en su morfología (altura o espaciamiento) y/o velocidad de migración.

8) Intervalos estratigráficos pertenecientes al miembro superior de la Formación Vinchina muestran claros ejemplos de depositos de interacción eólica-fluvial. *En* este sentido el análisis detallado de secuencias métricas y decamétricas permitió identificar los términos fluviales y eólicos de este tipo de depósitos. Los primeros, de naturaleza mayormente arenosa, presentan geometría lenticular a lentiforme, con frecuentes canales amalgamados que conforman secuencias multiepisódicas, asociadas lateralmente a depósitos pelíticos de planicies de inundación. Por otra parte, el término eólico constituye bancos tabulares de areniscas muy finas a medianas, muy bien seleccionadas y friables.

El estudio comparativo de ambos términos sugiere que las intercalaciones de areniscas eólicas pueden ser discriminadas a partir de los siguientes elementos de juicio: 1) la presencia de muy fina laminación, 2) gradación inversa de intralámina, 3) muy buena selección granulométrica, 4) fábrica abierta y 5) ausencia de intraclastos pelíticos.

9) Las areniscas eólicas de la Formación Vallecito son litoarenitas feldespáticas y feldsarenitas líticas, con muy bajo porcentaje de matriz y cemento de zeolitas, ferruginoso, carbonático y, en menor medida, crecimientos secundarios de plagioclasa. El estudio de la textura en relación a los mecanismos depositacionales, demostró un fuerte control de las distribuciones granulométricas por los mecanismos de transporte y sedimentación.

De esta forma, los depósitos de caída de grano están formados por areniscas finas y muy finas, bien seleccionados, característicamente unimodales y que muestran distribuciones simétricas. Por el contrario, los de flujo de grano están integrados principalmente por arena mediana, ligeramente mejor seleccionada y exhiben definida asimetría positiva. A diferencia de los dos procesos inmediatamente considerados, los intervalos formados por migración de óndulas de impacto-reptaje son fuertemente bimodales (moda principal en arena mediana y secundaria en arena fina) y están peor seleccionados. Por el contrario, la migración de óndulas de im-

pacto-proyección origina distribuciones unimodales (arena fina) o ligeramente bimodales y resultan bien a moderadamente seleccionadas. Finalmente, los rellenos de hoyos de voladura son los que muestran peor selección (mal seleccionados) y distribuciones polimodales con asimetrías variables.

10) De la misma forma que la textura es controlada por los mecanismos de transporte y depositación, la fábrica de las areniscas muestra diferencias según los diferentes mecanismos actuantes. Así por ejemplo, los depósitos formados por caída de granos y por flujo de granos no muestran rasgos destacables de heterogeneidad en su fábrica, pero sí los formados por migración de óndulas, que frecuentemente exhiben fuerte gradación inversa de intralámina. Esta estructura es muy frecuente en eolianitas y puede ser señalada como uno de los principales rasgos diagnósticos para la identificación de depósitos eólicos. Por su parte, el relleno de hoyos de voladura muestra una fábrica heterogénea, en la que aparecen lentes irregulares de areniscas muy gruesas con fábrica flotante dentro de los niveles de areniscas medianas a finas.

En lo que respecta al empaquetamiento, todas las muestras analizadas exhiben empaquetamientos abiertos, con espacio intergranular superior al 15%. Estos valores evidencian las altas porosidades depositacionales características del ambiente eólico.

11) Los intervalos eólicos de la Formación Vinchina, muestran una composición petrográfica relativamente constante dominada por litoarenitas feldespáticas y, en menor proporción, por feldsarenitas líticas y escasas arenitas líticas volcánicas. El estudio comparativo de los términos eólicos y fluviales en los depósitos de interacción, muestra que la textura y la fábrica pueden ser importantes herramientas para la discriminación entre ambos. Así por ejemplo, el término eólico está mejor seleccionado y, por otro lado, muestra una cantidad mucho menor de matriz (por lo general inferior al 3%). Además, el phi del 1% es un parámetro útil para separar areniscas eólicas y fluviales en los depósitos de interacción de la Formación Vinchina. Las primeras muestran valores de entre 1,5 y 1,75 ø (arena fina) mientras que las segundas entre 0 y 0,5 ø (arena gruesa).

Por otro lado, el empaquetamiento de las intercalaciones eólicas es casi invariablemente más abierto que el de las areniscas fluviales y la existencia de delicadas laminaciones con gradación inversa de intralámina es exclusiva de los términos eólicos.

12) Los resultados obtenidos del estudio de campos eólicos intermontanos actuales-recientes (capítulos 5 y 6 de esta Tesis), y de las eolianitas de las Formaciones Vallecito y Vinchina (capítulos 7, 8, 9 y 10), permiten esbozar modelos depositacionales. De esta forma, se han reconocido 7 tipos de ambientes en los sistemas eólicos intermontanos: 1) campos de dunas dominados por megaformas, 2) campos de dunas dominados por macroformas bidimensionales (2D), 3) campos de dunas dominados por macroformas tridimensionales (3D), 4) mantos eólicos con alta tasa de agradación, 5) mantos eólicos con baja tasa de agradación, 6) ambiente de interacción eólica-fluvial y 7) ambiente de margen de valle. Cada uno de ellos se caracteriza por una determinada asociación de elementos arquitecturales.

13) La evolución de los campos de dunas intermontanos estudiados en esta Tesis puede ser analizada a la luz de los conceptos de provisión, disponibilidad y capacidad de transporte, los que definen el "estado del sedimento" en ambientes eólicos. En lo que respecta a los ambientes actuales y subactuales, parecen caber pocas dudas que los campos eólicos aquí estudiados se generaron como resultado de un alto aporte y disponibilidad de sedimento asociado a las glaciaciones ocurridas en la zona cordillerana durante el Pleistoceno. En particular, la concurrencia de una escasa cubierta vegetal desarrollada durante los primeros estadíos postglaciales y las extensas acumulaciones morénicas y glacifluviales, habrían sido factores críticos que controlaron una muy alta provisión y disponibilidad de sedimento.

En lo que respecta a la Formación Vallecito han sido identificadas en esta unidad tres secuencias depositacionales, cada una de las cuales está limitada por superficies de progradación de sistemas fluviales. La secuencia 1 se encuentra representada como depósitos eólicos en los tres perfiles analizados. La secuencia 2 corresponden a facies de abanicos aluviales y sistemas fluviales entrelazados (Formación Cerro Morado) en los perfiles de Ciénaga del Vallecito y de las nacientes del

río Guandacol, mientras que la sedimentación eólica persistió en los afloramientos de la quebrada de La Flecha (Formación Vallecito). Estos cambios faciales estarían estrechamente relacionados a la posición de los tres perfiles analizados con respecto al arco volcánico mioceno, representado por la Formación Cerro Morado.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecer muy especialmente a mi Director, el Dr. Oscar Limarino, quien a lo largo de estos años no sólo ha dirigido con gran dedicación este trabajo de Tesis sino que me ha enseñado a investigar y trabajar en *geología*. Quiero destacar su invalorable predisposición, su infinita paciencia, su claridad para explicar los conceptos más complicados y, sobre todo, su gran generosidad que es un ejemplo para todos. Junto con él quiero hacer extensivo este agradecimiento a su familia (Silvia, Carlitos, Sol, Rocío y Ailín) por la paciencia que ellos también han tenido conmigo, especialmente en la última etapa de este trabajo de Tesis.

En segundo lugar, estoy profundamente agradecida con la Dra. Laura Net porque siempre estuvo conmigo, ayudándome desinteresadamente en lo que yo necesitara, no sólo en los trabajos de campo sino en las tareas cotidianas. Porque es una gran compañera y amiga, siempre generosa y humilde.

Así mismo, no quiero dejar de agradecer muy especialmente al Lic. Luis Fauqué, al Dr. Alberto Caselli, al Dr. Sergio Marenssi, a la Lic. Mariana Gagliardo y a la Srta. Ana Tedesco, cada uno de los cuales ha colaborado enormemente conmigo en las tareas de campo y de gabinete.

Vaya también mi agradecimiento al Departamento de Ciencias Geológicas, de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, en el cual pude trabajar muy cómodamente y que prestó su colaboración y apoyo logístico durante el desarrollo de las investigaciones.

Dentro del Departamento, quiero agradecer particularmente a la Dra. Marcela Remesal, la Lic. Susana Alonso, el Dr. Ricardo Palma, la Lic. Vanesa Litvak, el Lic. Pablo Leal, el Sr. Horacio Tasone, así como también a los integrantes del Área de Sedimentología.

No puedo dejar de mencionar y agradecer al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), el cual mediante su programa de becas de Formación de Posgrado, posibilitó el desarrollo de las investigaciones efectuadas para la realización del presente trabajo de Tesis.

Así mismo, agradezco a la Universidad de Buenos Aires, en particular por el

subsidio UBACYT TX53 mediante el cual se financiaron parte de las tareas de campo.

Por último, quiero agradecer muy profundamente a mi familia y amigos. A mi mamá Elsa, mi hermano Ernesto y mi papá Angel, aunque no esté físicamente con nosotros, porque sin ellos hubiera sido imposible que concretara este trabajo. Especialmente, quiero agradecer el apoyo incondicional de mi mamá y mi hermano y recordar el ejemplo de mi papá, que siempre me inculcó el valor del conocimiento.

BIBLIOGRAFÍA

Ahlbrandt, T. S., 1974. The source of sand for the Killpecker sand-dune field southwestern Wyoming. Sedimentary Geology 11(1): 39-57.

Ahlbrand. T. S., 1979. Textural parameters of eolian deposits. En: McKee, E. D. (Ed.), A Study of Global Sand Seas. U. S. Geological Survey, Professional Paper 1052: 187-238.

Ahlbrandt, T. S. y S. G. Fryberger, 1981. Sedimentary features and significance of interdune deposits. SEPM Special Publication 31: 293-314.

Allen, J. R. L., 1982. Sedimentary structures, their character and physical basis (Volumen 1). Elsevier, Amsterdam, 593 pp.

Allen, P. A., 1997. Earth surface processes. Blackwell Science, 404 pp.

Anderson, R. S., 1987a. Eolian sediment transport as a stochastic process: the effects of a fluctuating wind on particle trajectories. Journal of Geology 95: 497-512.

Anderson, R. S., 1987b. A theoretical model for aeolian impact ripples. Sedimentology 34: 943-956.

Anderson, R. S., 1990. Eolian ripples as examples of self-organization in geomorphological systems. Earth-Science Reviews 29: 77-96.

Anderson, R. S. y P. K. Haff, 1988. Simulation of eolian saltation. Science 241: 820-823.

Atkins, J. E. y E. F. McBride, 1992. Porosity and packing of Holocene river, dune, and beach sands. American Association of Petroleum Geologist Bulletin 76(3): 339-355.

Bagnold, R. A., 1936. The movement of desert sand. Royal Society of London Proceedings 157(A): 594-620.

Bagnold, R. A., 1937. The size-grading of sand by wind. Royal Society of London Proceedings 163(A): 250-264.

Bagnold, R. A., 1954. The physics of blown sand and desert dunes. Methuen, London, 265 pp.

Barndorff-Nielsen, O., K. Dalsgaard, C. Halgreen, H. Kuhlman, J. T. Moller y G. Schov, 1982. Variation in particle size distribution over a small dune.

Sedimentology 29: 53-65.

Beard, D. C. y P. K. Weyl, 1973. Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 57: 349-369.

Bigarella, J. J., 1972. Eolian environments - their characteristic, recognition and importance. En: Rigby, J. K. y W. K. Hamblin (Eds.), Recognition of anciant sedimentary environments. SEPM Special Publication 16: 12-62.

Bodenbender, G., 1924. El Calchaqueño y los Estratos de La Puna de Penck. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Boletín 27: 405-468.

Bonaparte, J. F., 1969. Nuevas icnitas de la quebrada del Yeso (La Rioja) y consideraciones acerca de la edad de los afloramientos. Segundas Jornadas Geológicas Argentinas, Tomo III: 5-16. Buenos Aires.

Borello, A. y A. Cuerda, 1968. Grupo Río Huaco (Triásico), San Juan. Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires, Noticias 7: 3-15.

Bracaccini, O., 1946. Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera sanjuanino-mendocina. Boletín de Informaciones Petroleras 258.

Breed, C. S. y T. Grow, 1979. Morphology and distribution of dunes in sand seas observed by remote sensing, En: McKee, E. D. (Ed.), A Study of Global Sand Seas. U. S. Geological Survey, Professional Paper 1052: 253-302.

Brookfield, M. E., 1977. The origin of bounding surfaces in ancient eolian sandstones. Sedimentology 24: 303-332.

Brookfield, M. E., 1980. Permian intermontane basin sedimentation in Southern Scotland. Sedimentary Geology 27: 167-194.

Bullard, J. E., D. S. G. Thomas, I. Livingstone y G. F. S. Wiggs, 1995. Analysis of linear sand dune morphological variability, southwestern Kalahari Desert. Geomorphology 11: 189-203.

Burkinshaw, J. B. y I. C. Rust, 1993. Aeolian dynamics on the winward slope of a reversing transverse dune, Alexandria coastal dunefield, South Africa. En: K. Pye y N. Lancaster (Eds.), Aeolian Sediments. International Association of Sedimentologists, Special Publicarion 16: 13-21.

Chaía, T., 1990. Registro del Senoniano lacustre en la provincia de San Juan. Primer Congreso Uruguayo de Geología, Pesúmenes Ampliados: 33-36. Montevi-

deo.

Chaudhri, R. S. y H. M. M. Khan, 1981. Textural parameters of desert sediments - Thar desert (India). Sedimentary Geology 28: 43-62.

Christiansen, C. y D. Hartmann, 1988. On using the log-hiperbolic distribution to describe the textural characteristics of eolian sediments. Journal of Sedimentary Petrology 58: 159-160.

Clemmensen L. B. y K. Abrahamsen, 1983. Aeolian stratification and facies association in desert sediments, Arran basin (Permian), Scotland. Sedimentology 30: 311-339.

Clemmensen, L.B. y R.C. Blakey, 1989. Erg deposits in thc Lower Jurassic Wingate Sandstone, northeastern Arizona: oblique dune sedimentation: Sedimentology 36: 449-470.

Clos-Arceduc, A., 1969. Etudes des Photo-Interpretation, Paris, IGN: 603 pp. En: Tsoar (1983).

Cole, K., 1986. The Lower Colorado river valley: a Pleistocene desert. Quaternary Researchs 25: 392-400.

Collinson, J. D., 1996. Desert. En: Reading H. G. (Ed.), Sedimentary environments and facies. Blackwell Scientific Publications: 95-112.

Cooper, W. S., 1958. Coastal sand dunes of Oregon and Washington. Geological Society of America Memoir 72, 169 pp.

Cooper, W. S., 1967. Coastal sand dune of Oregon and Washington. Geological Society of America Memoir 101.

Cowles, 1898. The ecological relations of the vegetation on the sand dunes of Lake Michigan. Bot. Gazette 27: 97-117.

Ehrenberg, S. N. y T. Boassen, 1993. Factors controlling permeability variation in sandstones of the Garn Formation in Trestakk Field, Norwegian continental shelf. Journal of Sedimentary Petrology 63: 929-944.

Ehrlich, R., K. O. Horkowitz, J. P. Horkowitz y S. J. Crabtree, 1991. Petrography and reservoir physics I: objective classification of reservoir porosity. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 75: 1547-1562.

Ehrlich, R., S. K. Kennedy, S. J. Crabtree, y R. L. Cannon, 1984. Petrographic image analysis, I. Analysis of reservoir pore complexes. Journal of Sedimentary

Petrology 54: 1365-1378.

Ellwood, J. M., P. D. Evans y I. G. Wilson, 1975. Small scale aeolian bedforms. Journal of Sedimentary Petrology 45(2): 554-561.

Eriksson, K. A. y E. L. Simpson, 1998. Controls on spatial and temporal destribution of Precambrian eolianites. En: Eriksson, P. G., H. H. Tirsgaard y W. Mueller (Eds.) Precambrian Clastic Sedimentation Systems. Special Issue Sedimentary Geology 120 (1-4): 275-294.

Eriksson, P. G., N. Nixon, C. P. Snyman y J. Bothma, 1989. Ellipsoidal parabolic dune patches in the southern Kalaghari Desert. Journal of Arid Environments 16: 111-124.

Estadísticas Meterológicas, 1951-1986. Servicio Meterológico Nacional, Buenos Aires.

Eyles, C.H.., N. Eyles, y A. D. Miall, 1985. Models of glaciomarine deposition and their applications to ancient glacial sequences. Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology 51: 15-84.

Evans, J. R., 1962. Falling and climbing sand dunes in the Cronese ("Cat") mountains, San Bernardino County, California, Journal of Geology 70: 107-113.

Folk, R. L., 1971. Longitudinal dunes of the northwestern edge of the Simpson Desert, Northern Territory, Australia, geomorphology and grain size relationship. Sedimentology 16: 5-54.

Folk, R. L. y W. C. Ward, 1957. Brazos River bar - A study in the significance of grain-size parameters. Journal of Sedimentary Petrology 27(1): 3-27.

Folk, R. L., P. B. Andrews y D. W. Lewis, 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 13: 937-968.

Frenguelli, J., 1950. Ichnites en el Paleozoico superior del oeste argentino. Revista de la Asociación Geológica Argentina 5: 136-148.

Friedman, G. M., 1958. Determination of sieve-size distribution from thin-section data for sedimentary petrological studies. Journal of Geology 66: 394-416.

Friedman, G. M., 1961. Distinction between dune, beach, and river sand from their textural characteristics. Journal of Sedimentary Petrology 37: 327-354.

Friedman, G. M., 1962. Comparison of moment measures for sieving and thin-

section data for sedimentary petrological studies. Journal of Sedimentary Petrology 32: 15-25.

Friedman, G. M., 1979. Address of the retiring president of the International Association of Sedimentologists: Difference in size distribution of populations of particles among sands of various origins. Sedimentology 26: 3-32.

Fryberger, S. G. y C. Schenk, 1981. Wind sedimentation tunnel experiments on the origins of aeolian strata. Sedimentology 28: 805-821.

Fryberger, S. G. y T. S. Ahlbrandt, 1979. Mechanisms for the formation of eolian sand seas. Zeitschrift für Geomorphologie N. F. 23: 440-460.

Fryberger, S. G., T. S. Ahlbrandt y S.A. Andrews, 1979. Origin, sedimentary features, and significance of low-angle eolian "sand sheet" deposits, Great Sand Dunes National Monument and Vicinity, Colorado. Journal of Sedimentary Petrology 49(3): 733-746.

Furque, G., 1963. Descripción geológica de la Hoja 17b, Guandacol (provincias de La Rioja y San Juan). Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 92, 104 pp.

Furque, G., 1972. Descripción geológica de la Hoja 16b, Cerro La Bolsa (provincias de La Rioja y San Juan). Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 125, 70 pp.

Furque, G., 1979. Descripción geológica de la Hoja 18c, Jachal (provincia de San Juan). Servicio Geológico Nacional, Boletín 164, 79 pp.

Galehouse, J. S., 1971. Sedimentation analysis. En: Carver, R. E. (Ed.), Procedures in Sedimentary Petrology, New York, Wiley-Interscience: 69-94.

Galván, A. F., 1981. Descripción geológica de la Hoja 10e "Cafayate" (provincias de Tucumán, Salta y Catamarca). Dirección Nacional de Minería. Boletín 177: 1-48.

Glennie, K. W., 1970. Desert sedimentary environments. Developments in Sedimentology 14. Elsevier, Amsterdam, 222 pp.

Glennie, K. W., 1983. Lower permian Rotliegend desert sedimentation in the North Sea area. En: Brookfield M. E. y T. S. Ahlbrandt (Eds.), Eolian sediments and processes, Developments in Sedimentology 38: 521-541.

González Bonorino, F., 1951. Descripción geológica de la Hoja 12e "Aconquija" (provincias de Catamarca y Tucumán). Dirección Nacional de Minería. Boletín 75: 1-50.

Gradzinsky R. y T. Jerzykiewicz, 1974. Dinosaur- and mammal-bearing aeolian and associated deposits of the upper cretaceous in the Gobi Desert (Mongolia). Sedimentary Geology 12: 249-278.

Groeber, P., 1937. Datos geológicos de la provincia de Mendoza. Ag. Min. Rep. Arg. Min. Int., Com. Nac. Climat. Ag. Min., VII, Buenos Aires: 39-46, en Rodriguez (1966).

Halley, R. B., 1977. Great Salt Lake ooids. Journal of Sedimentary Petrology 47: 1099-1122.

Haney, E. M. y M. Grolier, 1991. Geologic map of mayor Quaternary eolian features, northern and central coastal Peru. U. S. Geological Survey, Misc. Invest., I-2162. En Lancaster y Tchakerian (1996).

Harms, J.C., J.B. Southard, D.R. Spearing y R.G. Walker, 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences: SEPM Short Course 2, 161 pp.

Harrel, J. A. y K. A. Eriksson, 1979. Empirical conversion equations for thin-section and sieve derived size distribution parameters. Journal of Sedimentary Petrology 49: 273-280.

Harrison, J. B. J. y A. Yair, 1998. Late Plesitocene aeolian and fluvial interaction in the development of the Nizzana dune field, Negev Desert, Israel. Sedimentology 45: 507-518.

Hausen, H., 1921. On the lithology and geological structure of the sierra de Umango area. En Acta Acad. Aboensis, Math. Et Phys., 1 (Abo).

Havholm, K. y Kocurek, G., 1988. A preliminary study of the dynamics of a modern draa, Algodones, southeastern California, USA. Sedimentology 35: 649-669.

Hesp, P. A., 1981. The Formation of Shadow Dunes. Journal of Sedimentary Petrology 51(1): 101-111.

Hesp, P. A. y R. Hyde, 1996. Flow dynamics and geomorphology of a trough blowout. Sedimentology 43: 505-525.

Horne, R. R., 1975. The association of alluvial fan, aeolian and fluviatile facies in the Caherbla Group (Devonian), Dingle Peninsula, Ireland. Journal of Sedimentary Petrology 45(2): 535-540.

Howard, A. D., 1985. Interaction of sand transport with topography and local winds

int the northern Peruvian coastal desert. En: Barndorff-Nielsen, O. E., J. T. Moller, K. R. Rasmussen y B.B Willetts (Eds.), Proceedings of International Workshop on the Physics of Blown Sand. University of Aarhus, Aarhus: 511-544.

Hunter, R. E., 1977a. Basic types of stratification in small eolian dunes. Sedimentology 24: 361-387.

Hunter, R. E., 1977b. Terminology of cross-stratified sedimentary layers and climbing-ripple structures: Journal of Sedimentary Petrology 47: 697-706.

Hunter, R.E., y D.M. Rubin, 1983. Interpreting cyclic cross-bedding, with an example from the Navajo Sandstone. En: Brookfield, M.E., y T. S. Ahlbrandt (Eds.), Eolian Sediments and Processes: Amsterdam, Elsevier: 407-427.

Iriondo, M., 1990. A late Holocene dry period in the Argentina plains. En: Rabassa, J. (Ed.), Quaternary of South America and Antarctic Peninsula 7, A. A. Balkema, Rotterdam: 197-218

Iriondo, M. y N. O. García, 1993. Climatic variations in the Argentine plains during the last 18,000 years. Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology 101: 209-220.

Iriondo, M. y D. M. Kröhling, 1996. Los sedimentos eólicos del noroeste de la llanura pampeana (Cuaternario Superior). XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas IV: 27-48. Buenos Aires.

Jensen, J. L. y M. Sørensen, 1986. Estimation of some aeolian saltation transport parameters: a re-analysis of Williams' data. Sedimentology 33: 547-558.

Johnson, M. R., 1994. Thin section grain size analysis revisited. Sedimentology 41: 985-999.

Jones, L. S. y R. C. Blakey, 1993. Erosional remnants and adjacent unconformities along an eolian-marine boundary of the Page sandstone and Carmel Formation, middle jurassic, south-central Utah. Journal of Sedimentary Petrology 63(3): 852-859.

Jones, L. S. y R. C. Blakey, 1997. Eolian-fluvial interaction in the Page Sandstone (Middle Jurassic) in south-central Utah, USA - a case study of erg-margin processes. Sedimentary Geology 109: 181-198.

Jordan, T. E., R. E. Drake y Ch. W. Naeser, 1993. Estratigrafía del Cenozoico medio en la Precordillera a la latitud del río Jáchal, San Juan, Argentina. XII Congreso

Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 132-141. Mendoza.

Kocurek, G., 1981. Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands. Sedimentology 28: 753-780.

Kocurek, G., 1988. First-order and super bounding surfaces in eolian sequences - *Bounding* surfaces revisited. Sedimentary Geology 56: 193-206.

Kocurek, G., 1996. Desert aeolian systems. En: Reading, H. G. (Ed.), Sedimentary environments and facies. Blackwell Scientific Publications. Tercera Edición: 125-153.

Kocurek, G., 1998. Aeolian system response to external forcing factors - A sequence stratigraphic view of the Saharan region. En: A. Alsharhan, K. Glennie, G. Whittle y C. Kendall (Eds.), Quaternary Desert and Climatic Change. Balkema, Rotterdam: 327-337.

Kocurek, G., 1999. The aeolian rock record. En: Goudie, A. S., I. Livingstone y S. Stokes (Eds.), Aeolian environments, sediments and landforms, Wiley: 239-259.

Kocurek, G. y R. H. Dott, 1981. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand. Journal of Sedimentary Petrology 51(2): 579-595.

Kocurek, G. y J. Nielson, 1986. Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. Sedimentology 33: 795-816.

Kocurek, G. y K. G. Havholm, 1993. Eolian sequence stratigraphy - A conceptual framework. En: Weimer P. y H. W. Posamentier (Eds.), Siliciclastic sequence stratigraphy, recent developments and applications. American Association of Petroleum Geologists Memoir 58: 393-409.

Kocurek, G. y N. Lancaster, 1999. Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. Sedimentology 46: 505-515.

Kocurek, G., J. Knight y K. Havholm, 1991. Outcrop and semi-regional three dimensional arquitecture and reconstruction of a portion of the eolian Page Sandstone (Jurassic). En: A. Miall (Ed), The three-dimensional facies architecture of terrigenons clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery: SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology 3: 25-43.

Kocurek, G., M. Townsley, E. Yeh, K. Havholm y M. L. Sweet, 1992. Dune and dune-field development on Padre Island, Texas, with implications for interdune deposition

and water-table-controlled accumulation. Journal of Sedimentary Petrology 62(4): 622-635.

Lancaster, N., 1981. Palaeoenvironmental implications of fixed dune systems in southern Africa. Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology 33: 327-346.

Lancaster, N., 1988. The development of large eolian bedforms. Sedimentary Geology 55: 69-89.

Lancaster, N., 1993. Origins and sedimentary features of supersurfaces in the northwestern Gran Desierto Sand Sea. En: Pye K. Y N. Lancaster (Eds.), Aeolian Sediments, Ancient and Modern. Special Publication International Association of Sedimentologists 16: 71-83.

Lancaster, N. y J. T. Teller, 1988. Interdune deposits of the Namib sand sea. Sedimentary Geology 55: 91-107.

Lancaster, N. y V. P. Tchakerian, 1996. Geomorphology and sediments of sand ramps in the Mojave Desert. Geomorphology 17: 151-165.

Lanbein, W. y S. Schumm, 1985. Yield of sediment in relation to mean annual precipitation. Transactions of the American Geophysical Union 39: 1076-1084.

Langford, R. P., 1989. Fluvial-aeolian interactions: Part I, modern systems. Sedimentology 36: 1023-1035.

Langford, R. P. y M. A. Chan, 1988. Flood surfaces and deflation surfaces within the Cutler Formation and Cedar Mesa Sandstone (Permian), southeastern Utah. Geological Society of America Bulletin 100: 1541-1549.

Langford, R. P. y M. A. Chan, 1989. Fluvial-aeolian interactions: Part II, anciant systems. Sedimentology 36: 1037-1051.

Limarino, C. O. y L. A. Spalletti, 1986. Eolian Permian deposits in west and northwest Argentina. Sedimentary Geology 49 : 129-137.

Limarino, C. y H. Sessarego, 1988. Algunos depósitos lacustres de las Formaciones Ojo de Agua y De La Cuesta (Pérmico). Un ejemplo de sedimentación para regiones áridas o semiáridas. Revista de la Asociación Geológica Argentina XLII(3-4): 267-279.

Limarino, C. O. y G. Martínez, 1992. Caracterización textural de algunas mesoformas eólicas de ambientes semidesérticos en el Bolsón de Guandacol. IV Reunión Ar-

gentina de Sedimentología, Actas II: 295-302.

Limarino, C., H. Sessarego, S. Césari y O. López Gamundí, 1986. El perfil de la Cuesta de Huaco, estratotipo de referencia (hipoestratotipo) del Grupo Paganzo en la Precordillera Central. Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 38: 81-109, Buenos Aires.

Limarino, C. O., L. A. Spalletti y C. Siano, 1993. A permian arid paleoclimatic phase in west and northwest Argentina. Comptes Rendus XII ICC-P, Volumen 2; 453-468.

Limarino, C. O., A. Tripaldi, A. T. Caselli, L. I. Net y M. L. Gagliardo, 1997. Sedimentología y subambientes del campo eólico intermontano de Loma de la Estancia, sudoeste de la provincia de La Rioja. Primer Taller de Sedimentología y Medio ambiente. Actas: 23-24.

Limarino, C. O., L. I. Net, P. R. Gutiérrez, V. Barreda, A. T. Caselli y S. Ballent, 2000. Definición litoestratigráfica de la Formación Ciénaga del Río Huaco (Cretácico), Precordillera Central, San Juan, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 55(1-2): 83-99.

Limarino, C. O., A. Tripaldi, A. T. Caselli, S. A. Marenssi, G. Re y L. I. Net, 1999. Facies, paleoambientes depositacionales y edad de la Formación Vinchina, Neógeno, provincia de La Rioja. XIV Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 65.

Limarino, C. O., A. Tripaldi, S. A. Marenssi, L. I. Net, G. Re y A. T. Caselli, 2001. Control on the evolution of the fluvial systems of the Vinchina Formation (Miocene), northwestern Argentina. Journal of South American Earth Sciences. En prensa.

Limarino, C. O., L. A. Fauqué, R. Cardó y M. L. Gagliardo, 2001. La Faja Volcánica Miocena de la Precordillera Septentrional. Revista de la Asociación Geológica Argentina. En prensa.

Loope, D. B. y E. L. Simpson, 1992. Significance of Thin Sets of Eolian Cross-Strata. Journal of Sedimentary Petrology 62 (5): 849-859.

López Gamundí, O., S. Page, A. Ramos y I. Espejo, 1985. Redefinición litoestratigráfica del Grupo Río Huaco: características genéticas de las formaciones Cerro Morado y Cauquenes (Triásico) en la Ciénaga del Vallecito, San José de Jachal, prov. de San Juan. Primeras Jornadas sobre Geología de la Precordillera, Actas: 65-70.

Mader, D., 1983. Aeolian sands terminating an evolution of fluvial depositional environment en Middle Buntsandstein (Lower Triassic) of the Eifel, Federal Republic Germany. En: Brookfield M. E. y T. S. Ahlbrandt (Eds.), Eolian sediments and processes, Developments in Sedimentology 38: 583-612.

Mainguet, M. y M. Chemin, 1983. Sand seas of the Sahara and Sahel: an explanation of their thickness and sand dune type by the sand budget principle. En: Brookfield M. E. y T. S. Ahlbrandt (Eds.) Eolian sediments and processes, Developments in Sedimentology 38: 353-363.

Marenssi, S., L. Net, A. Caselli, A. Tripaldi y C. Limarino, 2000. Hallazgo e interpretacion de discordancias intraformacionales en la Formación Vinchina (Neógeno), Quebrada de la Troya, La Rioja, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 55(4): 414-418.

Marzolf, J. E., 1983. Changing wind and hydrologic regimes during deposition southwestern United States. En: Brookfield M. E. y T. S. Ahlbrandt (Eds.), Eolian sediments and processes, Developments in Sedimentology 38: 635-660.

Mason, C. C. y R. L. Folk, 1958. Differentiation of beach, dune, and aeolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas. Journal of Sedimentary Petrology 28(2): 211-226.

Maxwell, T. A., 1981. Sand sheet and lag deposits in the southwestern desert. Annals of the Geological Survey of Egypt, V. XI: 157-173.

Mazzoni, M., 1978. El uso de medidas estadísiticas texturales en el estudio ambiental de arenas. Revista del Museo de La Plata, Obra Centenario, IV Sección Geología: 179-223.

McCauley, J. F., C. S. Breed y M. J. Grolier, 1981. The interplay of fluvial, mass-wasting and eolian processes in the eastern Gilf Kebir region. Annals of the Geological Survey of Egiyt XI: 207-239.

McEwan, I. K., B. B. Willetts y M. A. Rice, 1992. The grain/bed collision in sand transport by wind. Sedimentology 39: 971-981.

McKee, E. D., 1957. Primary structures in some recent sediments. American Association Petroleum Geologists Bulletin 41(8): 1704-1747.

McKee, E. D., 1966. Structures of dunes at White Sands National Monuments, New Mexico (and a comparison with structures of dunes from other selected areas).

Sedimentology 7 (1): 3-69.

McKee, E. D. (Ed.), 1979. A Study of Global Sand Seas. U. S. Geological Survey, Professional Paper 1052, 429 pp.

McKee, E. D. y R. J. Moiola, 1975. Geometry and growth of White Sand dune field, New Mexico. U.S. Geological Survey Jour. Research 3(1): 59-66.

McKee, E. D. y G. C. Tibbitts, 1964. Primary structures of a seif dune and associated deposits in Lybia. Journal of Sedimentary Petrology 34(1): 5-17.

McManus, J., 1991. Grain size determination and interpretation. En: Tucker M. (Ed.), Techniques in Sedimentology, Blackwell, Oxford.

Melton, F. A., 1940. A tentative classification of sand dunes, its application to dune history in the southern high plains. Journal of Geology 48(2): 113-174.

Miall, A. D., 1977. A review of the braided river depositional environment. Earth Science Review 13: 1-62.

Miall, A. D., 1990. Principles of sedimentary basin analysis. Springer, 400 pp.

Miall, A. D., 1991. Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks and their relationship to sedimentation rate. En: Miall, A. D. y N. Tyler (Eds.), The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. SEMP, Concepts in Sedimentology and Paleontology 3: 6-12.

Miall, A. D., 1996. The geology of fluvial deposits. Springer Verlag, Berlín, 582 pp.

Middleton, L. T. y R. C. Blakey, 1983. Processes and controls on the intertonguing of the Kayenta and Navajo Formation, northern Arizona: eolian-fluvial interactions. En: Brookfield M. E. y T. S. Ahlbrandt (Eds.), Eolian sediments and processes, Developments in Sedimentology 38: 613-634.

Middleton, L. T. y J. Southard, 1984. Mechanics of sediment movement. SEPM Short Course 3.

Milana, J. P., 1993. Estratigrafía de eolianitas en la zona de Jáchal-Huaco, Precordillera de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina 48(3-4): 283-298.

Mountney, N. y J. Howell, 2000. Aeolian architecture, bedform climbing and preservation space in the cretaceous Etjo Formation, NW Namibia. Sedimentology 47: 825-849.

Muruaga, C., M. M. Mazzoni y F. Colombo Piñol, 1999. Médanos de altura en el

borde suroriental de La Puna, noreste de la provincia de Catamarca. XIV Congreso Geológico Argentino, Actas I: 67. Salta.

Newell, A. J., 2001. Bounding surfaces in a mixed aeolian-fluvial system (Rotlegend, Wessex Basin, SW UK). Marine and Petroleum Geology 18: 339-347.

Nielson, J. y G. Kocurek, 1986. Climbing zibars of the Algodones: Sedimentary Geology 48: 1-15.

Pérez, M.A., F. Fernández Seveso, L. A. Alvarez y I. E. Brisson, 1993. Análisis ambiental y estratigráfico del Paleozoico superior en el área anticlinal de Huaco, San Juan, Argentina. X Congrés International de la Stratigraphie et geólogie du Carbonifére et Permien, Comptes Rendus 2: 297-318. Buenos Aires.

Porter, M. L., 1986. Sedimentary record of erg migration. Geology 14: 497-500.

Porter, M. L., 1987. Sedimentology of an anciant erg margin: the Lower Jurassic Aztec Sandstone, southern Nevada and southern California. Sedimentology 34: 661-680.

Purvis K., 1991. Stoss-side mud-drapes: deposits of interdune pond margins. Sedimentology 38: 153-156.

Rabassa, J., 1999. Cuaternario de la Cordillera Patagónica y Tierra del Fuego. En: Caminos, E. (Ed.), Geología Argentina. Instituto de Geología y Recusos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Anales 29: 796 pp.

Ramos, V. A., 1970. Estratigrafía y estructura del Terciario en la Sierra de los Colorados (provincia de La Rioja), República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 25 (3): 354-382.

Re, G.H. y F. J. Vilas, 1990. Análisis de los cambios paleogeográficos ocurridos durante el Cenozoico tardío, en la región de Vinchina (provincia de La Rioja); a partir de estudios magnetoestratigráficos. XI Congreso Geológico Argentino, Actas II: 267-270. San Juan.

Re, G.H. y S. P. Barredo, 1995. Esquema de correlación magnetoestratigráfica de formaciones terciarias aflorantes en las provincias de San Juan, La Rioja y Catamarca. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 48(3-4): 241-246.

Reading, H. G., 1986. Sedimentary environments and facies. Blackwell Scientific Publications, Segunda Edición, 615 pp.

Reading, H. G., 1996. Sedimentary environments and facies. Blackwell Scientific

Publications. Tercera Edición, 688 pp.

Regairaz, A., G. M. Suvires y W. Simon, 1987. Síntesis geomorfológica regional de la provincia de San Juan, República Argentina. X Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 337-343. Tucumán.

Reineck, H. E. y I. B. Singh, 1973. Depositional sedimentary environments, with reference to terrigenous clastics, Springer-Verlag, Berlin, Primera Edición, 439 pp.

Reynolds, J. H., 1987. Chronology of Neogene tectonics in the central Andes (27º–33º S) of western Argentina based on the magnetic polarity stratigraphy of foreland basin sediments (PhD thesis). Dartmouth College, Hanover, 353 pp. (inédito).

Rice, M. A., B. B. Willetts y I. K. Mcewan, 1995. An experimental study of multiple grain-size ejecta produced by collisions of saltating grains with a flat bed. Sedimentology 42: 695-706.

Rice, M. A., B. B. Willetts y I. K. Mcewan, 1996. Observations of collisions of saltating grains with a granular bed from high-speed cine-film. Sedimentology 43: 21-31.

Rodriguez, E. J., 1966. Estudio hidrogeológico del sector nordeste de la provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina XXI(1): 39-60.

Rubin, D. M., 1987. Cross-bedding, Bedform and Paleocurrents. SEPM, Concepts in Geology 1, Tulsa, 187 pp.

Rubin, D. M. y R. E. Hunter, 1982. Bedform climbing in theory and nature. Sedimentology 29: 121-138.

Rubin, D. M. y R. E. Hunter, 1983. Reconstruction bedform assemblages from compound cross-bedding. En: Brookfield M. E. y T. S. Ahlbrandt (Eds.), Eolian sediments and processes, Developments in Sedimentology 38: 407-427.

Sarthein, M., 1978. Sand desert during glacial maximum and climatic optimum. Nature 272: 43-46.

Scasso, R. A. y C. O. Limarino, 1996. Petrología y diagénesis de rocas clásticas. Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial nº 1. 258 pp.

Schelee, J., E. Uchupi y J. V. A. Trumbull, 1964. Statistical parameters of Cape Code beach and eolian sands. Geological Survey research 1964: U. S. Geological Survey, Professional Paper 501: 118-122.

Schenk, C. J., 1983. Textural and structural characteristics of some experimentally

formed eolian strata. En: Brookfield M. E. y T. S. Ahlbrandt (Eds.), Eolian sediments and processes, Developments in Sedimentology 38: 41-49.

Sharp, R. P., 1963. Wind ripples. Journal of Geology 71: 617-636.

Shepard, F. P. y R. Young, 1961. Distinguishing between beach and dune sands. Journal of Sedimentary Petrology 31: 196-214.

Smith, H. S. U., 1954. Eolian sand on desert mountains. Geological Society of America, Annual Meeting Abstract: 102-103.

Sneh, A., 1983. Desert stream sequences in the Sinai Peninsula. Journal of Sedimentary Petrology 53(4): 1271-1279.

Spalletti L. A., 1979. Diferenciación textural de arenas de playa frontal, playa distal y médano de la provincia de Buenos Aires en base al análisis estadístico. Revista de la Asociación Geológica Argentina 34: 87-99.

Spalletti L. A. y M. Mazzoni, 1972. Paleocorrientes del miembro medio de la Formación Yacimientos Los Reyunos, Sierra Pintada, provincia de Mendoza, República Argentina. Asociación Argentina de Mineralogía, Petrografía y Sedimentología, Revista 3(3-4): 77-90.

Stam, 1997. On the modelling of two-dimensional aeolian dunes. Sedimentology 44: 127-141.

Stokes, W.L., 1968. Multiple parallel-truncation bedding planes-a feature of wind-deposited sandstone formations: Journal of Sedimentary Petrology 38: 510-515

Sweet M. L., 1999. Interaction between aeolian, fluvial and playa environments in the Permian Upper Rotliegend Group, UK southern North Sea. Sedimentology 46: 171-187.

Taira, A y P. A. Scholle, 1979. Discrimination of depositional environment using settling tube data. Journal of Sedimentary Petrology 49: 787-800.

Tabutt, K. W., 1986. Fission track chronology of foreland basins, in Eastern Andes: Magmatic and tectonic implications. Thesis Master, Darmouth College, 100 pags. (inédito). En Reynolds (1987).

Talbot, M. R., 1985. Mayor bounding surfaces in aeolian sandstones - a climatic model. Sedimentology 32: 257-265.

Thomas D. S. G., M. D. Bateman, D. Mehrshasi y S. L. O'Hara, 1997. Development and environmental significance of an eolian sand ramp of last-glacial age, Cen-

tral Iran. Quaternary Research 48: 155-161.

Tripaldi, A., 1998. Sedimentología de los depósitos cuaternarios del valle de Guandacol, provincia de La Rioja. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 79 pp, (inédito).

Tripaldi, A., 1998. Caracterización textural de ondulitas de impacto y ondulitas eólicas. VII Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 74-75.

Tripaldi, A. y C. O. Limarino, 1998. Depósitos de interacción eólica-fluvial en el valle de Guandacol (provincia de La Rioja). VII Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 136-137.

Tripaldi, A. y C. O. Limarino, 2000. Depósitos de dunas ascendentes en la Sierra de Los Tarjados, provincia de La Rioja, Argentina. Geogaceta 28: 145-148.

Tripaldi, A., C. O. Limarino, A. T. Caselli, L. I. Net y M. L. Gagliardo, 1998. Sedimentología de arenas eólicas cuaternarias del área de Lomas de la Estancia, la provincia de La Rioja (Argentina): un ejemplo de sedimentación en campos eólicos intermontanos. AAS Revista 5(1): 21-40.

Tripaldi, A., L. I. Net, C. O. Limarino, A. T., Marenssi, S., Re, G. y A. T. Caselli, 2001. Facies, paleoambientes depositacionales y edad de la Formación Vinchina, Neógeno, provincia de La Rioja. Revista de la Asociación Geológica Argentina. En prensa.

Tsoar, H., 1983. Wind tunnel modeling of echo and climbing dunes. En: M. E. Brookfield y T. S. Ahlbrandt (Eds.), Eolian Sediments and Processes, Developments in Sedimentology, Elsevier, Amsterdam: 247-249.

Turner, J.C.M., 1964. Descripción Geológica de la Hoja 15c. Vinchina (Provincia de La Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería. Buenos Aires. 81 p.

Udden, J. A., 1914. The mechanical composition of clastic sediments. Geological Society of American Bulletin 25: 655-744.

Visher, G. S., 1969, Grain-size distribution and depositional processes. Journal of Sedimentary Petrology 39: 1074-1106.

Walker, R. G. y N. P. James, 1992. Facies models, response to sea level change. Geological Association of Canada, 454 pp.

Ward, J. D., 1988. Eolian, fluvial and pan (playa) facies of the tertiary tsondab sandstone formation in the Central Namib Desert, Namibia. Sedimentary Geology