



Universidad
Zaragoza

Trabajo Fin de Máster

Sedimentología de las unidades detríticas de edad
Albiense en el área del Anticlinal de Montalbán
(Teruel)

Autor/es

Víctor Suárez Monfort

Director/es

Ana Rosa Soria de Miguel
Carlos Luis Liesa Carrera

Facultad de Ciencias
2012

UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA

DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA

**SEDIMENTOLOGÍA DE LAS UNIDADES DETRÍTICAS
DE EDAD ALBIENSE EN EL ÁREA DEL ANTICLINAL DE
MONTALBÁN (TERUEL)**

TRABAJO DE FIN DE MÁSTER



Autor:

SUÁREZ MONFORT, Víctor

Directores:

**LIESA CARRERA, Carlos Luis
SORIA DE MIGUEL, Ana Rosa**

1 de Julio de 2012

ÍNDICE

Resumen & Abstract	3
Capítulo I – Introducción	5
1.1.- Planteamiento y objetivos	5
1.2.- Situación geográfica y marco geológico	9
1.3.- Metodología	10
Capítulo II – Estratigrafía	13
2.1.- Estratigrafía del sector de Plou	14
-Perfil Plou-1 (PI-1)	14
-Perfil Plou-2 (PI-2)	18
-Perfil Plou-3 (PI-3)	23
-Perfil Plou-4 (PI-4)	29
-Correlación de los perfiles de Plou	33
2.2.- Estratigrafía del sector de Segura de los Baños	35
-Perfil Baños del Segura (BS)	36
-Perfil Las Cañadas (LC)	40
-Correlación de los perfiles de Segura de los Baños	45
Capítulo III – Sedimentología	47
3.1.- Análisis de facies	47
Asociación de facies de playa lake (AF-1)	47
Asociación de facies de sand sheet eólico (AF-2)	52
Asociación de facies de dunas eólicas (AF-3)	55
Asociación de facies de llanura mareal (AF-4)	60
Capítulo IV – Estructura y tectónica	65
4.1.- Estructura en el sector de Plou	66
4.2.- Estructura en el sector de Segura de los Baños	74
4.3.- Análisis de datos e interpretación	76
Capítulo V – Discusión y Conclusiones	79
5.1.- Los medios sedimentarios en la zona de estudio	79
5.1.1.- El sistema desértico	80
5.1.2.- El medio mareal	83
5.2.- Relación entre tectónica y sedimentación	83
5.3.- Conclusiones	84
Capítulo VI – Referencias	87
6.1.- Bibliografía	87
6.2.- Páginas web	93
6.3.- Aplicaciones	93
Anexo	95

Resumen

En este trabajo se analiza la estratigrafía, sedimentología y relaciones tectónica-sedimentación del tránsito Albiense-Cenomaniense en un sector central de la cuenca Ibérica (sector de Plou-Segura de los Baños). Se han estudiado en detalle seis afloramientos, cuatro en Plou (al NE del alto de Montalbán) y dos en Segura de los Baños (al SO de dicha estructura). El estudio estratigráfico ha permitido definir cinco unidades sedimentarias, las tres basales (unidades UP1-UP2-UP3 en Plou y unidades US1-US2-US3 en Segura de los Baños) comprenden la parte superior de la Formación Utrillas y las dos superiores (UP4-UP5 en Plou y US4-US5 en Segura de los Baños) la parte basal de la Formación Mosqueruela. A partir del análisis sedimentológico se han definido cuatro asociaciones de facies que comprenden ambientes de *playa-lake*, *sand-sheets* eólicos, dunas eólicas y de llanuras de mareas. La relación vertical de estas asociaciones de facies ha permitido caracterizar una evolución temporal de ambientes desde un sistema desértico arenoso (fundamentalmente con facies de *back-erg* interno con influencias marerales) a un segundo episodio de llanura de mareas. Ambos episodios están limitados por una superficie transgresiva que se ha correlacionado con el ascenso relativo del nivel del mar ocurrido durante el Cenomaniense inferior. Durante la sedimentación ha existido una tectónica extensional activa que ha formado fallas normales, diaclasas y otras estructuras menores, y generado rotaciones de bloques, discordancias locales y cambios de espesor en las unidades sedimentarias. A partir del análisis de seis poblaciones de fallas sin estrías se ha deducido una dirección de extensión principal NO-SE, en un régimen de esfuerzos próximo a la extensión radial.

Abstract

This work analyses the stratigraphy, sedimentology and tectonic-sedimentation relationships of the Albian-Cenomanian transit series in the central sector of the Iberian basin (Plou-Segura de los Baños region). Six outcrops and stratigraphic series have been studied in detail, four in the Plou sector (NE of the Montalbán structural high), and two in the Segura de los Baños sector (SW of that structural high). The stratigraphical analysis allowed defining five sedimentary units, the three basal units (units UP1-UP2-UP3 at Plou and units US1-US2-US3 at Segura de los Baños) comprise the upper part of the Utrillas Formation, and the two upper units (UP-4-UP5 at Plou and US4-US5 at Segura de los Baños) comprise the basal part of the Mosqueruela Formation. Four facies associations have been distinguished from the sedimentological analysis: *playa-lake*, *aeolian sand-sheets*, *aeolian dunes*, and *tide flats*. The vertical relationships between these facies associations have allowed characterise a temporal evolution of the sedimentary environments from a sandy desert system (usually with internal *back-erg* facies with tidal influence) towards a second episode of tidal flats. Both episodes are bounded by a transgressive surface that has been correlated with the relative rise of the sea level during the lower Cenomanian. Contemporary with de sedimentation an extensional tectonics took place, which formed normal faults, joints

and other minor structures. It was responsible for the development of block rotations, local angular unconformities, and thickness changes of the sedimentary units. A NW-SE main extension direction, within a radial extension stress regimen, has been inferred from the analysis of six fault populations.

Capítulo I

INTRODUCCIÓN

1.1.- Planteamiento y objetivos

Durante el Albiense tiene lugar, en toda la Cuenca Ibérica, el depósito de la Fm. Arenas de Utrillas, definida formalmente por Aguilar *et al.* (1971) y redefinida, posteriormente, por Cervera *et al.* (1976). Esta formación se caracteriza por una sedimentación esencialmente arenosa con altos contenidos en limos y arcillas, que durante años fue interpretada en relación a medios fluviales (Pardo, 1979; Pardo *et al.*, 1991; Querol, 1990; Querol *et al.*, 1992) con influencia mareal hacia techo (Pardo, 1979 y Pardo *et al.*, 1991). Esta unidad, de carácter claramente expansivo, se ha relacionado con el inicio de la etapa de *postrift* del Cretácico Superior (Salas y Casas, 1993).

Sin embargo, la ausencia de bases erosivas de canales y la no existencia de secuencias granodecrecientes (típicas de relleno de canal), la homometría de los niveles arenosos (con tamaños de grano de entre 2 y 3 Φ), así como la presencia de estratificaciones cruzadas a distintas escalas con bases tangenciales y extensas caras de avalancha (que alcanzan inclinaciones de hasta 35°), ha llevado en los últimos años

a desestimar la interpretación de estas unidades en relación a sistemas fluviales y a proponer y definir la presencia de diferentes elementos arquitecturales (*draas* lineares, dunas crecénticas compuestas, dunas eólicas complejas, interdunas secas, húmedas y evaporíticas, *sand sheets* eólicos, depósitos de *sabkhat* detríticas y facies extraduna (*lagoon*)) que describen para el área Ibérica un sistema desértico arenoso de tipo *erg* durante el Albiense (Rodríguez-López, 2008; Rodríguez-López *et al.*, 2006a, 2008a, 2008b, 2009, 2010, 2012).

Este sistema desértico se desarrolló en un contexto tectónico activo con alta tasa de creación de espacio de acomodación que favoreció su preservación (Rodríguez-López *et al.*, 2007a; 2007b), extendiéndose unos 16.000 Km² y abarcando todos los afloramientos de las Provincias de Soria, Zaragoza y Teruel (Rodríguez-López *et al.*, 2009). Pero este sistema desértico no era homogéneo, sino que, por el contrario, se trataba de un sistema complejo y espacialmente zonado, constituido por diversos subambientes sedimentarios que se distribuían desde las regiones más próximas al área fuente (situadas hacia el NO) hasta las zonas más distales (al SE), en donde se producía la interacción entre el sistema desértico y los ambientes costeros del Mar *Tethys* (Rodríguez-López *et al.*, 2006a; 2008a; 2010). Según estos autores, la zonación característica del sistema desértico es similar a la descrita por Porter (1986) para otros sistemas desérticos arenosos de tipo *erg* antiguos, según la cual se divide el sistema desértico en tres sectores desarrollados desde una posición proximal (*back-erg*) hasta una posición distal (*fore-erg*), pasando por una posición central (*central-erg*) (Fig. 1.1).

El sector proximal del sistema desértico, el *back-erg*, ha sido reconocido en las Provincias de Soria, Zaragoza y Teruel (Fig. 1.1), y se caracteriza por la interacción entre sistemas fluviales efímeros procedentes del Macizo Ibérico y el viento, dando lugar a ciclos fluvio-eólicos típicos de la orla de *wadis* (canales efímeros) que se desarrolla entre los macizos rocosos y el *central-erg* (Rodríguez-López *et al.*, 2010). Según estos autores, el *back-erg* de este sistema presenta dos dominios paleogeográficos bien diferenciados: un *back-erg* externo (*outer back-erg*) y un *back-erg* interno (*inner back-erg*). El *back-erg* externo está situado en la Provincia de Soria y se caracteriza por ser uno de los principales depocentros del sistema desértico, en el que se generaron potentes acumulaciones de arenas de dunas eólicas que se interestratifican con conglomerados depositados en sistemas fluviales efímeros. El *back-erg* interno se localiza en la Provincia de Zaragoza (en las zonas de Alhama de Aragón y Nuévalos) y en la Provincia de Teruel (en la región de Piedrahita-Hinojosa-Plou), desarrollándose sobre el alto estructural de Montalbán (Fig. 1.1), y está caracterizado por el dominio de depósitos de *mud playa* interestratificados con depósitos de *wadis*, dunas eólicas y *sand sheets* eólicos.

El sector central del sistema desértico, el *central-erg*, se sitúa geográficamente en la Provincia de Teruel (Fig. 1.1), más concretamente en los sectores de Estercuel-Gargallo y Oliete-Ariño, y en él se produce la principal acumulación y desarrollo de los depósitos eólicos del sistema desértico (Rodríguez-López *et al.*, 2008a, 2010). Las

principales asociaciones de facies reconocidas son: dunas eólicas crescénticas, *draas* lineares, *draas* no lineares, interdunas húmedas y secas, *sand sheets* eólicos y *sabkhas* siliciclásticas (*detrital-dominant sabkhas*). Asociados a las interdunas húmedas se han observado superficies de colonización de briofitas (Diéguez *et al.*, 2007) y restos de troncos silicificados (Rodríguez-López *et al.*, 2008a).

El sector distal del sistema desértico, el *fore-erg*, se ha reconocido en la Provincia de Teruel (Fig. 1.1), en los sectores de Utrillas-Escucha y Esterciel-Gargallo, y en él se produjo la interacción entre el sistema desértico arenoso y el sistema marino coetáneo (el Mar *Tethys*), generándose avances y retrocesos de la línea de costa. Esto favoreció el desarrollo de ciclos duna-extraduna en los que se produjo la interacción entre el *erg* y el mar, mediante el retrabajamiento de las facies eólicas en medios marinos restringidos (llanuras de marea, bahía-*lagoon*) (Rodríguez-López *et al.*, 2006a; 2008b; 2010).

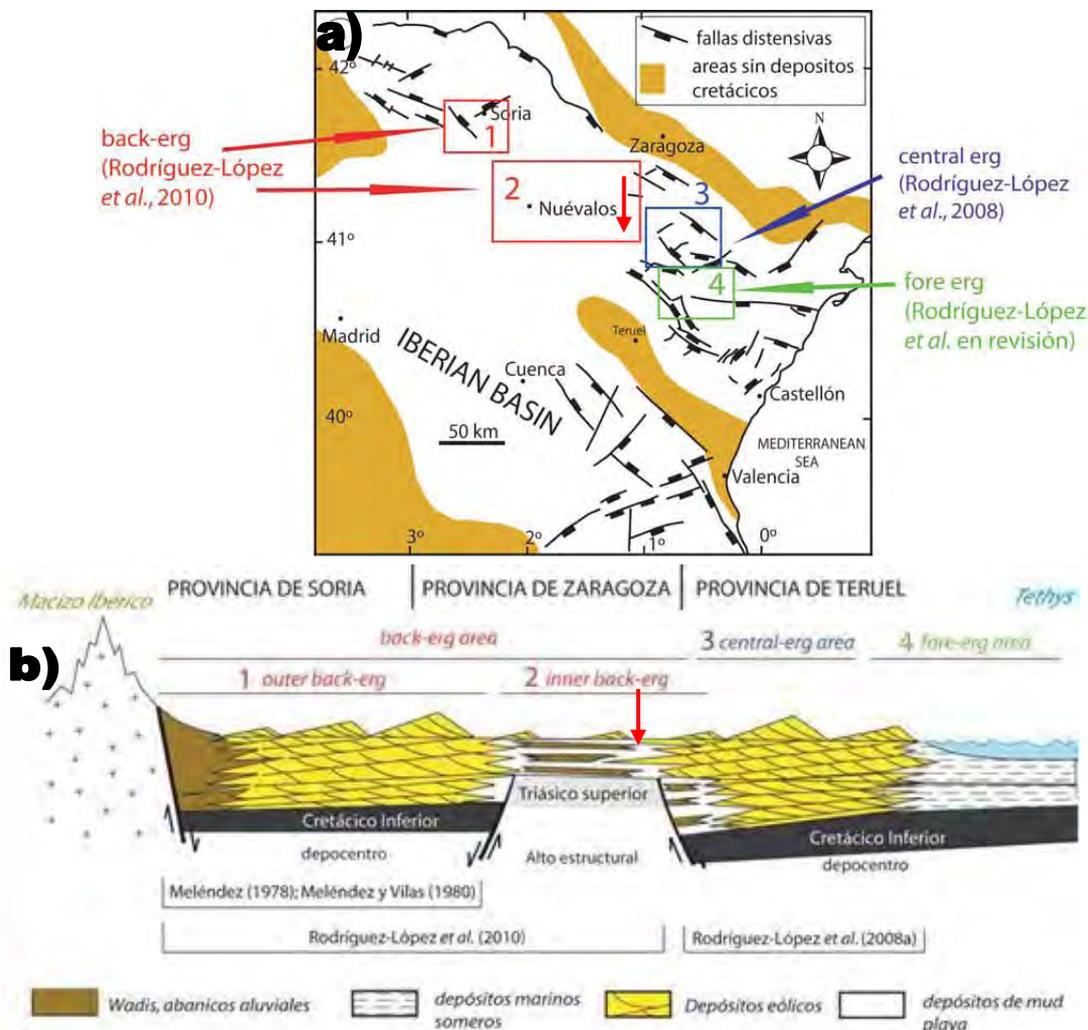


Fig. 1.1 – Zonación espacial vista en planta (a) y en corte (b) del sistema desértico arenoso (erg) desarrollado en el E de Iberia desde el Albiense temprano al Cenomaniense temprano, entre el Macizo Ibérico y el Mar Tethys (Rodríguez-López *et al.*, 2009). La flecha roja indica el emplazamiento de la zona de estudio en este contexto paleogeográfico. *Artículo en revisión: Rodríguez-López *et al.*, 2012.

En este trabajo se estudia la sedimentación propia de las unidades albienses y su tránsito al Cenomaniense en el sector del *back-erg* interno, por ser el sector menos conocido del sistema desértico y que, además, se desarrolla en relación a una zona de umbral sedimentario (Fig. 1.1b). El área escogida se localiza en el sector septentrional del Anticlinal de Montalbán, en la transversal Segura de los Baños – Plou (Fig. 1.2).

Los objetivos concretos de este trabajo son:

1. Establecer las asociaciones de facies que caracterizan esta zona del *back-erg* en la Provincia de Teruel y su interpretación sedimentaria.
2. Comprender la influencia del umbral sedimentario durante el intervalo Albiense-Cenomaniense, caracterizando la evolución sedimentaria y definiendo cómo se produce el tránsito a las unidades cenomanienses en esta zona de umbral sedimentario.
3. Analizar la influencia de la tectónica (local y regional) en la sedimentación durante dicho intervalo.

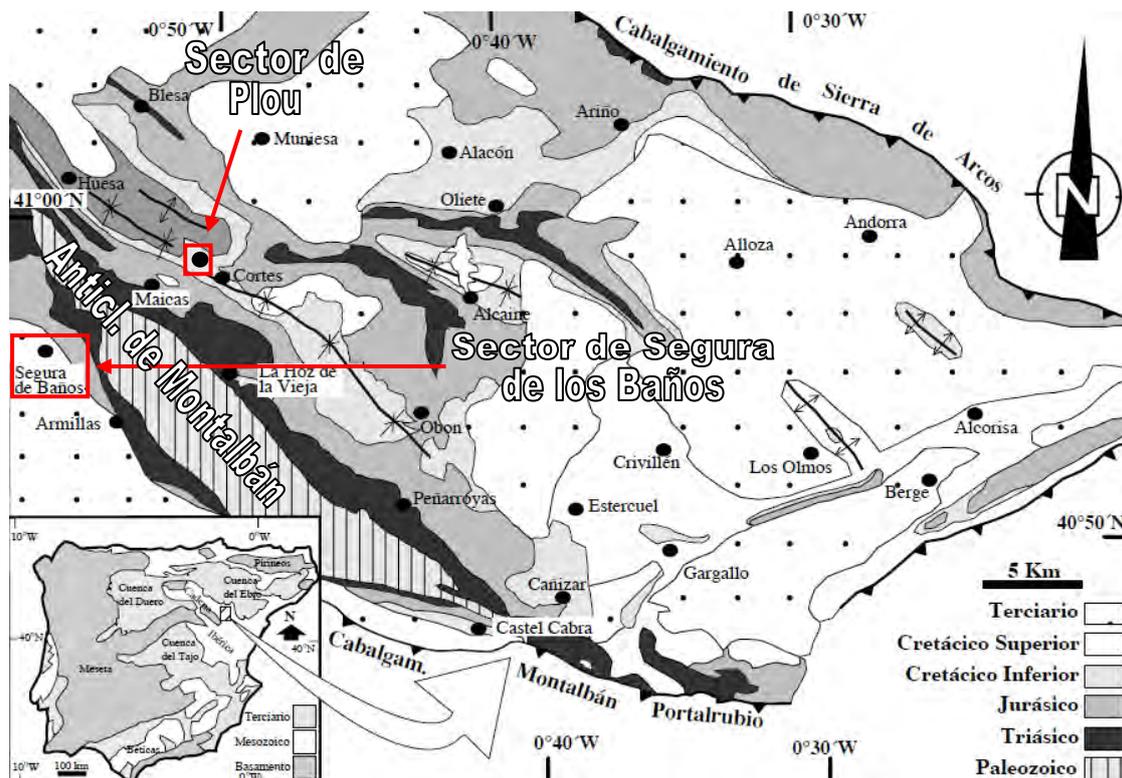


Fig. 1.2 – Situación geográfica y geológica del Anticlinal de Montalbán, en la que se señalan los sectores estudiados (modificada de Murat, 1983).

1.2.- Situación geográfica y marco geológico

El área de estudio está emplazada en la Comarca de las Cuencas Mineras (Provincia de Teruel, España) y abarca diversos afloramientos que, por su distribución geográfica, han permitido dividir la zona en dos sectores bien diferenciados: Plou y Segura de los Baños (*Fig. 1.2*). El sector de Plou está localizado en la hoja nº 493 (Oliete) del MGN (Mapa Geológico Nacional) a escala 1:50.000 (Almela *et al.*, 1977a; 1977b) y los afloramientos que se han estudiado en él están emplazados en la base del Cabezo de San Jorge, que se dispone junto a la carretera A-2514 (en el tramo que une la carretera A-222 con Plou), a unos 200 metros al SE del pueblo. El sector de Segura de los Baños engloba la localidad que le da nombre y sus alrededores, y se ubica en la hoja nº 492 (Segura de los Baños) (Martín *et al.*, 1977a; 1977b).

Paleogeográficamente, la zona de estudio se localiza dentro de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Esta cadena constituyó la zona más importante de concentración de la deformación en el interior de la placa Ibérica durante el Mesozoico y el Terciario, ya que durante este proceso jugaron un papel importante las fallas tardihercínicas formadas al final del Paleozoico (Arthaud y Matte, 1975; Álvaro *et al.*, 1979). Según Álvaro (1991) y Salas y Casas (1993), durante el Mesozoico la Cordillera Ibérica experimentó una importante extensión, con dos periodos de *rifting* (durante el Triásico y el Cretácico Inferior) y dos periodos de *postrift* (en el Jurásico y el Cretácico Superior). Según Casas *et al.* (1997), durante los periodos de *rift* se depositaron materiales en ambientes continentales, transicionales y marinos someros, mientras que las etapas de *postrift* estuvieron caracterizadas principalmente por una importante expansión de las plataformas carbonatadas marinas más o menos someras.

El Anticlinal de Montalbán es una de las estructuras de mayor envergadura de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Casas *et al.*, 1997). Tiene una orientación NO-SE y afecta al zócalo hercínico y a su cobertura mesozoica y cenozoica (Guimerà *et al.*, 1990). En su flanco norte afloran materiales del Triásico Inferior y Medio, con pliegues tumbados y cabalgamientos de escaso desplazamiento, mientras que su flanco sur aparece subvertical o invertido, con los materiales paleozoicos cabalgando en algunos puntos sobre la serie mesozoica (Casas *et al.*, 1997). El Anticlinal de Montalbán, al menos en su núcleo y flanco SO, fue probablemente una zona de umbral sedimentario durante el Cretácico Inferior, ya que la Fm. Utrillas llega a apoyarse directamente sobre el Triásico (Almela *et al.*, 1977b; Ferreira *et al.*, 1991; Soria, 1997). Esta estructura separa la zona de estudio en los dos sectores anteriormente citados (*Fig. 1.2*), de modo que el sector de Plou se localiza al NE del Anticlinal de Montalbán, concretamente en el extremo septentrional del flanco SO del sinclinal Obón-Huesa, y el sector de Segura de los Baños en el flanco SO del Anticlinal de Montalbán (al N de la Cuenca Terciaria de Montalbán).

1.3.- Metodología

- **Trabajo previo**

La primera fase de esta investigación ha consistido en la búsqueda de documentación y bibliografía relacionada con las unidades arenosas de edad Albiense en el área de estudio.

- **Trabajo de campo**

El trabajo de campo se ha centrado principalmente en: (1) la localización de afloramientos a lo largo del área de estudio, (2) el levantamiento de diversos perfiles estratigráficos (cuatro en el sector de Plou y dos en el sector de Segura de los Baños), (3) la descripción de las distintas facies y asociaciones de facies identificadas en los afloramientos estudiados, y (4) la toma de datos estructurales (esencialmente fallas). Durante el levantamiento de los perfiles se han tomado muestras de algunos niveles con el fin de realizar levigados, granulometrías y estudios micropaleontológicos.

Así mismo, también se han realizado esquemas (totales y parciales) de los afloramientos con el fin de mostrar la estructura y disposición de los materiales.

- **Trabajo de laboratorio**

Las muestras recogidas en el campo han sido tratadas en el laboratorio con el fin de ampliar los datos obtenidos. Algunas de las muestras procedentes de niveles arcillosos y limosos se seleccionaron para la realización de levigados con la finalidad de identificar su contenido micropaleontológico (paleopalínológico), aunque los resultados no han llegado a tiempo para la redacción de esta memoria. Por otro lado, las muestras de arena han sido destinadas a la realización de granulometrías y, en algunos casos, a estudios en detalle de la morfología y textura superficial de los granos mediante microscopía electrónica de barrido de emisión de campo (FESEM, *Field Emission Scanning Electron Microscope*), con el fin de determinar las características texturales de los granos y poder deducir el medio de depósito.

Para la observación en detalle de las muestras (granos dispersos) se ha utilizado un equipo de FESEM Carl Zeiss MERLIN™, a un voltaje (EHT) de 5 kV, un vacío de $4 \cdot 10^{-6}$ mbar y una distancia de trabajo (WD) de 8 mm. Para el correcto visionado de las muestras ha sido necesario recubrirlas previamente con una capa de platino de 5 nm de espesor para mejorar sus propiedades conductoras, empleando para ello una unidad de recubrimiento de alto vacío por pulverización catódica EM SCD500 de Leica. Ambos equipos pertenecen al Servicio de Microscopía Electrónica de Materiales de la Universidad de Zaragoza.

- **Trabajo de gabinete**

En este apartado se agrupan los trabajos que conllevan el tratamiento e interpretación de los datos obtenidos en campo y laboratorio, que culminan en la redacción de esta memoria. Son los siguientes:

- Delineación de los perfiles estratigráficos en detalle y los esquemas de los afloramientos utilizando el programa de diseño *Adobe Illustrator*.
- Análisis y representación de fallas y estructuras de deformación y cálculo de esfuerzos mediante distintas aplicaciones informáticas (*ver capítulo Estructura y Tectónica*).
- Correlación estratigráfica de los perfiles a partir de los datos de campo.
- Interpretación de granulometrías y datos obtenidos mediante FESEM.
- Descripción e interpretación de facies y asociaciones de facies.
- Establecimiento del modelo sedimentológico.
- Elaboración de gráficos y redacción de la memoria.

Algunas de las herramientas empleadas han sido las aplicaciones *GoogleEarth* y *GoogleMaps* y las existentes en la página Web del Servicio de Investigación Territorial de Aragón (SITAR), utilizadas sobre todo para la obtención de las imágenes de satélite y las coordenadas UTM.

Capítulo II

ESTRATIGRAFÍA

En este capítulo, que ha sido subdividido en dos apartados diferentes (*Estratigrafía del sector de Plou* y *Estratigrafía del sector de Segura de los Baños*), se ha llevado a cabo un análisis estratigráfico de detalle de la zona estudiada. En cada apartado se realiza una descripción de los afloramientos estudiados en el sector correspondiente, indicando sus situaciones geográficas, los materiales que los componen y la disposición de los mismos.

A final de cada apartado se ha realizado una correlación estratigráfica de todos los perfiles descritos en cada sector.

2.1.- Estratigrafía del sector de Plou

El sector de Plou comprende parte del cerro Cabezo de San Jorge (Fig. 2.1). Los materiales que afloran en la base de este cerro son arenas, limos y arcillas pertenecientes al tramo superior de la clásica Fm. Utrillas, que hacia techo pasan a facies transicionales de carácter arenoso-lutítico, pertenecientes a la base de la Fm. Mosqueruela. Estos materiales arenosos fueron explotados para la construcción ya desde el siglo VIII-VII a.C. (Página Web de Plou (Teruel)), habiendo quedado algunas canteras abandonadas a día de hoy. Para el estudio de este sector se han seleccionado cuatro de estas canteras (numeradas en sentido antihorario de N a S tal como sigue: PI-1, PI-2, PI-3 y PI-4), que pueden ser fácilmente correlacionadas dada su disposición y cercanía.

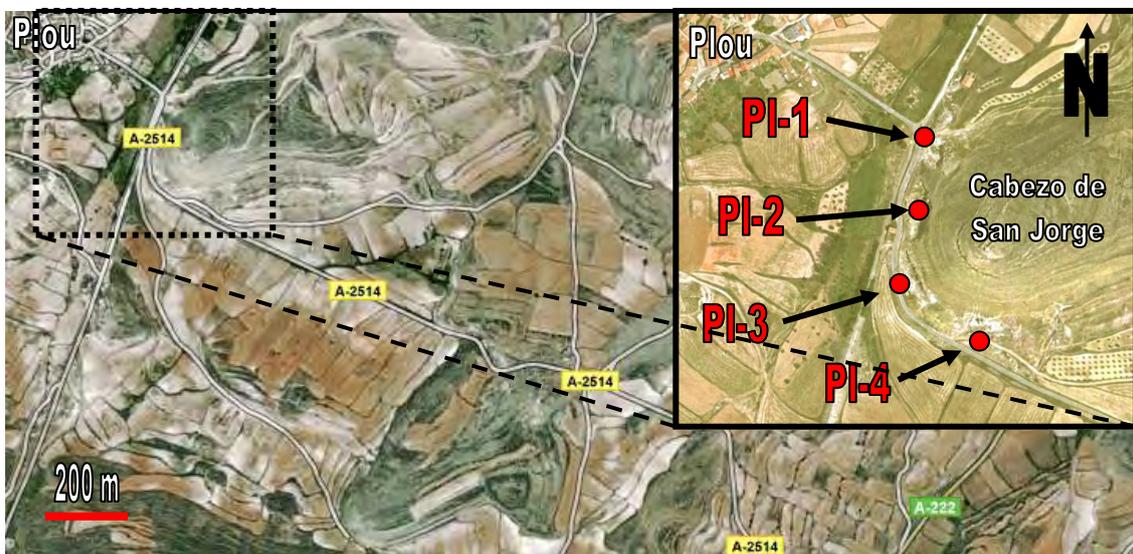


Fig. 2.1 – Imagen de satélite del Sector de Plou y sus proximidades. A la derecha, vista ampliada del sector y señalización de todos los perfiles levantados (PI-1 a PI-4). De GoogleMaps y SITAR.

Perfil Plou-1 (PI-1)

Situación: Este perfil se ha levantado en la cantera del mismo nombre, a unos 200 m al SE de Plou (Fig. 2.1). La cantera presenta una dirección general NNE-SSO (NNO-SSE la primera mitad del afloramiento y NNE-SSO la segunda, Fig. 2.2), siendo las coordenadas UTM que la delimitan:

Margen NNE: 30T 680795 4539971

Margen SSO: 30T 680778 4539944

Descripción: La potencia del perfil es de 15,7 m (Fig. 2.3) y su base se encuentra a 891 msnm (metros sobre el nivel del mar), aproximadamente. En él se han definido, de base a techo, 3 tramos bien diferenciados. Los materiales infrayacentes al perfil están cubiertos.

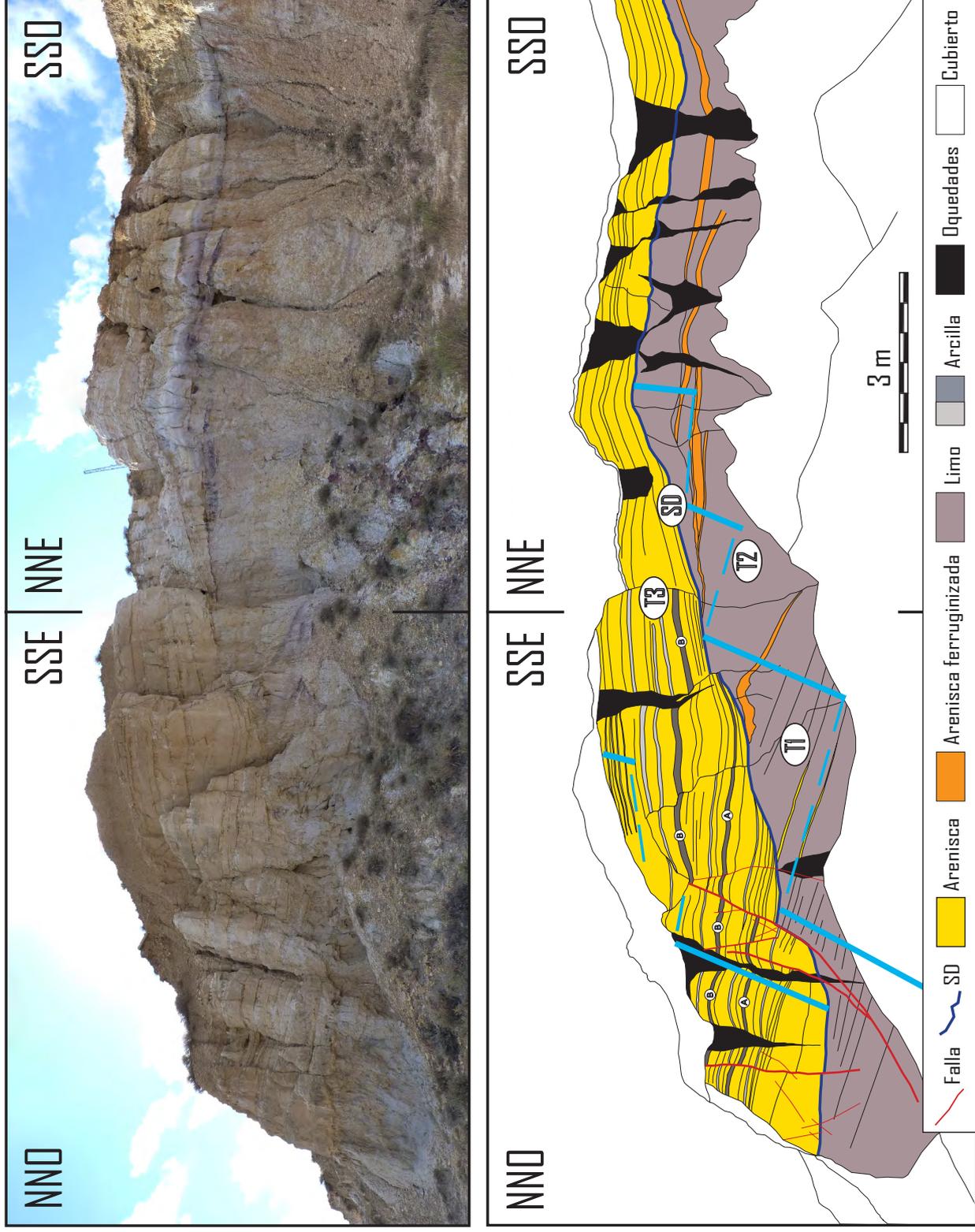
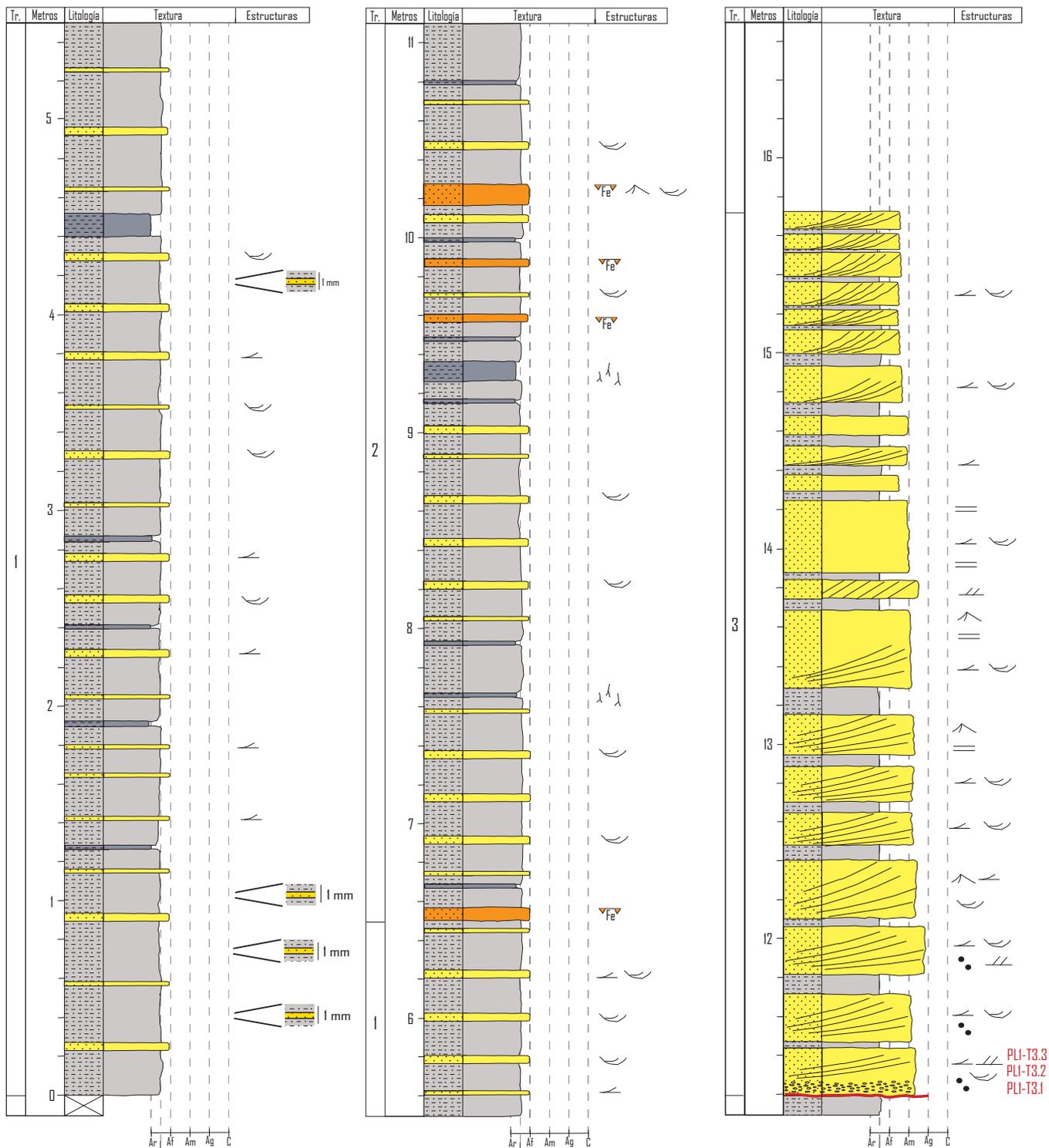


Fig. 2.2 - Fotografía panorámica (arriba) y esquema ilustrativo (abajo) del afloramiento Pl-1, señalándose los tramos reconocidos (T1-T2-T3), la disposición general de los estratos y las principales estructuras. En blanco se señalan las zonas cubiertas y en líneas azules el perfil levantado. SD: superficie de discontinuidad (discordancia angular).



Estructuras sedimentarias

- ~ Bioturbación horizontal
- λ λ Bioturbación por raíces
- SS Bioturbación vertical
- ~ Drape
- ~ Estratíf. cruzada en surco
- ~ Estratíf. cruzada planar
- ~ Estratificación flaser
- ~ Estratificación lenticular
- ~ Estratificación wavy
- ~ Flute cast
- ~ Laminación de bajo ángulo
- ~ Laminación horizontal
- ~ Ripple asimétrico
- ~ Ripple de oscilación
- ~ Climbing ripple

Otros

- Cantos blandos
- ◊? (Posible) nódulo de evaporita
- Cantos de cuarzo
- Nódulo ferruginizado
- Fe Costra ferruginizada
- ◻ Porosidad móldica
- Discordancia angular
- ~ Lámina arenosa
- ~ Gastrolito
- Lag de conglomerados

Contenido paleontológico

- ~ Bivalvo
- ~ Resto vegetal
- ~ Gasterópodo
- ~ Resto vegetal (fragmentos)
- ~ Resto carbonoso no identificable
- ~ Resto vegetal (raíces)

Litología

- ~ Arcilla
- ~ Limo
- ~ Arenisca
- ~ Arenisca ferruginizada
- ~ Microconglomerado

Fig. 2.3 - Perfil estratigráfico de detalle levantado en PI-1. Las muestras tomadas se indican con siglas rojas.

- **Tramo 1** → 6,5 m de limos grises con intercalaciones de areniscas y arcillas grises.

Los limos, masivos, forman capas tabulares de bases y techos planos a irregulares con espesores variables de hasta 30 cm. En el interior de algunos niveles se reconocen láminas arenosas ocre de geometría tabular (ocasionalmente lenticular), de bases y techos planos, con potencias <1 mm. Estas láminas arenosas suelen ser de grano fino y, ocasionalmente, medio.

Las areniscas, de grano fino, se disponen en niveles tabulares de bases y techos planos, de espesores centimétricos. En algunos niveles se reconoce estratificación cruzada en surco en *sets* centimétricos y laminación cruzada de bajo ángulo.

Las arcillas, masivas, constituyen cuerpos tabulares de bases y techos planos y espesores inferiores a 10 cm.

- **Tramo 2** → 4,7 m de limos grises con intercalaciones de arcillas y areniscas grises y cuerpos de arenas ferruginizados.

Los limos, masivos, forman capas tabulares de bases y techos planos a irregulares con espesores variables (≤ 30 cm).

Las arcillas, masivas, constituyen cuerpos tabulares con bases y techos planos y espesores ≤ 10 cm. En ocasiones están bioturbadas por raíces.

Las areniscas, de grano fino, se disponen en niveles tabulares de bases y techos planos y espesores centimétricos; en ocasiones se reconoce estratificación cruzada en surco en *sets* centimétricos. Las arenas ferruginizadas se presentan en la base y hacia la mitad superior del tramo, constituyendo estratos tabulares de bases y techos irregulares, con potencias de 5-10 cm. En algunos cuerpos se reconocen *ripples* asimétricos y estratificación cruzada en surco en *sets* centimétricos.

- **Tramo 3** → 4,5 m de areniscas ocre en superficie y versicolores en corte fresco con intercalaciones de limos grises.

Las arenas, de grano fino-medio a grueso, se disponen en capas tabulares de bases y techos planos, de 10-40 cm de potencia. Tienen muy buena selección y escasa cementación, con laminación horizontal, laminación cruzada de bajo ángulo, estratificación cruzada en surco y planar en *sets* ≤ 40 cm de potencia, y *ripples* asimétricos. En los niveles más basales se reconocen cantos blandos limosos (*mud clast*) de <1 cm de diámetro, aunque algunos pueden superar los 5 cm.

Los limos, masivos, forman cuerpos tabulares de bases y techos ondulados y espesores de ≤ 10 cm de potencia.

Consideraciones: Pl-1 es la cantera estudiada más pequeña del Cabezo de San Jorge, con unos 20 m de longitud y 7 m de altura. Las capas tienen un buzamiento generalizado hacia el SSE (*Fig. 2.2*), aunque algunas de las capas superiores del T3

tienden a estar casi horizontales y a buzarse, en algunos puntos, hacia el NNO. Cabe señalar aquí que el espesor de los niveles de limos del T3 tiende a disminuir hacia el N.

Entre los tramos T1 y T2 y el tramo T3 existe una superficie discordante (SD) (Fig. 2.2) fácilmente reconocible, sobre la que las capas del T3 se disponen en una geometría aparentemente onlapante, que podría ser debida a: 1) un auténtico *onlap*, 2) un *downlap*, en el que las capas más modernas se depositan inclinadas sobre las infrayacentes adelgazándose cada vez más; y 3) una combinación de ambos procesos. El origen de esta superficie será tratado más adelante, en el capítulo *Estructura y Tectónica*.

Tal y como se aprecia en la Fig. 2.2, en la parte NNO de la cantera existen fallas de escala métrica que afectan, en la mayoría de los casos, a los materiales de T1 y T3, con desplazamientos que, en ocasiones, superan el metro. Así mismo, se reconocen un gran número de fallas centimétricas (con desplazamientos milimétricos a centimétricos) y diaclasas. En algunos puntos de la cantera próximos a las fallas de mayor desplazamiento pueden reconocerse *sets* de láminas de estratificación cruzada planar y en surco que fosilizan a las fallas de menor tamaño, generalmente próximos a zonas con presencia de cantos blandos de naturaleza limosa.

Perfil Plou-2 (PI-2)

Situación: Este perfil se ha levantado en la cantera PI-2, a 15-20 m al S del afloramiento PI-1 (Fig. 2.1). La cantera presenta una dirección general N-S (Fig. 2.4), siendo las coordenadas UTM que la delimitan:

Margen N: 30T 680758 4539863

Margen S: 30T 680770 4539924

Descripción: La potencia del perfil es de 14,1 m (Fig. 2.5) y su base se encuentra a 895 msnm, aproximadamente. En él se han definido 5 tramos bien diferenciados (Fig. 2.6a). Los materiales infrayacentes al perfil aparecen cubiertos.

- **Tramo 1** → 3,3 m de limos grises a versicolores con intercalaciones de areniscas y arcillas grises.

Los limos, masivos, están dispuestos en capas tabulares de bases y techos planos, de 10-20 cm de potencia. Suelen contener láminas de arena de grano fino de potencia centimétrica, porosidad móldica, bioturbación, fragmentos vegetales y restos carbonosos.

Las areniscas, de grano fino, forman niveles tabulares de bases y techos planos de 10-20 cm de espesor. Están muy bien seleccionadas y escasamente cementadas, y en algunos niveles se reconoce estratificación cruzada en surco en *sets* de ≤15 cm de potencia y laminación cruzada de bajo ángulo.

Las arcillas, masivas, se disponen formando cuerpos tabulares de bases y techos planos y espesores <10 cm.

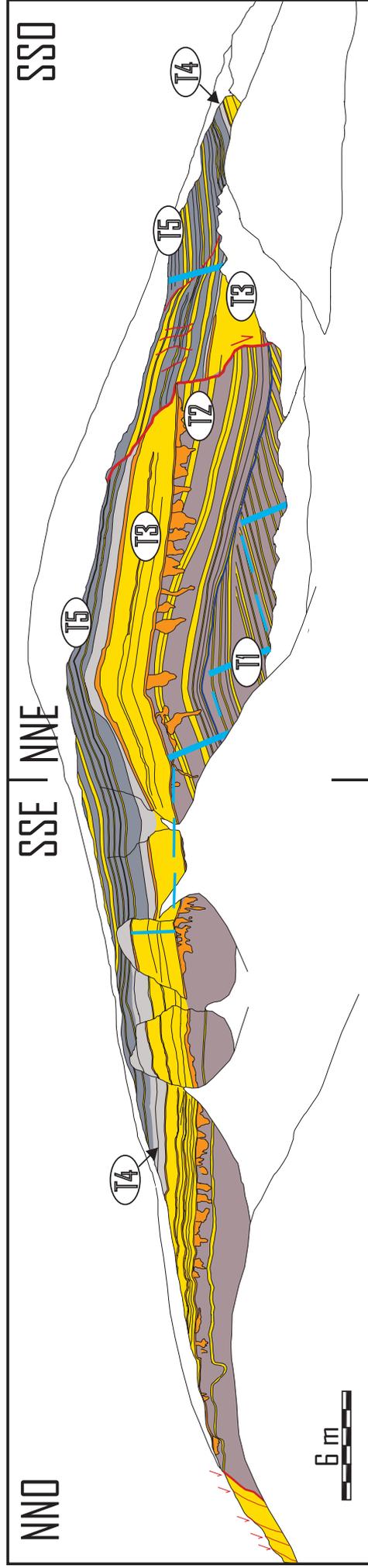
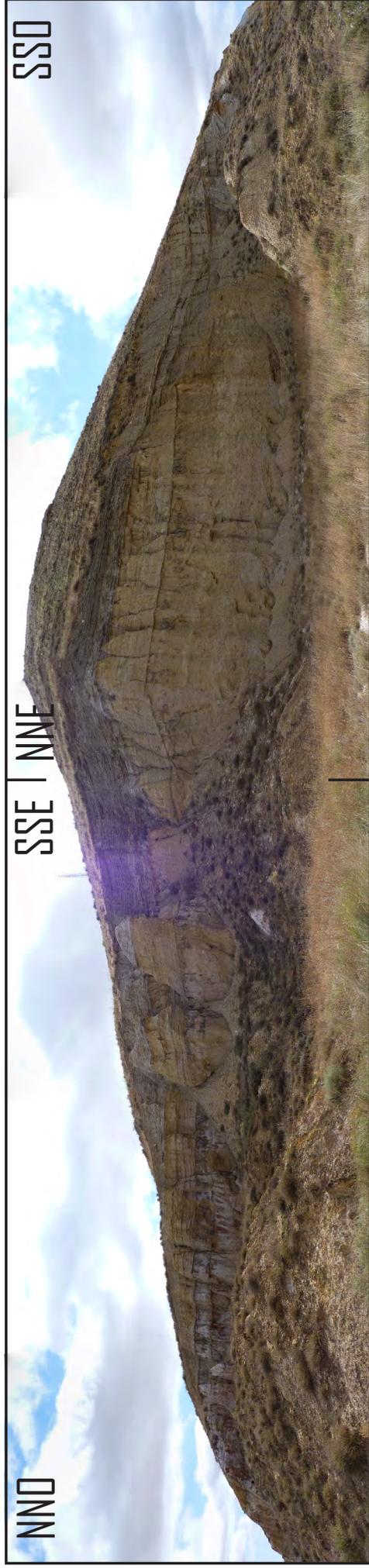


Fig. 2.4 - Fotografía panorámica (arriba) y esquema ilustrativo (abajo) del afloramiento Pl-2, señalándose los distintos tramos reconocidos, la disposición general de los estratos y las principales estructuras. En color blanco se señalan las zonas cubiertas y en líneas azules y en líneas azules y en líneas azules el perfil levantado (leyenda en Fig. 2.2).

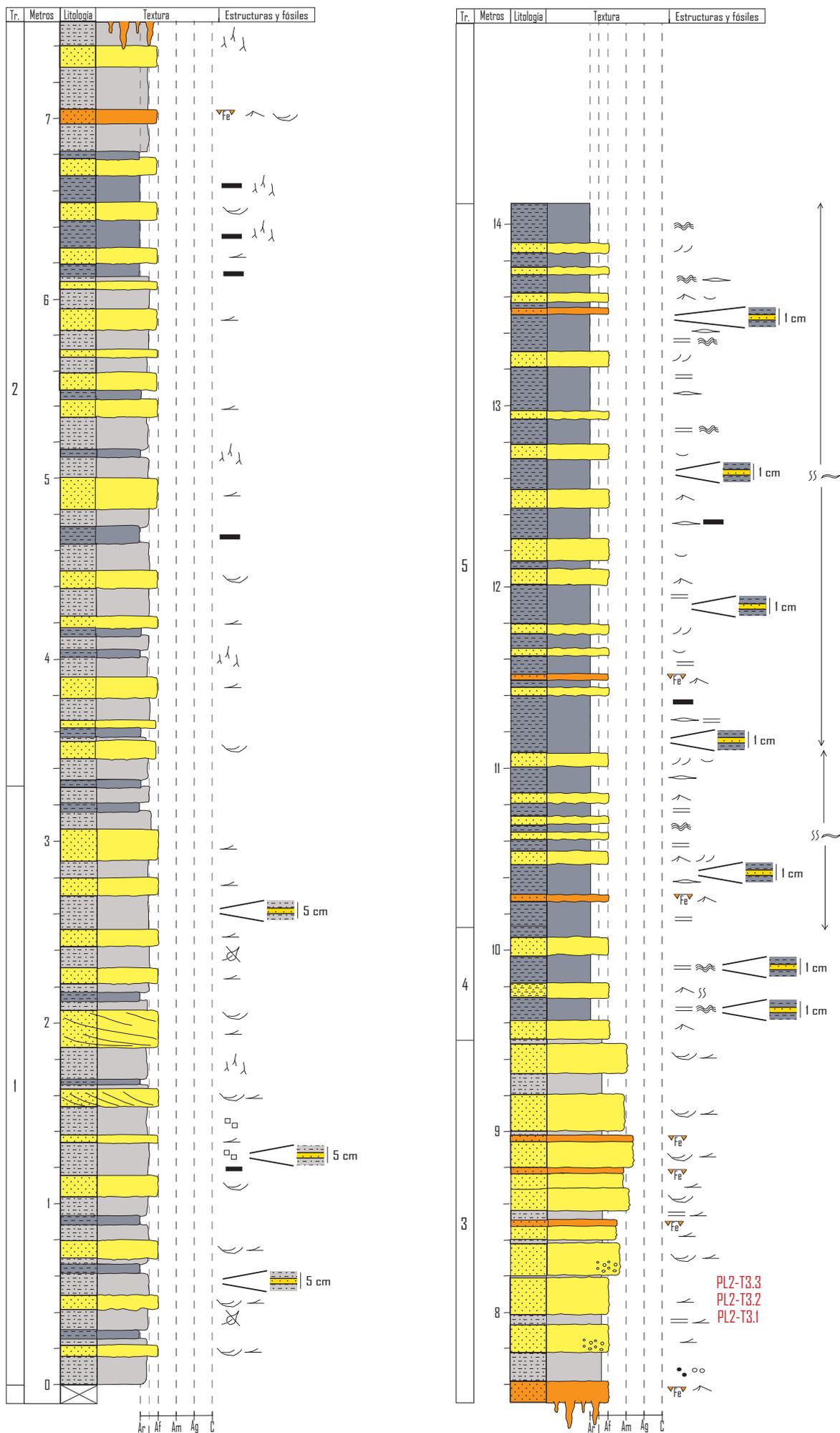


Fig. 2.5 - Perfil estratigráfico de detalle levantado en el afloramiento PI-2 (leyenda en Fig. 2.3).
 Las muestras tomadas en este perfil se indican con siglas rojas.

- **Tramo 2** → 4,2 m de limos versicolores (*Fig. 2.6a-b*) con intercalaciones de arcillas y arenas versicolores.

Los limos, masivos, constituyen cuerpos tabulares de bases y techos planos de 10-20 cm de potencia. Pueden estar bioturbados por raíces.

Las arcillas, masivas, forman capas tabulares con bases y techos planos y espesores ≤ 10 cm. Pueden estar muy bioturbadas y presentar un alto contenido de material carbonoso.

Las areniscas, de grano fino, constituyen estratos tabulares con bases y techos planos a irregulares de 5-20 cm de espesor. Están muy bien seleccionadas y escasamente cementadas, y en ellas se reconoce estratificación cruzada en surco en *sets* de potencia centimétrica y laminación cruzada de bajo ángulo. Algunos niveles de la parte superior del tramo están ferruginizados y contienen *ripples* asimétricos y estratificación cruzada en surco en *sets* centimétricos.

- **Tramo 3** → 2 m de arenas ocres a versicolores con intercalaciones de limos rosados (*Fig. 2.6a-b*).

Las arenas son granocrecientes, con un tamaño de grano fino en la base y medio-grueso a techo. Conforman estratos tabulares de bases y techos planos a ondulados, de 5-20 cm de potencia (*Fig. 2.6c*). Tienen muy buena selección y escasa cementación, presentando estratificación cruzada en surco en *sets* de potencias centimétricas y laminación cruzada de bajo ángulo. En la base de algunos niveles aparecen, localmente, microconglomerados de cantos cuarcíticos de ≤ 5 mm de diámetro y matriz arenosa. Algunos niveles arenosos, generalmente de potencias < 5 cm, están altamente ferruginizados, formando costras duras (*Fig. 2.6c*). En la base del tramo hay un nivel ferruginizado de 10 cm de espesor que contiene *ripples* asimétricos y, en su base, presenta bioturbación por raíces de escala decimétrica a métrica (*Fig. 2.6d-e*) que penetra hasta 1 m en las capas infrayacentes.

Los limos, masivos, se disponen en cuerpos tabulares de bases y techos ondulados y potencias variables de hasta 15 cm. En ocasiones se reconoce laminación horizontal y laminación de bajo ángulo. En los niveles de limos más basales hay *lags* de conglomerados de clastos arenosos muy angulosos, cuya composición, color y textura es la de los materiales infrayacentes. Entre estos clastos hay fragmentos de moldes de raíces oxidados y de capas arenosas ferruginizadas, y cantos blandos limosos de morfología planar.

- **Tramo 4** → 0,6 m de arcillas grises claras con intercalaciones de areniscas ocres (*Fig. 2.6a*).

Las arcillas, laminadas, forman cuerpos tabulares de 5-10 cm de espesor, con bases y techos planos a ondulados. Presentan laminación horizontal y estratificación de tipo *wavy*, en las que se identifica una alternancia

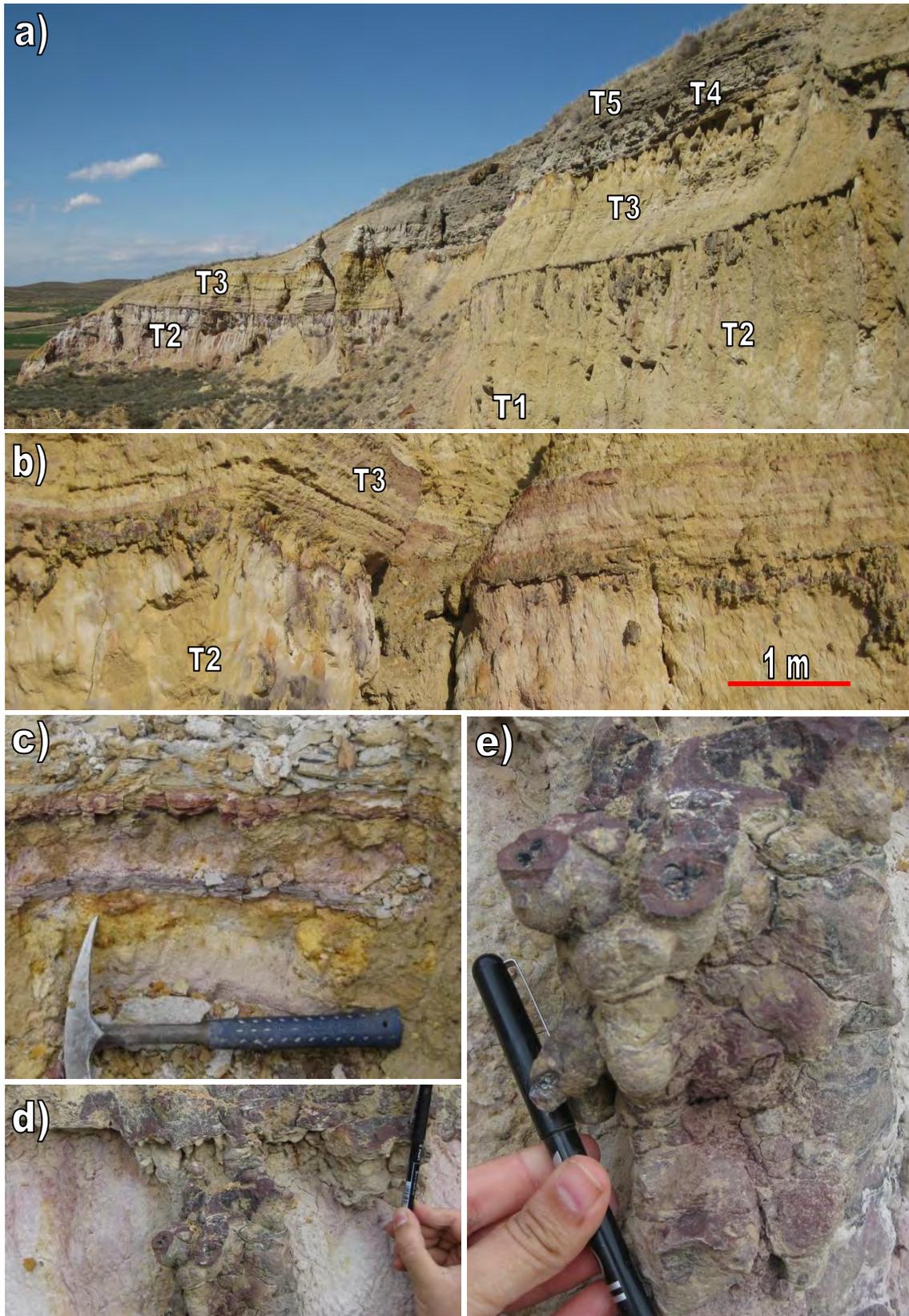


Fig. 2.6 – Fotografías del afloramiento PI-2. **(a)** Vista panorámica de PI-2. **(b)** Aspecto general de T2 (limos versicolores) y T3 (arenas versicolores), separados por un nivel arenoso ferruginizado con desarrollo de raíces. **(c)** Cuerpos limosos y arenosos de grano medio-grueso con intercalaciones de capas arenosas ferruginizadas más duras del T3. **(d)** Capa arenosa ferruginizada con moldes de raíces que marca el límite entre T2 y T3. **(e)** Imagen en detalle del molde de raíz visto en (d).

de láminas de arcilla de espesor de hasta 1 cm y láminas de arena de grano fino de espesor milimétrico.

Las arenas, de grano fino, tienen geometría tabular, con bases y techos ondulados a irregulares y 5-10 cm de potencia. Algunos niveles contienen láminas de ≤ 1 cm de espesor de arena de grano medio, bioturbación vertical y/o *ripples* de corriente.

- **Tramo 5** \rightarrow 4 m de arcillas grises oscuras con intercalaciones de areniscas grises y ocres (*Fig. 2.6a*).

Las arcillas, laminadas, forman capas tabulares de 5-25 cm de espesor, con bases y techos planos a ondulados. Están constituidas por láminas arcillosas de 1 cm de potencia entre las que se intercalan láminas arenosas de espesor milimétrico, dando lugar a una laminación horizontal con estratificación de tipo lenticular y *wavy*. Pueden tener pequeños restos orgánicos carbonosos.

Las arenas, de grano fino, constituyen cuerpos tabulares de bases y techos irregulares de 5-10 cm de espesor. Algunos cuerpos están ferruginizados y, por lo general, tienen 1-3 cm de potencia. Todas las capas de arenas muestran una clara bioturbación asociada a la presencia de *Skolithos*, *Thalassinoides* y *Chondrites*, que bioturban también los niveles infrayacentes. En estas capas se reconocen *ripples* asimétricos, *drapes* arcillosos y estratificación de tipo *flasher* en las alternancias arcilla-arena.

Consideraciones: PI-2 es la cantera más grande del Cabezo de San Jorge, con más de 60 m de longitud y unos 12 m de altura (*Fig. 2.4 y 2.6a*). Está delimitada por dos conjuntos de fallas, uno al N y otro al S, que afectan a todos los tramos del perfil.

En esta cantera se reconocen los mismos tres tramos que constituían la totalidad del perfil PI-1, pero la superficie de discordancia observada entre los tramos T1 y T2 y el tramo T3 de la cantera anterior no llega a reconocerse como tal aquí; en su lugar aparece un nivel de arena ferruginizada con un abundante desarrollo de bioturbación por raíces de escala decimétrica, que define el límite entre los tramos T2 y T3. Por otra parte, el límite entre T1 y T2 es difícil de establecer, puesto que las condiciones del afloramiento impiden su estudio en detalle. Para definirlo se ha empleado como criterio la aparente superficie de discordancia existente entre ambos tramos (*Fig. 2.4*), aunque sus litologías son muy similares.

Por encima del T3 se han reconocido dos tramos (T4 y T5) de naturaleza arcillosa y coloraciones grises (*Fig. 2.4 y 2.6a*), que se disponen aparentemente concordantes sobre las capas infrayacentes y que no afloran en la cantera anterior.

Perfil Plou-3 (PI-3)

Situación: Este perfil se ha levantado en la cantera PI-3, a unos 10 m al Sur del afloramiento PI-2 (*Fig. 2.1*). Esta cantera presenta una dirección aproximada NO-

SE (Fig. 2.7), siendo las coordenadas UTM que la delimitan:

Margen NO: 30T 680755 4539843

Margen SE: 30T 680762 4539792

Descripción: La potencia del perfil es de 10 m (Fig. 2.8) y su base se encuentra a 897 msnm, aproximadamente. En él se han definido 5 tramos bien diferenciados. Los materiales infrayacentes aparecen cubiertos.

- **Tramo 1** → 1,9 m de alternancia de areniscas y limos versicolores con intercalaciones de arcillas versicolores.

Las areniscas, de grano fino, forman estratos tabulares, con bases y techos planos a ondulados, de 5-25 cm de potencia. Presentan muy buena selección y escasa cementación. Algunos cuerpos son masivos, aunque por lo general los niveles están laminados, pudiendo reconocerse estratificación cruzada en surco en *sets* de 5-10 cm de potencia y laminación cruzada de bajo ángulo. Ocasionalmente intercalan láminas milimétricas de arenas rojas de grano fino, con alto contenido en hierro, y láminas de limos grises (estratificación *flaser*).

Los limos, masivos, constituyen cuerpos tabulares, de bases y techos planos a ligeramente ondulados, de 10-20 cm de potencia.

Las arcillas, masivas, conforman capas tabulares de bases y techos planos y espesores de hasta 10 cm.

- **Tramo 2** → 2,3 m de limos versicolores con intercalaciones de areniscas y arcillas versicolores.

Los limos, masivos, constituyen cuerpos tabulares de bases y techos planos a ondulados y 10-35 cm de espesor. Hacia la base del tramo se reconocen niveles con estratificación cruzada en surco en *sets* de 10-15 cm y laminación horizontal. Hacia techo los limos están alterados por una importante bioturbación por raíces, pudiendo contener nódulos ferruginizados (fragmentos de raíces).

Las areniscas, de grano fino, se disponen en cuerpos tabulares con bases y techos planos a ondulados, de 5-10 cm de potencia. Tienen muy buena selección y escasa cementación, y ocasionalmente presentan *sets* centimétricos de estratificación cruzada en surco. Hacia techo del tramo hay algunos niveles lenticulares de arenisca ferruginizada, de 2-4 cm de potencia, que contienen *ripples* asimétricos.

Las arcillas, masivas, forman capas tabulares de superficies planas de hasta 10 cm de espesor. En ocasiones pueden tener laminación horizontal y estar bioturbadas.

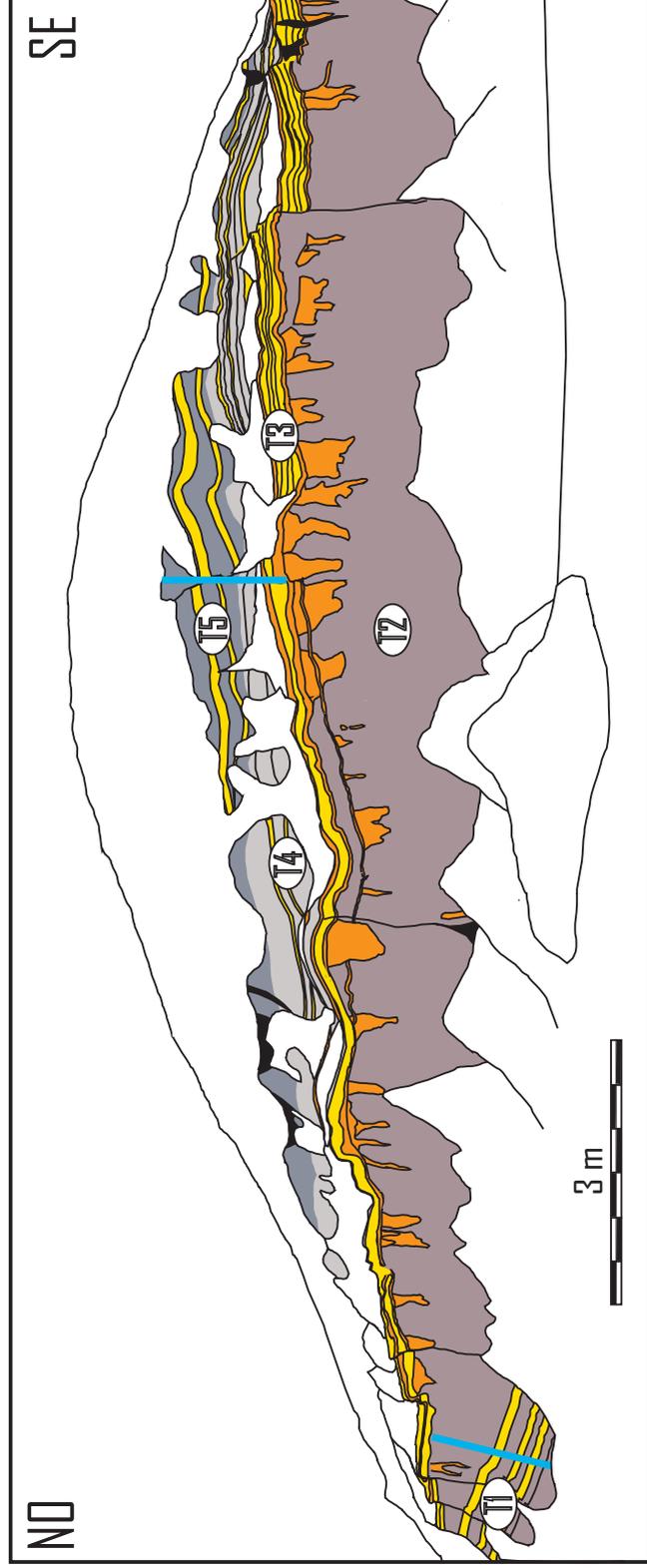
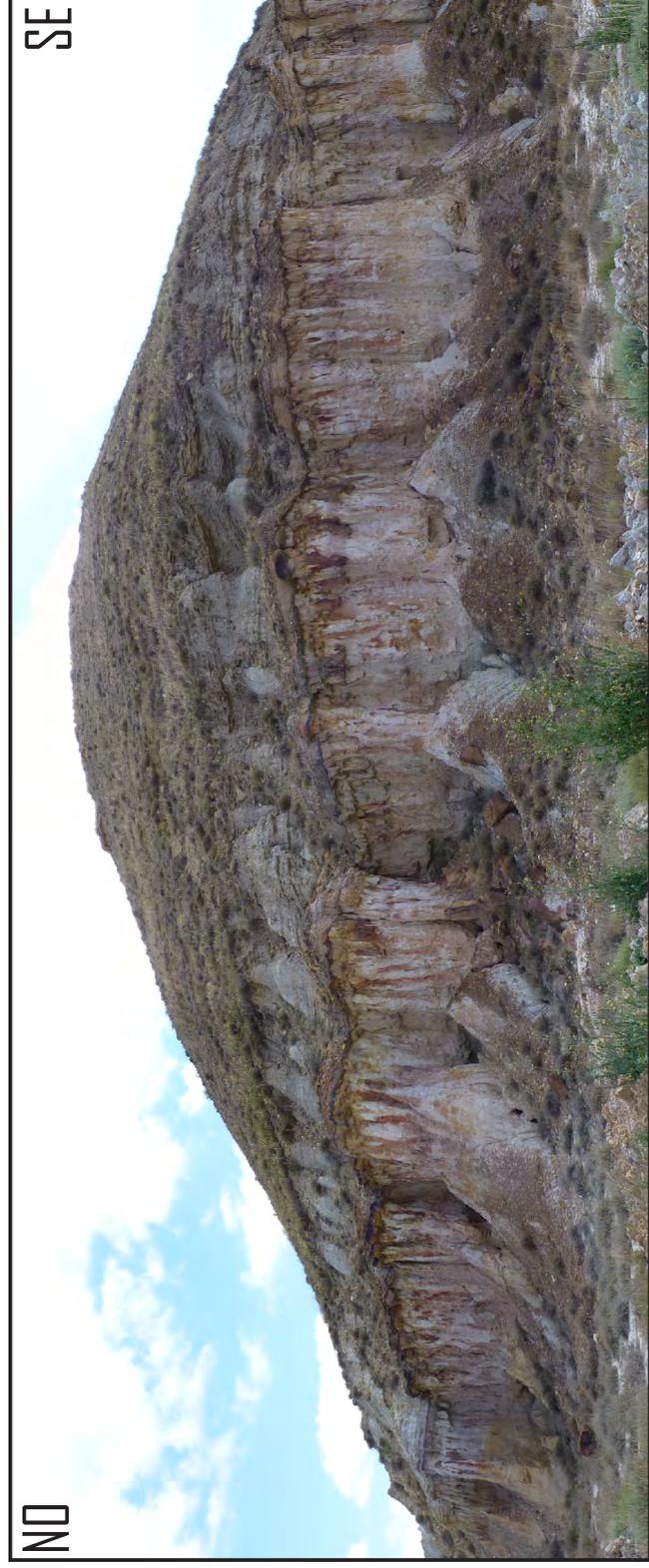


Fig. 2.7 - Fotografía panorámica (arriba) y esquema ilustrativo (abajo) de los distintos tramos reconocidos (T1-T2-T3-T4-T5) en el afloramiento Pl-3, mostrando la disposición general de los estratos en cada uno de ellos (leyenda en Fig. 2.2). El perfil levantado se indica en azul.

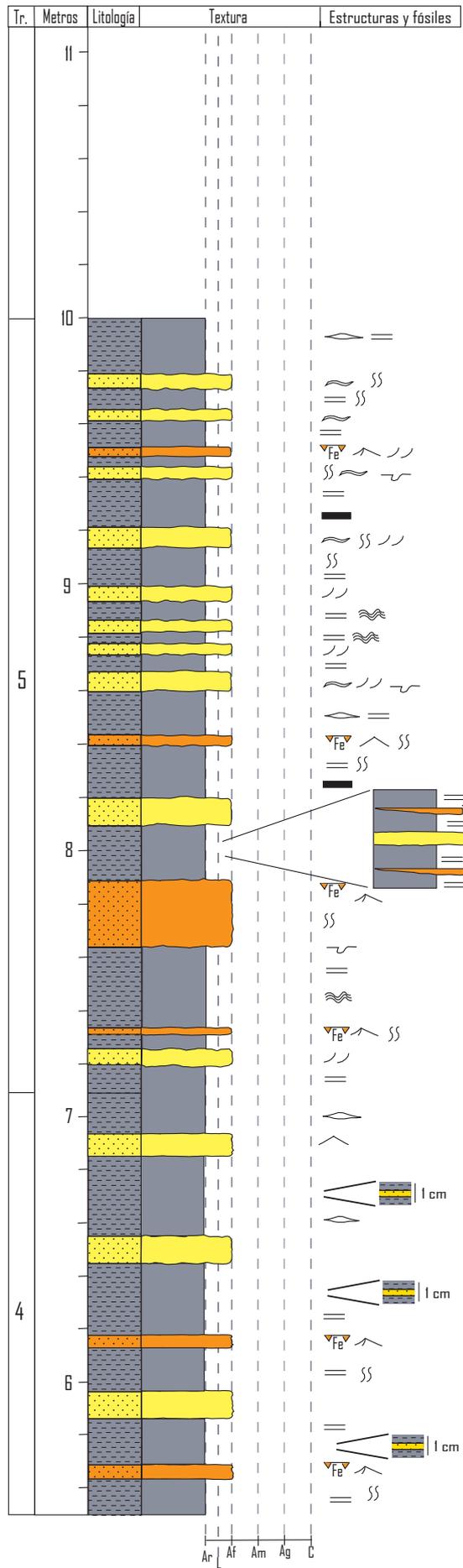
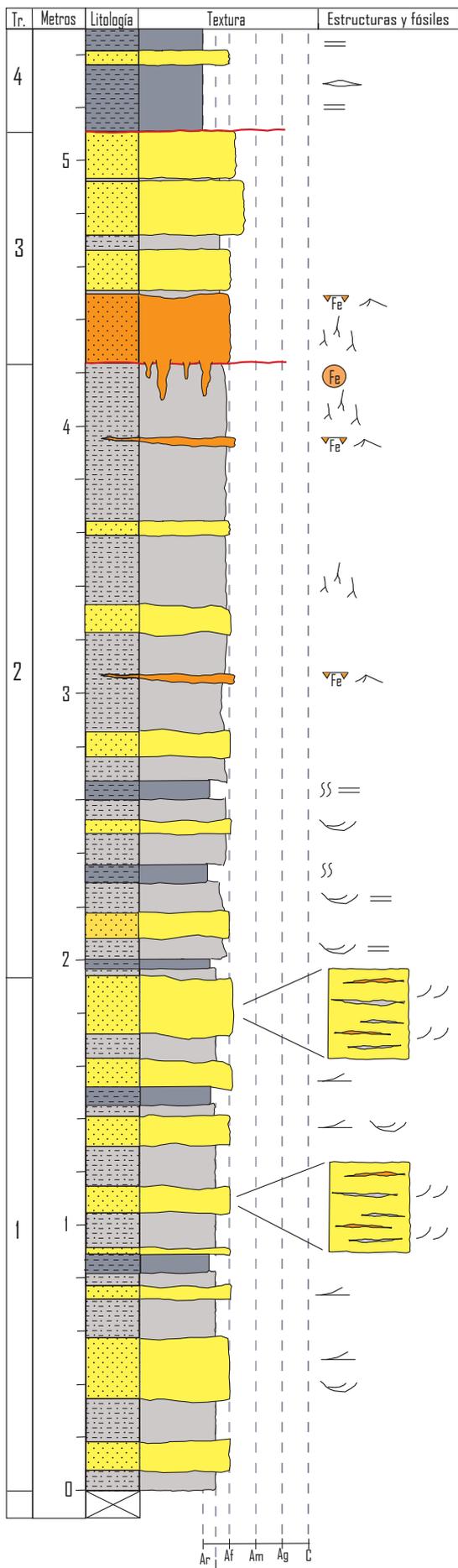


Fig. 2.8 - Perfil estratigráfico de detalle levantado en el afloramiento PI-3 (leyenda en Fig. 2.3).

- **Tramo 3** → 0,85 m de arenas ocreas con intercalaciones de limos rosados.

Las arenas, de grano fino-medio, forman estratos tabulares de bases y techos planos a ondulados, de 15-20 cm de potencia. Tienen muy buena selección y escasa cementación. Son masivas. En la base del tramo se localiza un nivel ferruginizado de morfología irregular y potencia variable (20-35 cm), con *ripples* asimétricos y altamente afectado por bioturbación. Esta bioturbación consiste en moldes de raíces de tamaños centimétricos a decimétricos que penetran más de 1 m en la unidad infrayacente (Fig. 2.9a-b).

Los limos, masivos, se disponen en cuerpos irregulares de bases y techos ondulados y potencias variables de <5 cm.
- **Tramo 4** → 2 m de arcillas grises claras con intercalaciones de areniscas ocreas (Fig. 2.9c).

Las arcillas, laminadas, constituyen niveles tabulares de 10-30 cm de potencia, con bases y techos planos a ondulados y laminación horizontal. En ellas se identifican niveles con alternancias de láminas de arcilla de <1 cm de espesor y láminas de arena de grano fino de espesor milimétrico (estratificación lenticular), y bioturbación vertical de tipo *Skolithos*.

Las arenas, de grano fino, forman cuerpos tabulares de superficies onduladas, irregulares, de 5-10 cm de potencia, que en ocasiones pueden contener láminas de arena de grano medio de hasta 1 cm de espesor y *ripples* de oscilación. Algunos cuerpos de arena, de 1-5 cm de espesor, están altamente ferruginizados y contienen *ripples* asimétricos.
- **Tramo 5** → 2,9 m de arcillas grises con intercalaciones de areniscas ocreas (Fig. 2.9c-d).

Las arcillas, laminadas, forman niveles tabulares de 5-25 cm de potencia, con bases y techos planos a ondulados. Las láminas de arcilla tienen <1 cm de espesor y se intercalan con láminas arenosas de potencia milimétrica, dando lugar a una laminación heterolítica subparalela y, ocasionalmente, a estratificación lenticular y *wavy*. Las arcillas contienen restos orgánicos carbonosos.

Las arenas, de grano fino, son muy homométricas y constituyen cuerpos tabulares con bases y techos irregulares, de 5-20 cm de potencia. Algunos cuerpos están ferruginizados y tienen espesores, por lo general, muy inferiores (1-3 cm). Generalmente, las capas de arena presentan bioturbación horizontal (asociada a *Thalassinoides*) y vertical (asociada a *Skolithos*, *Arenicolites* y *Chondrites*), que bioturba los niveles arcillosos infrayacentes. En las arenas se identifican *ripples* asimétricos y de oscilación, y ocasionalmente, algún *flute cast*; además, en estos niveles se reconocen *drapes* arcillosos y estratificación de tipo *flaser*.

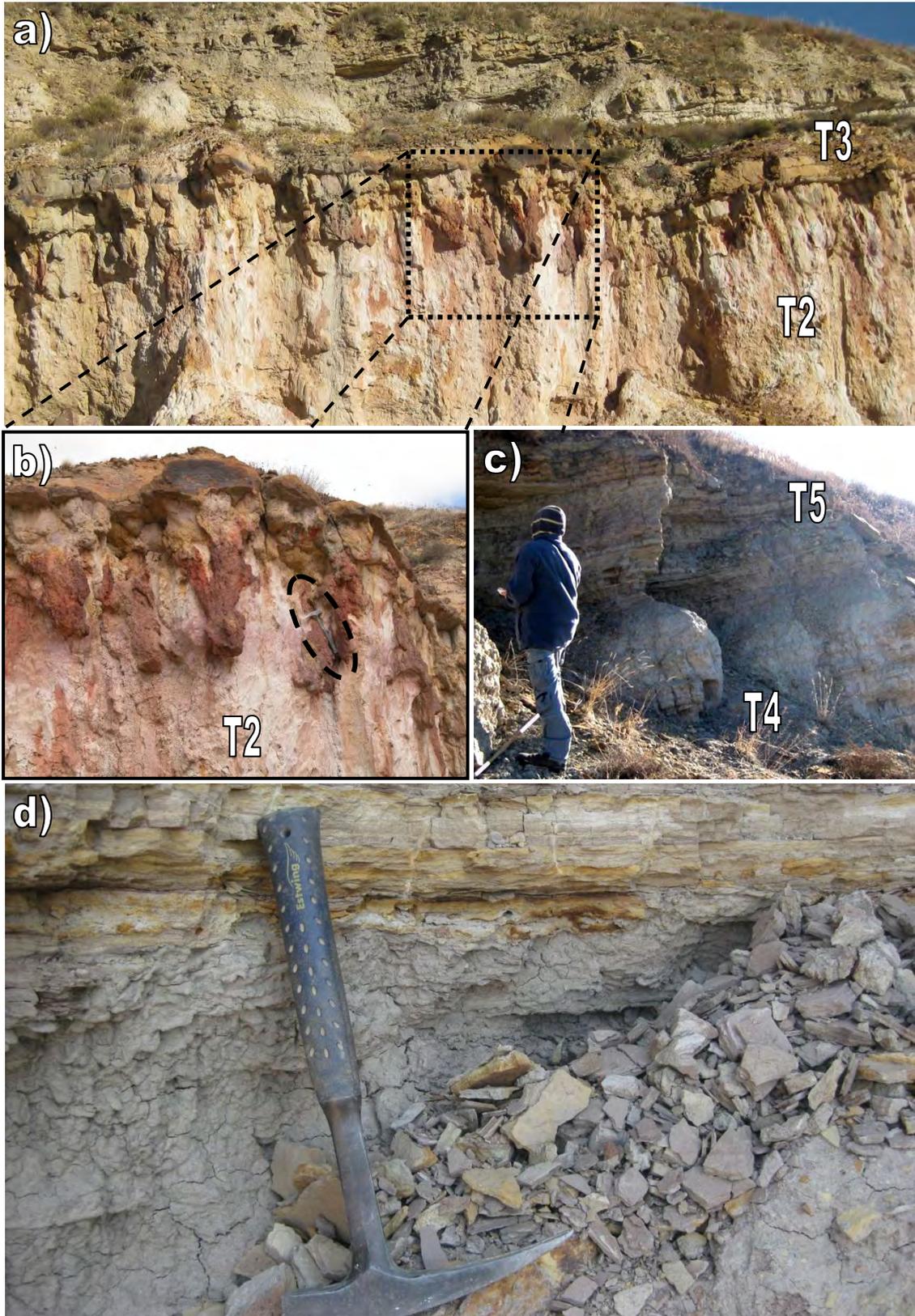


Fig. 2.9 – Fotografías del afloramiento Pl-3. **(a)** Aspecto general de Pl-3, en el que puede reconocerse el nivel ferruginizado con raíces que separa el T2 (limos versicolores) del T3 (arenas ocre). **(b)** Imagen de detalle del nivel con raíces de (a). **(c)** Aspecto general de T4 y T5. **(d)** Imagen de detalle de las arcillas y arenas de T5.

Consideraciones: La cantera PI-3 tiene unos 50 m de longitud y 10 m de altura (Fig. 2.7). Esta cantera está delimitada por dos conjuntos de fallas: uno al NO (localizado en el margen SSO de PI-2) y otro al SE (en el margen O de PI-4), aunque las capas no parecen estar deformadas (en la mayor parte de la cantera) y sus buzamientos están próximos a la horizontal. Las capas de T1 presentan un buzamiento mayor, y sobre ellas se asientan los materiales de T2. Pese a que todos los tramos tienden a mantener sus potencias, el T2 disminuye de espesor hacia el NO.

Perfil Plou-4 (PI-4)

Situación: El perfil se localiza en la cantera más meridional del Cabezo de San Jorge, a 50 m de la cantera PI-3 (Fig. 2.1). Este afloramiento presenta una dirección O-E (Fig. 2.10), siendo las coordenadas UTM que la delimitan:

Margen O: 30T 680808 4539759

Margen E: 30T 680860 4539748

Descripción: La potencia de este perfil es de 12 m (Fig. 2.11) y su base está a 899 msnm, aproximadamente. Se reconocen 5 tramos bien diferenciados. Los materiales infrayacentes al perfil son unas arenas ocre de grano fino muy bien seleccionadas.

- **Tramo 1** → 3,5 m de alternancia de areniscas de color ocre a gris y limos grises.

Las areniscas, de grano fino, forman estratos tabulares de bases y techos planos de 5-20 cm de potencia. Están muy bien seleccionadas y escasamente cementadas. En algunos niveles se reconoce laminación paralela, laminación cruzada de bajo ángulo, estratificación cruzada planar y en surco en *sets* de hasta 12 cm de potencia, y *ripples* asimétricos, así como posibles nódulos de evaporitas (yeso) de diámetro inferior a 1 cm. Ocasionalmente contienen restos vegetales carbonosos. Se reconocen 2 niveles arenosos ferruginizados (uno a 2,8 m de la base y otro a techo del tramo), de 2-4 cm de potencia, que contienen *ripples* de corriente.

Los limos, laminados, constituyen cuerpos tabulares de 15-25 cm de espesor, con bases y techos planos, que conforman una facies heterolítica formada por láminas de limos de potencia centimétrica en las que, en ocasiones, se intercalan niveles tabulares a lenticulares de arena de 4-5 mm de espesor. Los limos contienen laminación horizontal, bioturbación por raíces y, en ocasiones, niveles milimétricos carbonosos de color oscuro a negro con abundante contenido en materia orgánica y restos fósiles vegetales de pequeño tamaño, así como niveles milimétricos de limos grises con *slickensides* (estrías).

El contenido fosilífero se localiza principalmente en las capas de limos, reconociéndose restos de tallos y hojas (por lo general fragmentados) y material carbonoso.

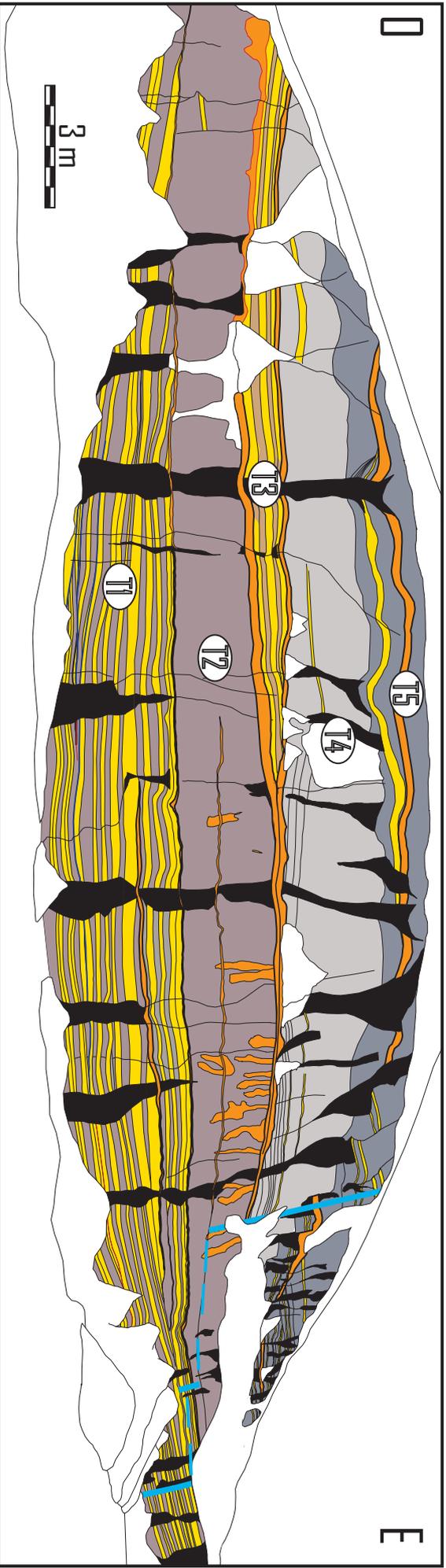
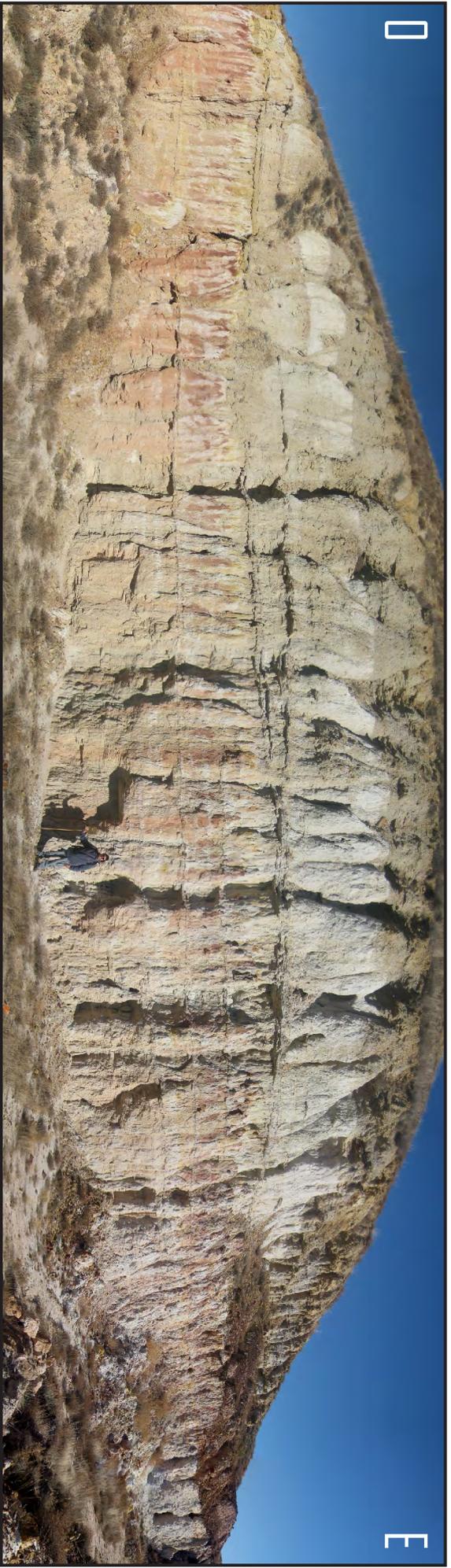


Fig. 2.10 - Fotografía panorámica (arriba) y esquema ilustrativo (abajo) de los distintos tramos reconocidos en el afloramiento P1-4, mostrando la disposición general de los estratos. En líneas azules se señala el perfil levantado (leyenda en Fig. 2.2).

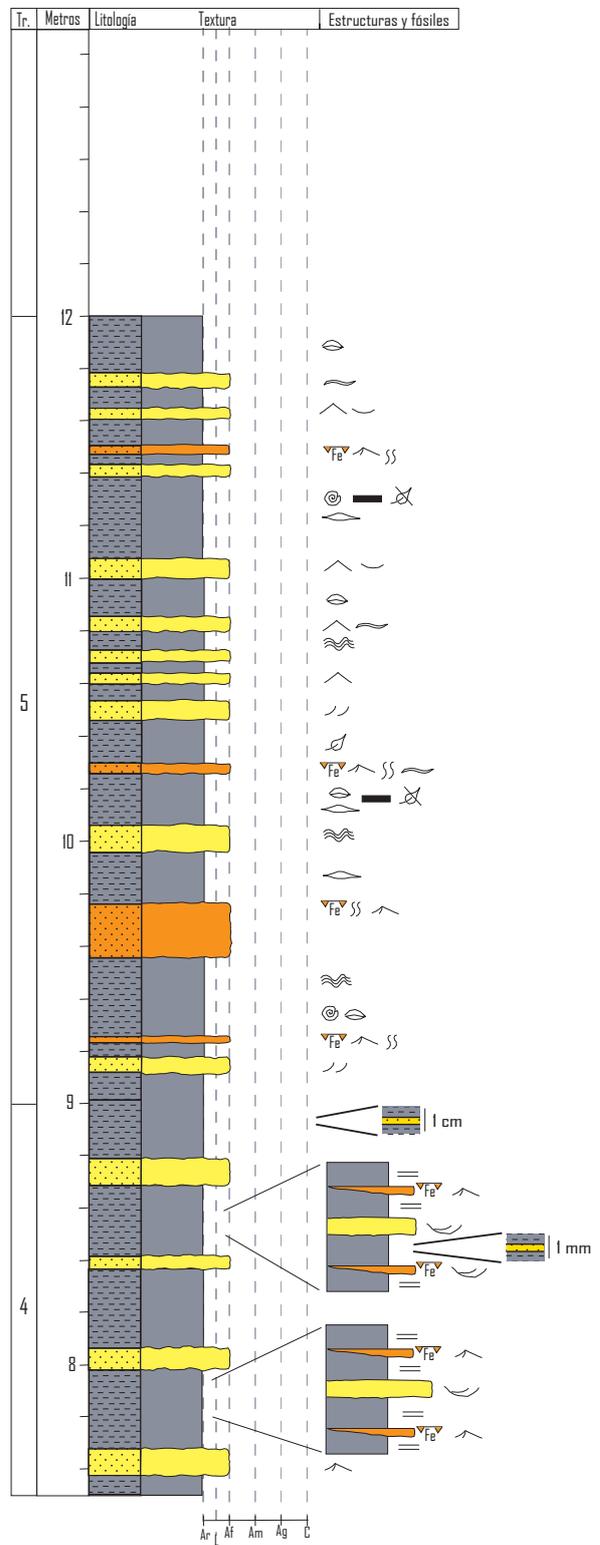
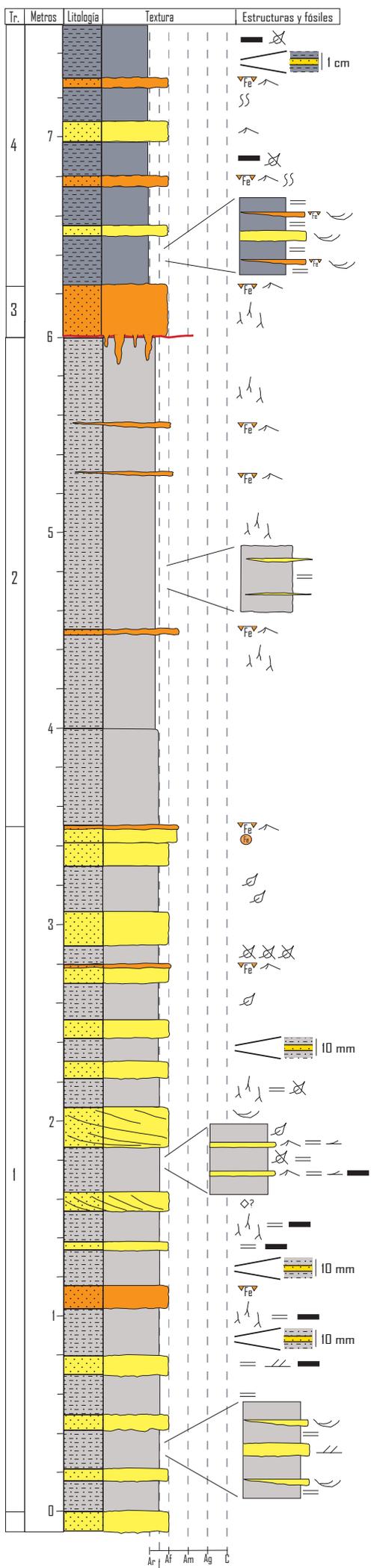


Fig. 2.11 - Perfil estratigráfico de detalle levantado en el afloramiento PI-4 (leyenda en Fig. 2.3).

- **Tramo 2** → 2,55 m de limos grises y rojizos con intercalaciones ocasionales de costras arenosas ferruginizadas.

Los limos, masivos, constituyen cuerpos de geometría tabular que, ocasionalmente, contienen laminación horizontal. Con frecuencia, estos limos están altamente bioturbados por raíces, reconociéndose moldes de raíces de tamaños milimétricos a decimétricos. Dentro de los cuerpos de limos se identifican algunas láminas arenosas lenticulares, de <1 cm de potencia y colores grises u ocre, con un tamaño de grano fino-medio.

Las arenas ferruginizadas forman cuerpos tabulares y lenticulares de 2-6 cm de potencia, de escasa continuidad lateral, en los que se identifican *ripples* de corriente.

- **Tramo 3** → 0,25 m de arenas ferruginizadas.

Las arenas ferruginizadas, de grano fino, constituyen un único cuerpo tabular con bases y techos ondulados a irregulares, de 15-25 cm de potencia. Se reconocen *ripples* asimétricos y bioturbación por raíces, que penetran hasta 1,5 m en la unidad infrayacente.

- **Tramo 4** → 2,75 m de arcillas de color gris claro con intercalaciones de areniscas ocre y areniscas ferruginizadas.

Las arcillas, laminadas, conforman niveles tabulares de 15-30 cm de espesor, con bases y techos planos a ondulados y laminación horizontal. Entre las láminas de arcilla (de hasta 1 cm de potencia) se intercalan láminas de arena de espesor milimétrico. Algunos niveles tienen un alto contenido en material carbonoso y restos vegetales. Ocasionalmente presentan bioturbación vertical.

Las areniscas, de grano fino, forman cuerpos tabulares y lenticulares, de superficies onduladas e irregulares y espesores de 5-10 cm, que pueden contener láminas arenosas de grano medio de <1 cm de potencia. Las areniscas ferruginizadas conforman estratos ondulados de 2-5 cm de potencia y muestran *ripples* asimétricos y *sets* centimétricos de estratificación cruzada en surco. Ocasionalmente presentan bioturbación vertical.

- **Tramo 5** → 3 m de alternancia de arcillas grises y areniscas ocre con intercalaciones de costras arenosas ferruginizadas.

Las arcillas, laminadas, forman niveles tabulares de 5-25 cm de espesor, con bases y techos planos a ondulados. Se reconoce estratificación lenticular y *wavy*, así como algunos moldes de gasterópodos y bivalvos, restos orgánicos carbonosos y fósiles vegetales.

Las arenas, de grano fino, constituyen cuerpos de geometría tabular y superficies irregulares a onduladas, con potencias de 5-10 cm. Las costras de arena ferruginizada, por lo general, tienen 1-3 cm de espesor, aunque algunas presentan espesores superiores (el mayor espesor oscila entre 20-30 cm). En los niveles de arena se reconocen *drapes* arcillosos, *ripples* asimétricos y de

oscilación, estratificación *flaser* y *wavy*, bioturbación horizontal (asociada a *Thalassinoides*) y vertical (asociada a *Skolithos*, y *Chondrites*), que bioturban también los niveles infrayacentes.

Consideraciones: La cantera PI-4 tiene unos 50 m de longitud y 12 m de altura en su zona central (Fig. 2.10). Al igual que ocurría en PI-3, los materiales se disponen con una cierta horizontalidad, pero pueden reconocerse discordancias angulares entre los tramos T1-T2 y T3-T4. En este perfil el tramo T3 está constituido por un único cuerpo de arena ferruginizada, pero lateralmente, en el sector occidental de la cantera, este tramo aumenta considerablemente de potencia en relación a una de estas discordancias. En este sector occidental el tramo T3 está constituido por una alternancia de areniscas ocre de grano fino-medio, limos grises y arcillas rosadas, que se disponen en cuerpos tabulares masivos de límites planos y potencia variable entre 15-20 cm.

Aunque en el esquema de la Fig. 2.10 no llega a indicarse, hacia los extremos de la cantera existen fallas con desplazamientos decimétricos.

Correlación de los perfiles de Plou

Dadas sus características litológicas, los tramos descritos para los perfiles del sector de Plou pueden ser correlacionados estratigráfica y sedimentológicamente entre sí (Fig. 2.12) definiendo una serie de unidades sedimentarias locales que, de base a techo, son:

- **Unidad Plou-1 (UP1)** → Esta unidad tiene representación en todos los afloramientos del sector de Plou, estando definida por los tramos T1 de todos los perfiles levantados. Está constituida principalmente por una alternancia de limos grises y areniscas ocre y grises, con intercalaciones de cuerpos arcillosos grises poco potentes.
- **Unidad Plou-2 (UP2)** → Esta unidad está definida por los tramos T2 de todos los perfiles del sector de Plou. En términos generales, está constituida por limos grises con intercalaciones de niveles arenosos grises a ocre (algunos ferruginizados) y arcillas grises, disminuyendo el contenido de estas últimas hacia el S. Esta unidad se dispone discordantemente sobre UP1, tal y como puede verse en la cantera PI-2 (Fig. 2.4) y en el margen O de la cantera PI-4 (Fig. 2.10).
- **Unidad Plou-3 (UP3)** → Esta unidad se identifica en todas las canteras del sector, estando representada por los tramos T3 de todos los perfiles. Está constituida por areniscas ocre a versicolores con intercalaciones de limos rosados, disminuyendo su potencia hacia el SE y quedando representada en el margen E de PI-4 por un único nivel de arenas ferruginizadas (*ver descripción del Perfil PI-4*). La base de esta unidad está representada, en PI-1, por una superficie de erosión y/o no sedimentación sobre la que se identifica una aparente geometría en *onlap* de los estratos de la unidad. Esta

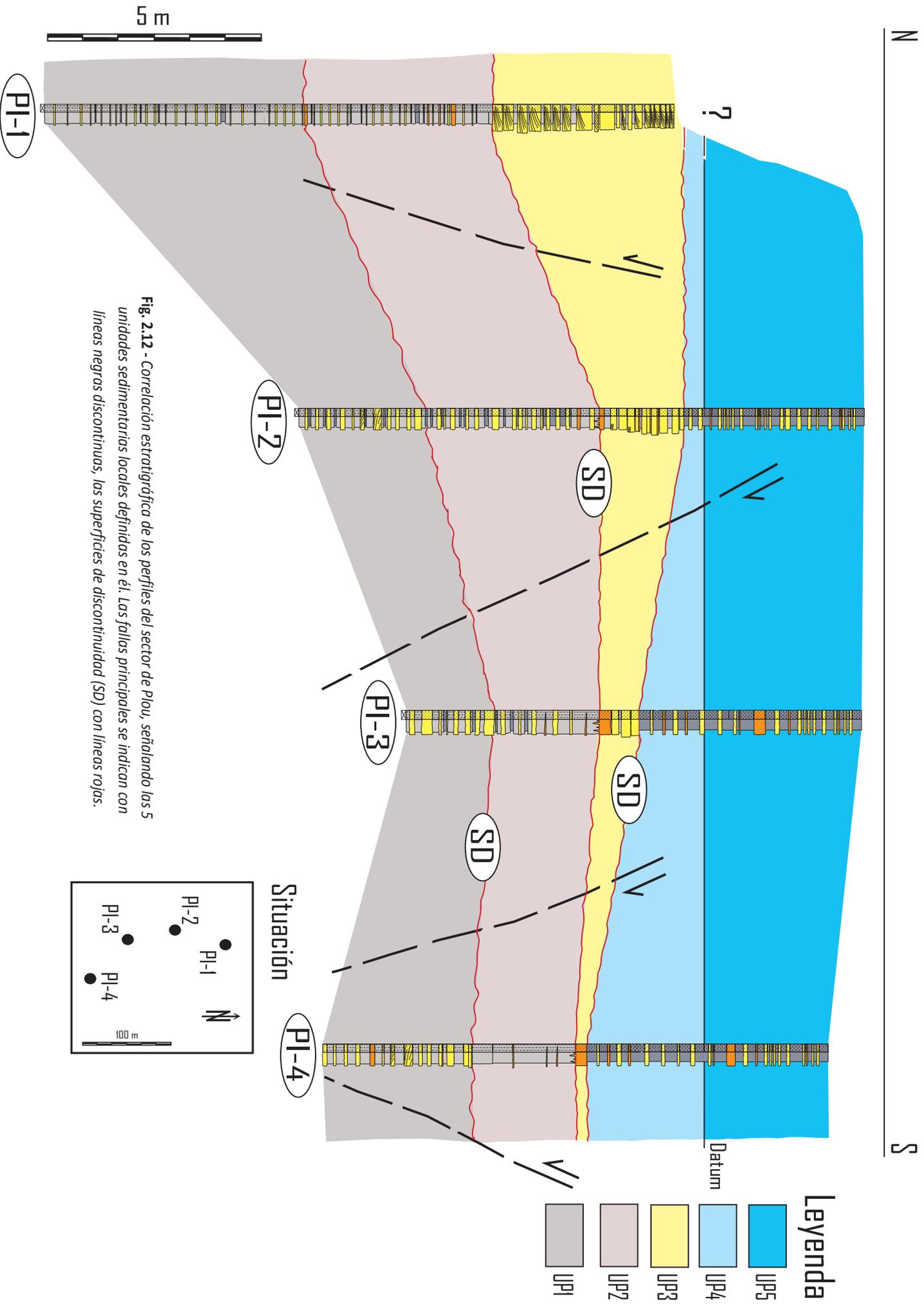


Fig. 2.12 - Correlación estratigráfica de los perfiles del sector de Plova, señalando las 5 unidades sedimentarias locales definidas en él. Las fallas principales se indican con líneas negras discontinuas, las superficies de discontinuidad (SD) con líneas rojas.

superficie es equivalente al nivel ferruginizado con huellas de raíces que constituye la base de la unidad en el resto de los perfiles.

– **Unidad Plou-4 (UP4)** → Esta unidad está representada, únicamente, por los tramos T4 de los perfiles PI-2, PI-3 y PI-4. Está formada principalmente por arcillas de color gris claro con intercalaciones de areniscas ocre y costras arenosas ferruginizadas. Disminuye de potencia hacia el NO y se dispone discordante sobre la unidad UP3 en el perfil PI-4.

– **Unidad Plou-5 (UP5)** → Esta unidad se identifica en los perfiles PI-2, PI-3 y PI-4, y está definida por los tramos T5 de dichos perfiles. Está formada por arcillas de color gris oscuro con intercalaciones de areniscas ocre y costras de arena ferruginizadas. Presenta un elevado contenido fosilífero y está altamente bioturbada.

2.2.- Estratigrafía del sector de Segura de los Baños

El sector de Segura de los Baños está localizado en el flanco SO del Anticlinal de Cabezos Altos y de Mingo Blasco (incluido en la unidad Anticlinal de Montalbán). Dado que en este sector afloran en gran medida materiales eocenos de origen continental, los afloramientos que interesan para este estudio son escasos y, en la mayoría de las ocasiones, de mala calidad. Por sus condiciones de observación se han seleccionado dos afloramientos: el primero de ellos, denominado Baños del Segura (BS), está localizado hacia el Norte del sector y próximo a las instalaciones del antiguo balneario Baños del Segura (Fig. 2.13), y el segundo, denominado Las Cañadas (LC), está emplazado más al Sur, en el interior de la mina de cielo abierto Las Cañadas, explotada por el grupo MINERA SABATER.



Fig. 2.13 – Vista de satélite del antiguo balneario Baños del Segura, en la zona N del sector de Segura de los Baños (obtenida de GoogleMaps). Arriba a la derecha, ampliación de la zona.

Perfil Baños del Segura (BS)

Situación: El perfil BS está emplazado inmediatamente al Norte del balneario Baños del Segura, en el talud de la carretera A-2401 (Fig. 2.13), a unos 4 km al N de la localidad de Segura de los Baños, y presenta una dirección aproximada NNE-SSO, siendo las coordenadas UTM que lo delimitan:

Margen NNE (base): 30T 672719 4536183

Margen SSO (techo): 30T 672676 4536152

Descripción: La potencia del perfil levantado es de 34 m (Fig. 2.14), situándose la base a 1055 msnm, aproximadamente. Los materiales presentan buzamientos muy pronunciados, y en ellos se han definido un total de 6 tramos. Los materiales suprayacentes al perfil aparecen cubiertos.

- **Tramo 1** → 3,6 m de areniscas ocre.

Las areniscas, de grano medio, forman estratos lenticulares y tabulares de bases y techos planos, de 10-100 cm de espesor. En todos los estratos se reconoce estratificación cruzada en surco en *sets* de ≤ 70 cm de potencia y laminación de bajo ángulo. En la base de algunos estratos se reconocen *lags* de cantos de cuarzo de ≤ 1 cm de diámetro, redondeados a subredondeados y cantos blandos limosos grises. En el estrato más basal, algunas láminas de los *bottomsets* están altamente ferruginizadas.

- **Tramo 2** → 3,5 m de alternancia de arcillas grises y areniscas ocre.

Las arcillas, laminadas, constituyen estratos tabulares de 5-10 cm de espesor con superficies onduladas a irregulares y laminación horizontal.

Las areniscas, de grano fino-medio, conforman estratos tabulares de bases y techos ondulados a irregulares y potencias de 2-10 cm. Algunos estratos presentan estratificación cruzada en surco en *sets* centimétricos. Con frecuencia, estos cuerpos están altamente ferruginizados.

- **Tramo 3** → 4 m de alternancia de areniscas ocre y limos grises.

Las areniscas, de grano fino-medio, se disponen en cuerpos tabulares de bases y techos planos, con potencias de 2-30 cm. Algunos cuerpos presentan *sets* centimétricos de estratificación cruzada en surco y laminación cruzada de bajo ángulo. Ocasionalmente estos cuerpos están ferruginizados.

Los limos, laminados, constituyen estratos tabulares de 5-30 cm de espesor, con bases y techos ondulados a irregulares y laminación horizontal. En algunos cuerpos se reconocen *ripples* asimétricos.

- **Tramo 4** → 4 m de areniscas grises y blancas con intercalaciones de arcillas grises a ocre.

Las areniscas, de grano fino-grueso, se disponen en estratos lenticulares y tabulares de bases y techos planos a ondulados, de 20-100 cm de espesor. En

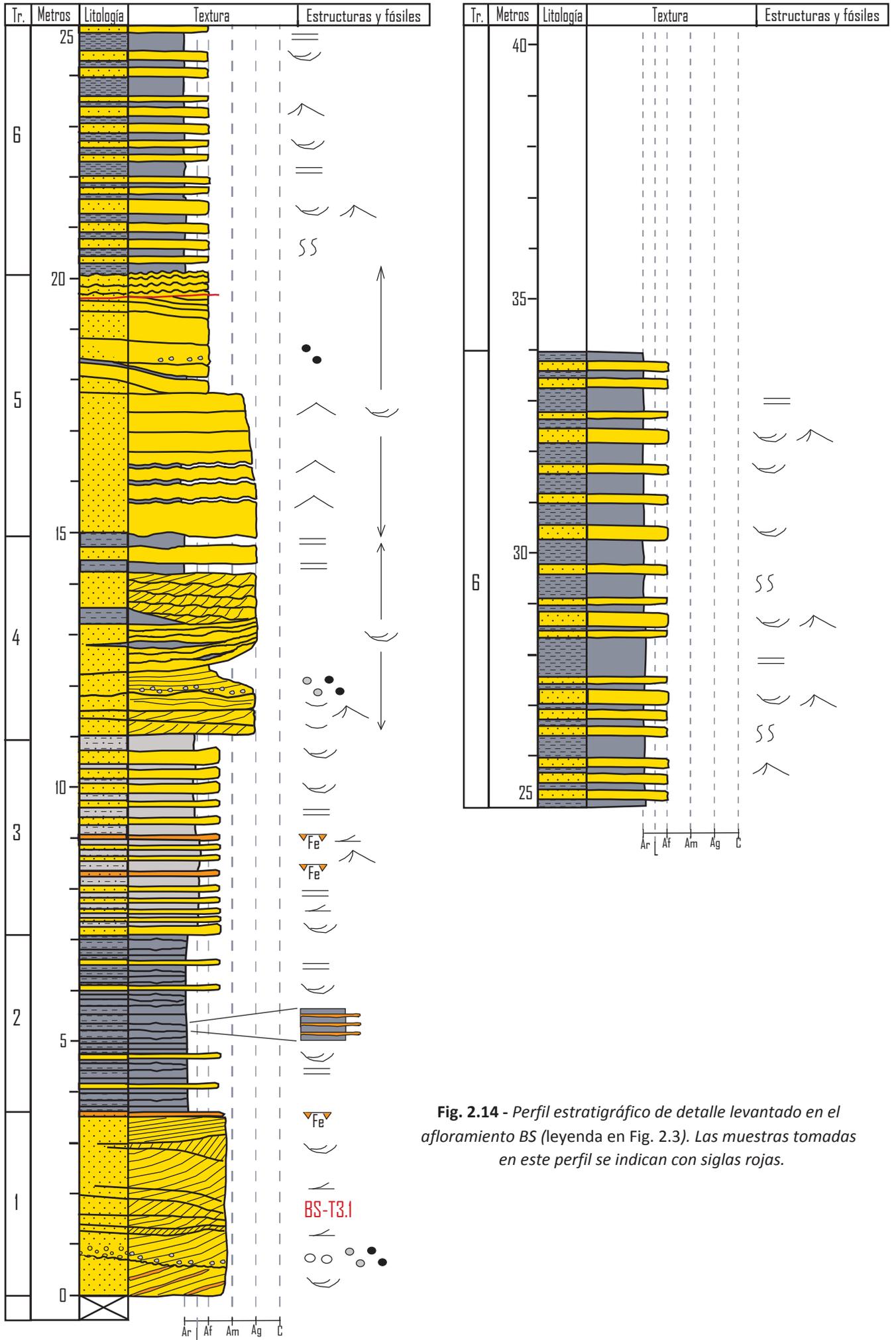


Fig. 2.14 - Perfil estratigráfico de detalle levantado en el afloramiento BS (leyenda en Fig. 2.3). Las muestras tomadas en este perfil se indican con siglas rojas.

todos los estratos se reconoce estratificación cruzada en surco (Fig. 2.15a) y, en los más basales, *drapes* arcillosos y *ripples* asimétricos. En las bases de algunos estratos se identifican clastos de cuarzo (redondeados a subredondeados) de diámetros milimétricos y pequeños clastos blandos limosos de diámetros centimétricos (Fig. 2.15b).

Las arcillas, laminadas, constituyen estratos tabulares y lenticulares de 5-30 cm de espesor, con bases y techos ondulados a irregulares (Fig. 2.15c).

- **Tramo 5** → 5 m de areniscas grises y ocreas con intercalaciones puntuales de arcillas grises.

Las areniscas, de grano fino-grueso, se disponen en estratos lenticulares y tabulares de bases y techos planos a ondulados, de 10-60 cm de potencia. En ellas se ha reconocido estratificación cruzada en surco en *sets* centimétricos a decimétricos, *ripples* y clastos blandos limosos.

Las arcillas, laminadas, constituyen cuerpos tabulares y lenticulares de 2-10 cm de espesor con bases y techos planos a ondulados.

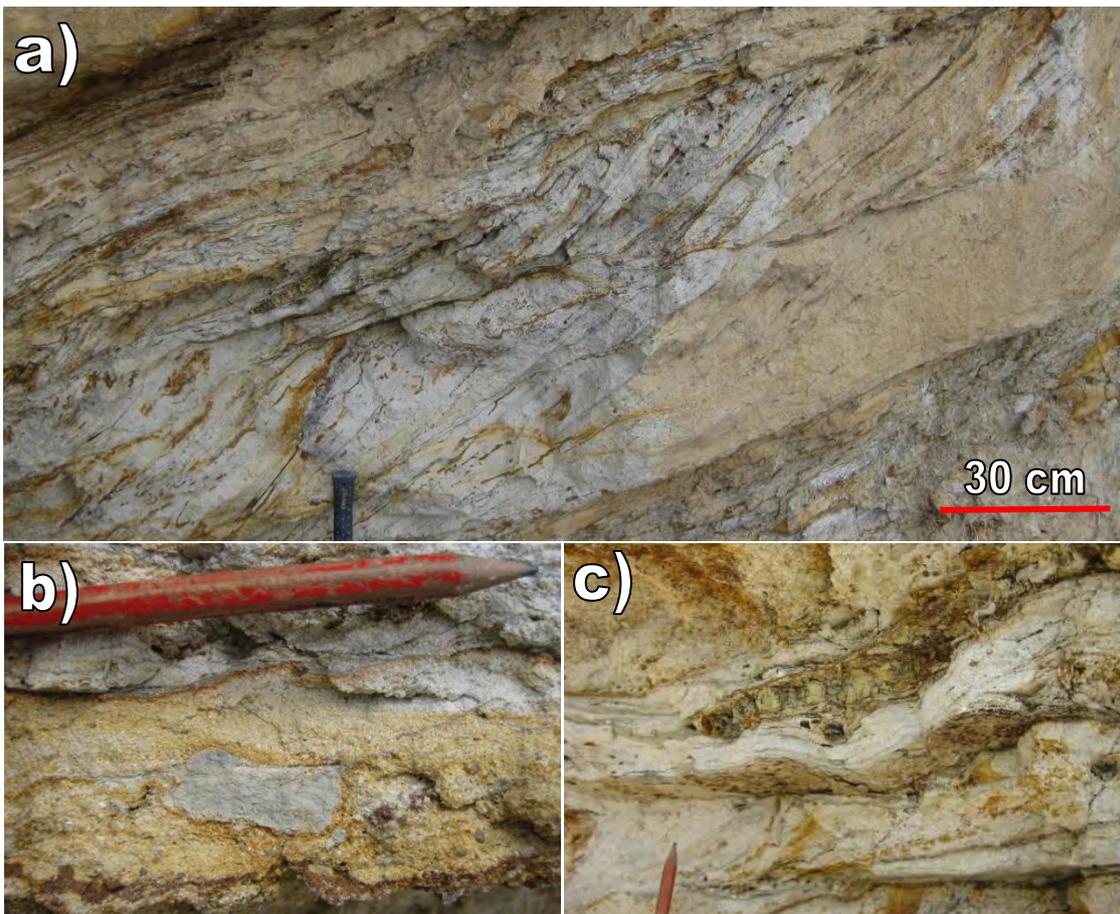


Fig. 2.15 – Estructuras sedimentarias del T4 y T5 del perfil BS. **(a)** Estratificación cruzada en surco en niveles de arenisca gris de grano grueso. **(b)** Clastos blandos limosos centimétricos y clastos de cuarzo de <1 mm de diámetro localizados en la base de un estrato arenoso de grano medio. **(c)** Cuerpo lenticular de arcillas laminadas.

- **Tramo 6** → 14 m de alternancia de arcillas grises y marrones y areniscas ocres (Fig. 2.16).

Las arcillas, laminadas, forman cuerpos tabulares de superficies onduladas a irregulares y potencias próximas a los 10-60 cm que, ocasionalmente, presentan laminación horizontal. El color de estas arcillas es gris claro en la mitad más basal del tramo y más oscura en la parte media, tornándose marrones hacia techo.

Las areniscas, de grano fino, se disponen en estratos tabulares de bases y techos planos a ondulados de 10-30 cm de espesor. Algunos estratos presentan estratificación cruzada en surco en *sets* centimétricos, *ripples* asimétricos y bioturbación vertical de tipo *Skolithos*.

Consideraciones: La potencia total del perfil levantado es de 75 m, aunque en esta memoria sólo se han descrito (y posteriormente interpretado) los últimos 34 m de serie (Fig. 2.14) por ser la parte del perfil que puede correlacionarse con el área de Plou.

Tal y como puede verse en la Fig. 2.14, la potencia de la serie estratigráfica estudiada es muy superior a la de los afloramientos descritos en el sector de Plou. Las capas se disponen paralelas entre sí, buzando en su conjunto hacia el NO. Algunos de los tramos más arcillosos se presentan deformados por fracturas, fallas y pequeños plegamientos que, en su mayoría, quedan fosilizados y no parecen afectar a los materiales suprayacentes.



Fig. 2.16 – Aspecto general del T6 del perfil BS. Las capas que más resaltan son areniscas de grano fino, mientras que el resto del tramo está constituido por arcillas laminadas.

Perfil Las Cañadas (LC)

Situación: El perfil LC está emplazado en el margen sur de la mina Las Cañadas (Fig. 2.17), a 2,5 km al N de Armillas. El afloramiento presenta una dirección E-O (Fig. 2.18), siendo las coordenadas UTM que lo delimitan:

Margen E (base): 30T 675819 4531346

Margen O (techo): 30T 675779 4531339

Descripción: La potencia del perfil es de 34,5 m (Fig. 2.19), y su base se encuentra a 1161 msnm, aproximadamente. Los materiales aparecen muy verticalizados, pudiendo definirse, de base a techo, 8 tramos bien diferenciados.

- **Tramo 1** → 2,2 a 4 m de areniscas rojas (Fig. 2.18).

Las areniscas, de grano fino, constituyen un único cuerpo lenticular de base cóncava y techo ondulado, que contiene *sets* de estratificación cruzada en surco de 10-50 cm de potencia. Presentan buena selección y escasa cementación.

Este tramo está delimitado por dos niveles finos de arena ferruginizada altamente cementada y de morfología irregular.

- **Tramo 2** → 2,5 m de arcillas grises (Fig. 2.18).

Las arcillas, masivas, conforman un cuerpo de geometría tabular.

- **Tramo 3** → 2,7 m de areniscas ocre con intercalaciones de arcillas grises (Fig. 2.18 y 2.20).

Las areniscas, de grano fino, constituyen cuerpos lenticulares y tabulares de bases y techos ondulados a irregulares y espesores ≤ 1 m. Algunos niveles muestran estratificación cruzada de bajo ángulo. El resto del cuerpo



Fig. 2.17 – Vista desde satélite de la Mina Las Cañadas, en la zona S del sector de Segura de los Baños, señalándose la posición del perfil levantado (obtenida de GoogleMaps).

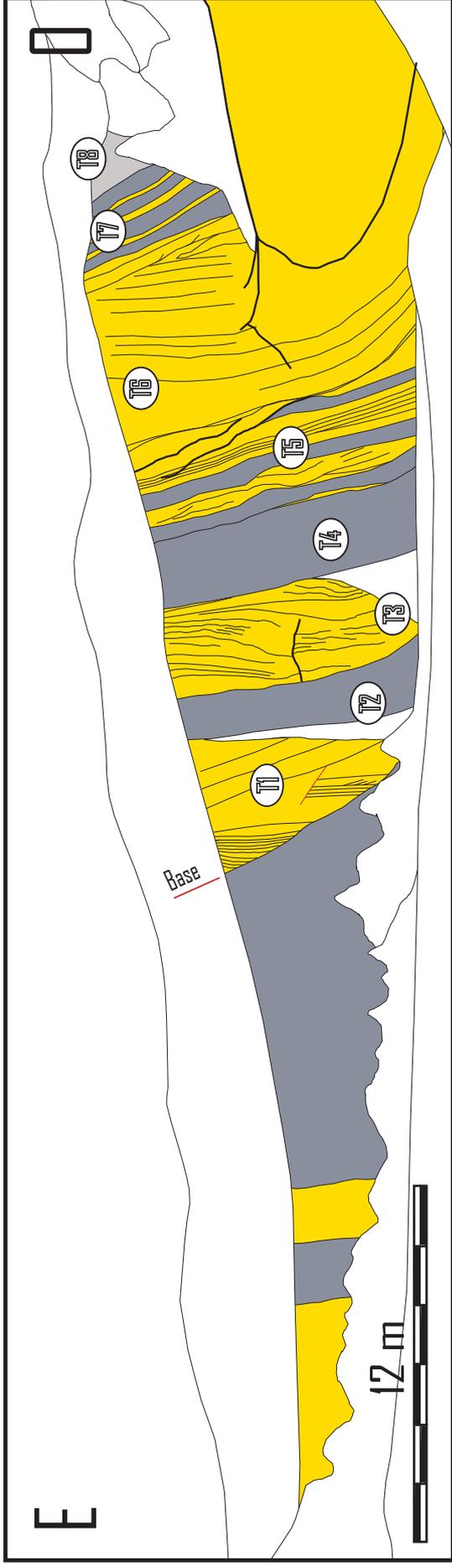


Fig. 2.18 - Fotografía panorámica (arriba) y esquema ilustrativo (abajo) del afloramiento LC, mostrando el aspecto de los distintos tramos reconocidos y la disposición general de los estratos (en amarillo los materiales arenosos y en gris los arcilloso-limosos).

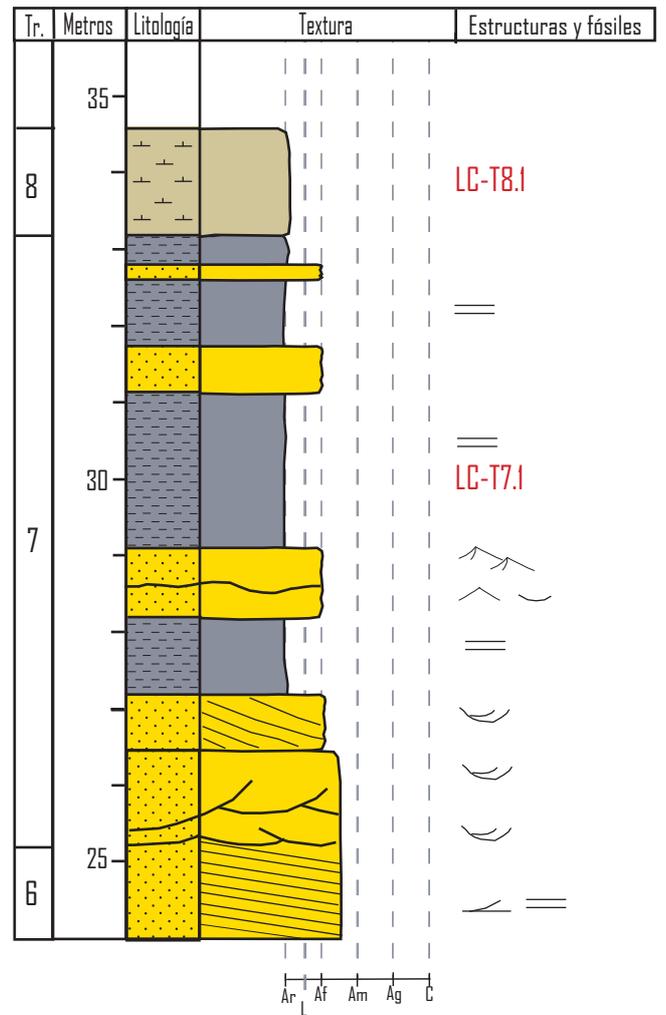
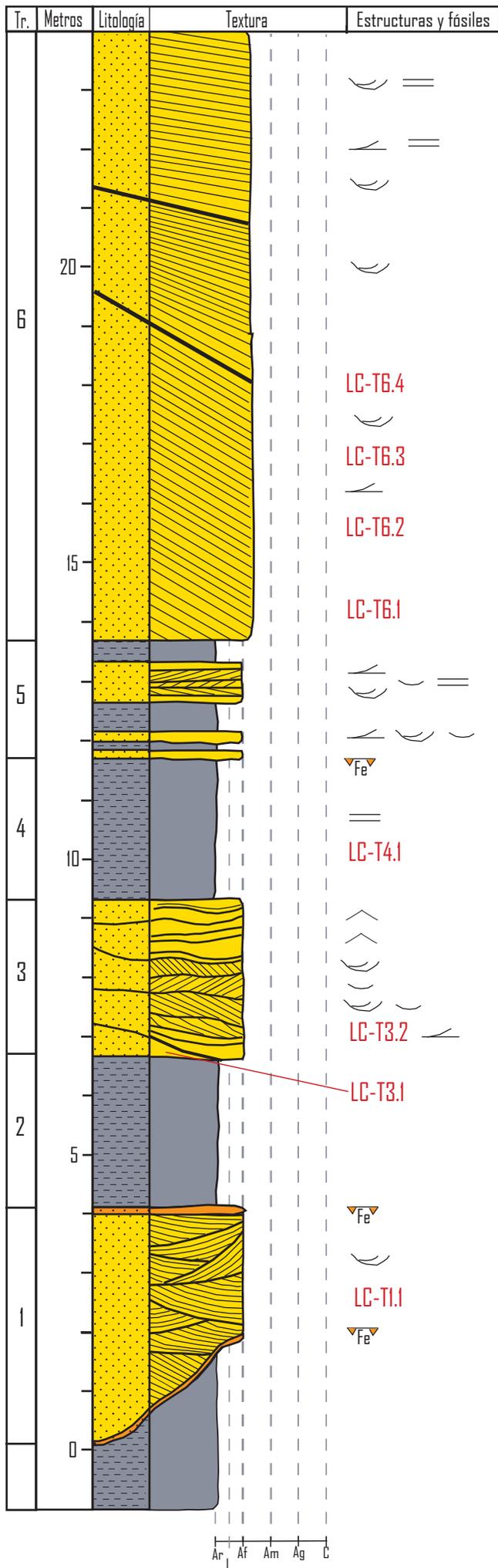


Fig. 2.19 - Perfil estratigráfico de detalle levantado en el afloramiento LC (leyenda en Fig. 2.3). Las muestras tomadas en este perfil se indican con siglas rojas.

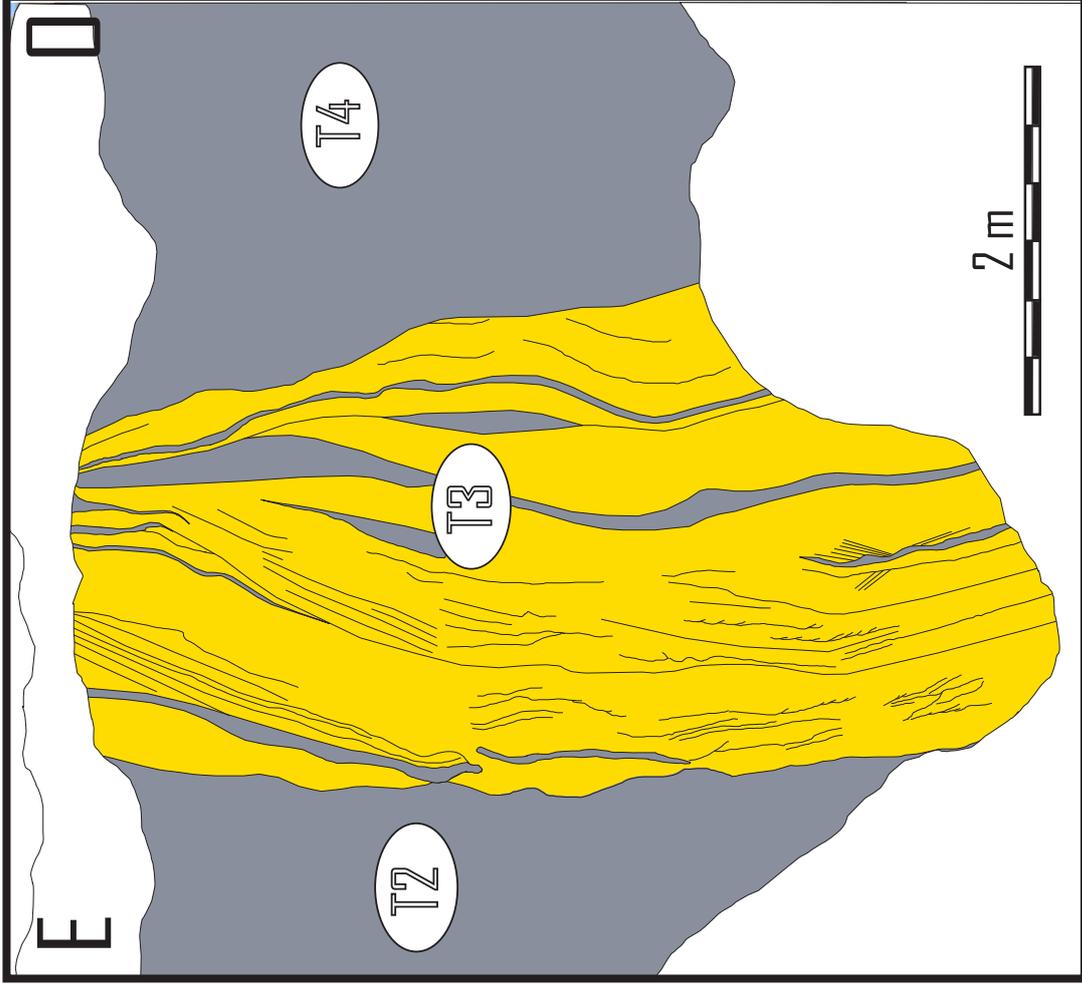
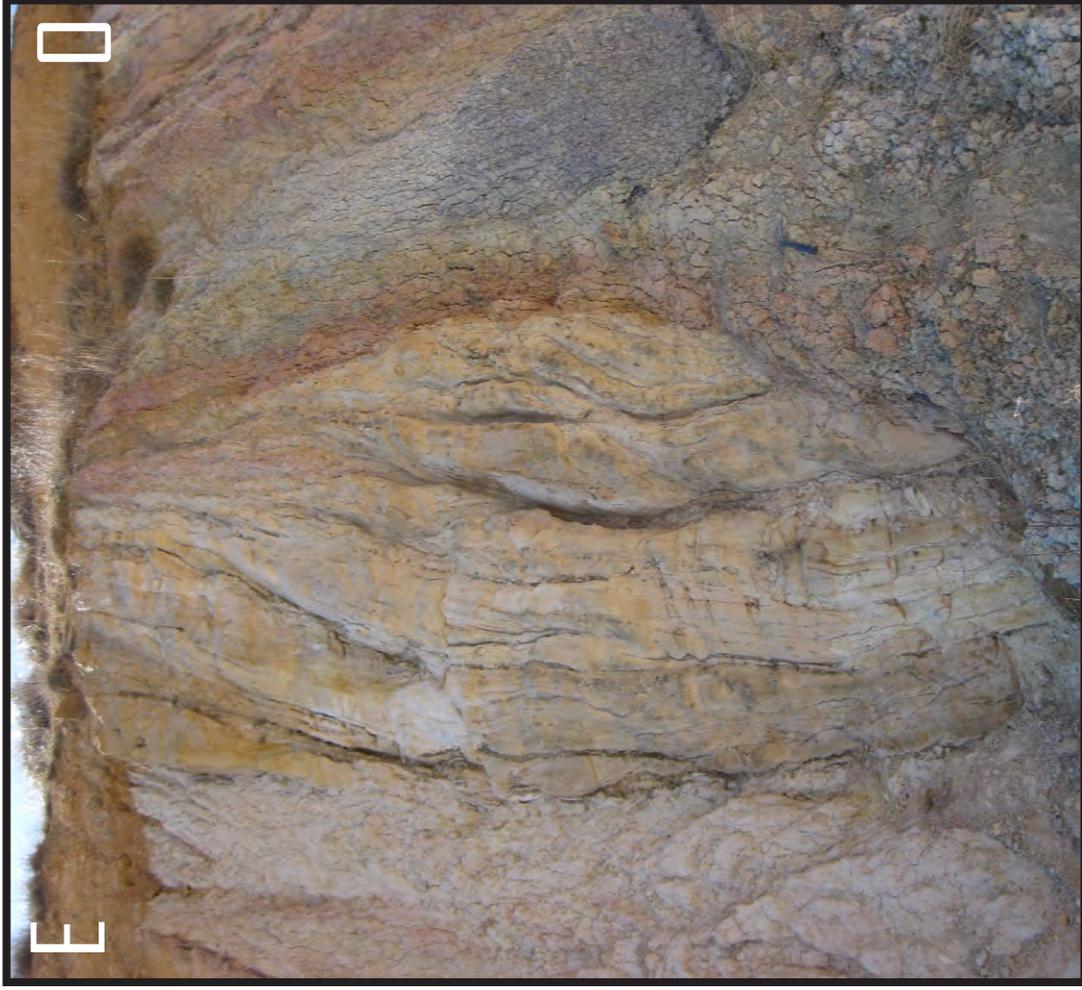


Fig. 2.20 - Fotografía (izquierda) y esquema ilustrativo (derecha) del tramo T3, mostrando su estructura interna. En amarillo los materiales arenosos y en gris los arcillosos y limosos.

tiene *sets* de estratificación cruzada en surco de ≤ 40 cm de potencia en presencia de *drapes* arcillosos y *ripples* de oscilación.

Las arcillas, masivas, conforman cuerpos irregulares y lenticulares de pocos centímetros de potencia y bases y techos planos a ondulados.

- **Tramo 4** → 2,4 m de arcillas grises oscuras a rojizas (*Fig. 2.18*).

Las arcillas, laminadas, forman un cuerpo tabular de base y techo ondulados. El color de estos materiales es gris hacia el centro del tramo, pero a base y techo adquieren una coloración rojiza. A techo presenta un nivel de arcilla ferruginizada altamente cementada de < 1 cm de espesor.

- **Tramo 5** → 2 m de alternancia de areniscas ocre y arcillas ocre con intercalaciones de areniscas ferruginizadas (*Fig. 2.18*).

Las areniscas, de grano fino, forman estratos tabulares con bases y techos planos de 15-80 cm de espesor. Tienen muy buena selección y escasa cementación. Algunos cuerpos son masivos, otros muestran estratificación cruzada en surco y laminación de bajo ángulo en *sets* de 20 cm, *drapes* arcillosos y laminación paralela. Las areniscas ferruginizadas son masivas y aparecen intercaladas dentro, o a techo, de algunos cuerpos de areniscas. Tienen geometrías tabulares de bases y techos irregulares y potencias inferiores a 5 cm.

Las arcillas, laminadas, constituyen niveles tabulares de superficies planas y, localmente, irregulares u onduladas, de 10-40 cm de espesor.

- **Tramo 6** → 11,5 m de areniscas rosas (*Fig. 2.18*).

Las areniscas, de grano fino-medio, constituyen cuerpos laxamente lenticulares con bases y techos planos de 3-6 m de espesor. Tienen muy buena selección y escasa cementación. Estos cuerpos presentan estratificación cruzada en surco de escala métrica, a la que se sobreimpone, en las láminas de *foreset* y *bottomset*, estratificación cruzada en surco en *sets* de < 50 cm, laminación de bajo ángulo y laminación paralela.

- **Tramo 7** → 8,1 m de arcillas heterolíticas grises y rojas con intercalaciones de areniscas ocre (*Fig. 2.18*).

Las arcillas constituyen cuerpos laminados heterolíticos tabulares de ≤ 2 m de potencia, con altos contenidos en arenas y limos.

Las areniscas, de grano fino, forman estratos tabulares con bases y techos planos a ondulados de ≤ 50 cm de espesor. Tienen una muy buena selección y escasa cementación, y en ellos se reconoce estratificación cruzada en surco en *sets* centimétricos a decimétricos, *climbing ripples*, *ripples* de oscilación y *drapes* arcillosos.

- **Tramo 8** → 1,5 m de margas blanquecinas (*Fig. 2.18*).

Las margas, masivas, se presentan en un cuerpo de geometría tabular.

Consideraciones: La potencia total del perfil levantado es de 116 m (las 2/3 partes de la serie de la Fm. Utrillas en esta zona, dispuesta en contacto discordante sobre los materiales del Triásico Superior), aunque en esta memoria sólo se han descrito (y posteriormente interpretado) los últimos 35 metros de serie (*Fig. 2.19*).

La cortada sobre la que se ha levantado el perfil LC tiene unos 160 m de longitud y una altura de 10-12 m en su punto más alto. Los materiales aparecen muy verticalizados, con una orientación generalizada de la estratificación 002 78E. Pese a que la serie no está muy deformada, en los tramos de arena más consolidada se han reconocido fallas de distintas escalas, con desplazamientos por lo general reducidos (de unos pocos centímetros). También se han observado fracturas sin desplazamiento, en ocasiones rellenas con un cemento carbonatado de pequeño espesor (milimétrico a centimétrico).

Hacia el techo del perfil se reconocen las margas grises que pasan a areniscas con ostreidos atribuidos a la Fm. Mosqueruela.

Correlación de los perfiles de Segura de los Baños

Dadas sus características litológicas, los tramos descritos para los perfiles BS y LC pueden ser correlacionados estratigráfica y sedimentológicamente entre sí (*Fig. 2.21*) definiendo una serie de unidades sedimentarias locales que, de base a techo, son:

- **Unidad Segura-1 (US1)** → Esta unidad tiene representación en los dos perfiles del sector, estando definida por el T1 de ambos perfiles. Está constituida por arenas ocres y rojizas.
- **Unidad Segura-2 (US2)** → Está definida por los tramos T2-T3 del perfil BS y T2-T5 del perfil LC. Esta unidad tiene un carácter principalmente arenoso-arcilloso.
- **Unidad Segura-3 (US3)** → Se identifica en los tramos T4-T5 del perfil BS y T6 del perfil LC. Está formada por areniscas con intercalaciones locales de limos o arcillas, y aparece delimitada, a base y techo, por superficies erosivas.
- **Unidad Segura-4 (US4)** → Está representada por la mitad inferior del T6 del perfil BS y los tramos T7-T8 del perfil LC. Está formada, principalmente, por arcillas de color gris claro con intercalaciones de areniscas ocres y costras arenosas ferruginizadas.
- **Unidad Segura-5 (US5)** → Se reconoce en el perfil BS (mitad superior del T6) y por encima del perfil LC. Está constituida por arcillas de color gris oscuro con intercalaciones de areniscas ocres y costras de arena ferruginizadas.

NO

SE

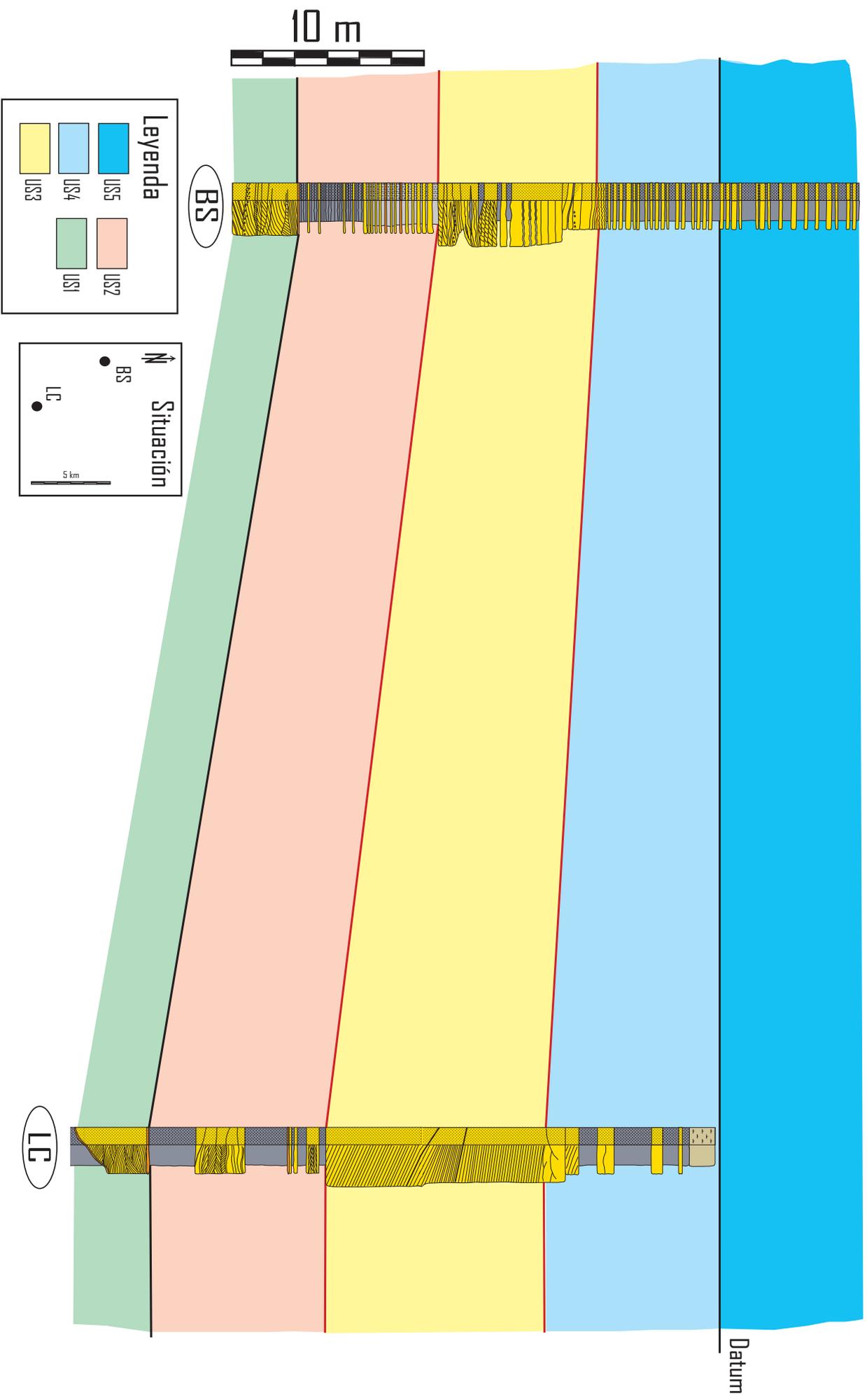


Fig. 2.21 - Correlación estratigráfica de los perfiles del sector de Segura de los Baños, señalando los 5 unidades sedimentarias definidas en él. Las líneas rojas son superficies erosivas.

Capítulo III

SEDIMENTOLOGÍA

En este capítulo se van a describir las diferentes asociaciones de facies reconocidas en las unidades sedimentarias, con el fin de realizar una aproximación al medio sedimentario en el que se depositaron estos materiales.

3.1.- Análisis de facies

Asociación de facies de *playa lake* (AF-1)

- **Situación**: Esta asociación se ha reconocido en los dos sectores de la zona de estudio, en las unidades sedimentarias UP1-UP2-UP3 y US2-US3). En ambos sectores aparece alternando con la AF-2 (*Fig. 3.1 y 3.2*).
- **Descripción**: La AF-1 está constituida por limos (y, en menor medida, arcillas) rojos y grises, que pueden intercalar finas láminas de espesor milimétrico de arena o material carbonoso.

Los limos forman cuerpos tabulares de 10-25 cm de espesor y bases y techos planos a ligeramente ondulados. Es una facies heterolítica generalmente laminada, que puede intercalar láminas milimétricas de arenisca de grano fino-medio y geometría lenticular (estas láminas pueden presentar laminación horizontal, laminación cruzada de bajo ángulo y *ripples* asimétricos, Fig. 3.3a). Así mismo, los limos y arenas pueden intercalar niveles milimétricos carbonosos de color oscuro-negro con restos vegetales de pequeño tamaño (Fig. 3.3b-c), bioturbación por raíces (Fig. 3.3d), porosidad móldica y *slickensides*. Ocasionalmente, en la base de algunos niveles de limos se han reconocido *lags* de conglomerados de clastos arenosos muy angulosos, cuya composición, color y textura es la misma que la de los materiales infrayacentes. Entre estos clastos hay fragmentos de moldes de raíces oxidados y de capas arenosas ferruginizadas (Fig. 3.3e-f), y clastos blandos limosos de morfología planar. En ocasiones, se ha reconocido laminación horizontal y estratificación cruzada en *sets* de 10-15 cm de potencia. Los limos intercalan, ocasionalmente, niveles arcillosos de potencia centimétrica.

Las arcillas suelen ser masivas o laminadas, y aparecen formando cuerpos tabulares de potencias centimétricas a métricas de bases y techos planos a ondulados. Pueden presentar restos de bioturbación, fragmentos de raíces oxidados y *slickensides*, y ocasionalmente pueden contener gastrolitos (Fig. 3.3g) e intercalar niveles tabulares de arcilla ferruginizada, de bases y techos irregulares y <1 cm de espesor.

- **Interpretación:** La AF-1 ha sido interpretada como un depósito de *playa lake*, en el que la sedimentación de los limos y las arcillas se produciría cuando el nivel freático estuviese elevado (por encima o próximo a la superficie), formándose así la laminación horizontal característica con desarrollo de estratificación cruzada localizada, posiblemente como consecuencia de corrientes (eólicas o fluviales) dentro del propio *playa lake*. Las láminas arenosas con granulometría fina-media podrían ser consecuencia de la removilización de arenas eólicas próximas al *playa lake* debido a la acción del viento y a su posterior depósito en el propio lago. La presencia de láminas carbonosas, restos carbonosos vegetales y bioturbación por raíces serían resultado de la colonización de los márgenes de este *playa lake* por plantas.

En los sistemas eólicos con nivel freático elevado, la existencia de huellas de raíces es relativamente común (Ahlbrandt y Fryberger, 1982; Langford y Chan, 1993; García-Hidalgo *et al.*, 2002), tal y como ocurre en algunos puntos de los afloramientos estudiados. La presencia de cantos blandos angulosos indica periodos de desecación superficial del *playa lake* (con

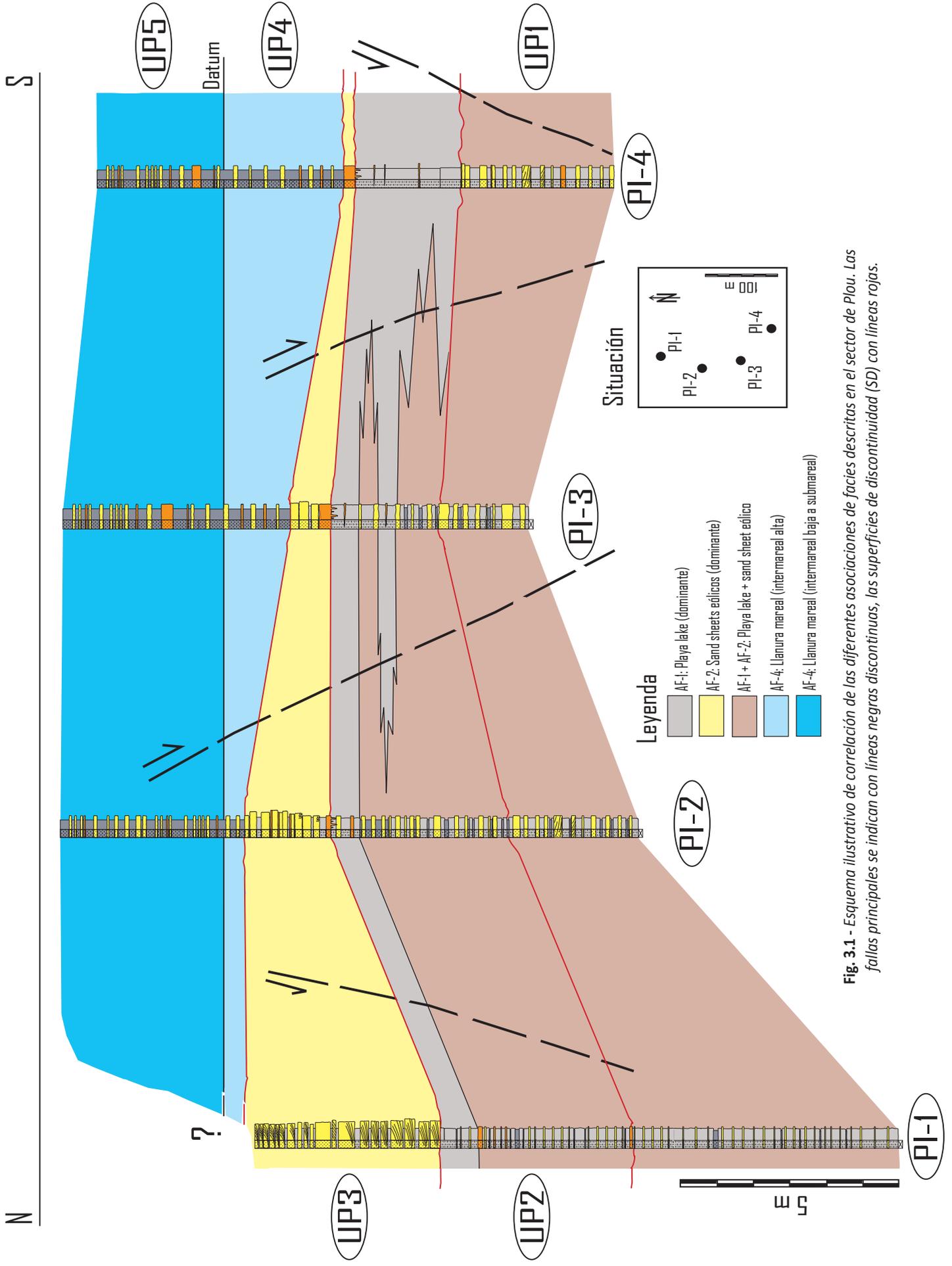


Fig. 3.1 - Esquema ilustrativo de correlación de las diferentes asociaciones de facies descritas en el sector de Ploou. Las fallas principales se indican con líneas negras discontinuas, las superficies de discontinuidad (SD) con líneas rojas.

NO

SE

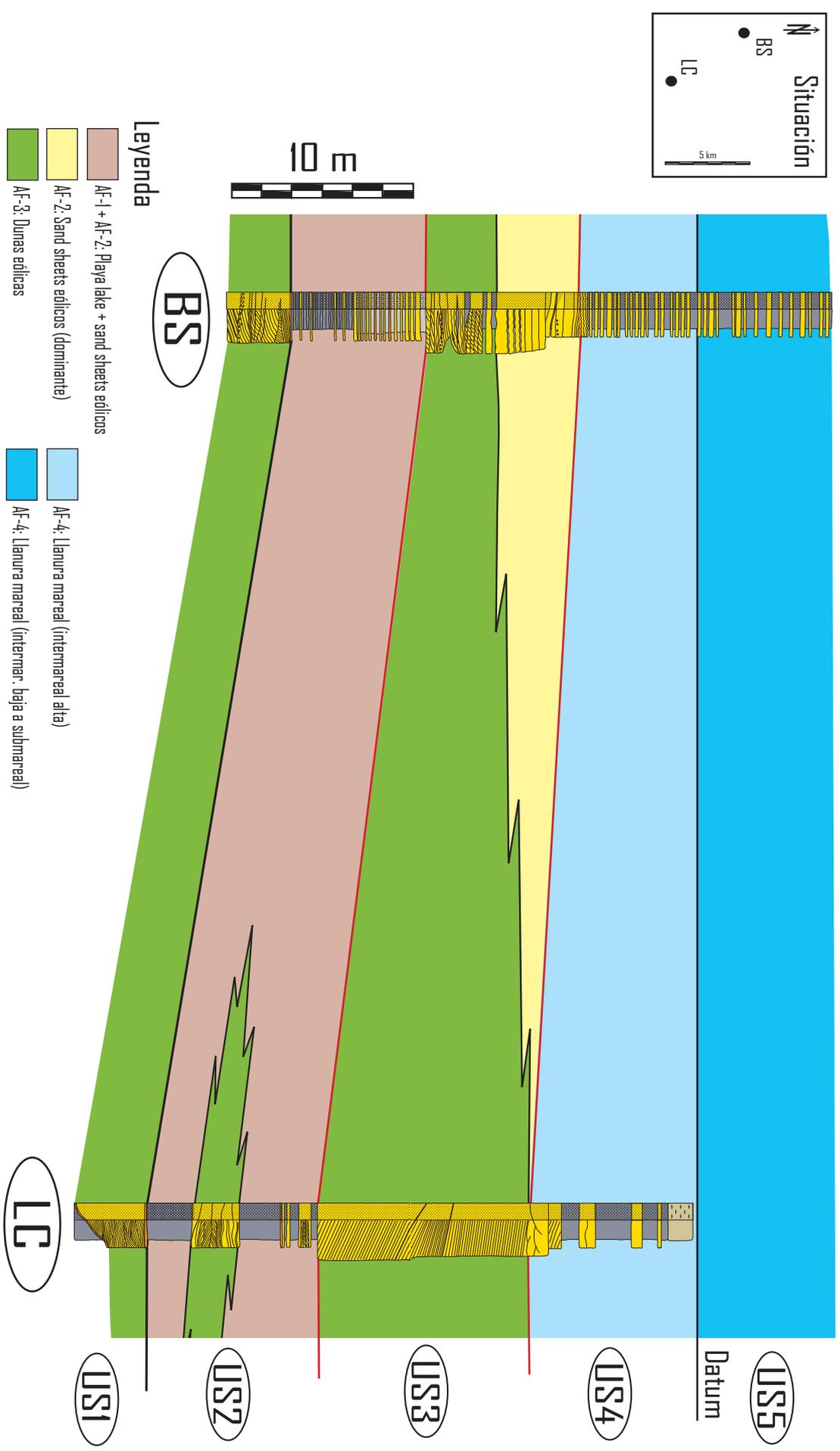


Fig. 3.2 - Esquema ilustrativo de correlación de las diferentes asociaciones de facies descritas en el sector de Segura de los Baños. Las líneas rojas son superficies erosivas.

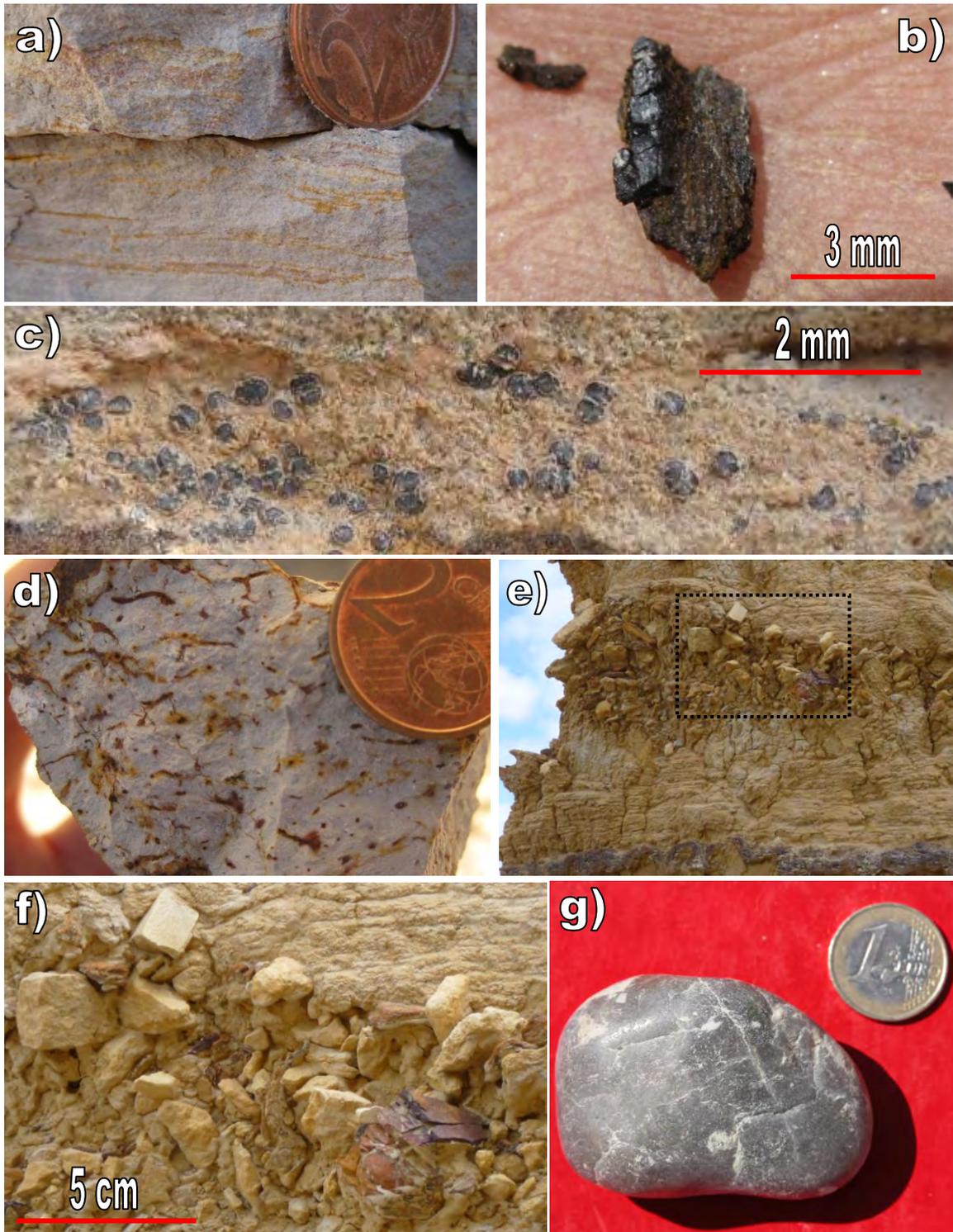


Fig. 3.3 – Estructuras sedimentarias de la AF de playa-lake. **(a)** Limos grises con láminas arenosas ocreas en laminación horizontal, laminación cruzada de bajo ángulo y ripples (T1, PI-4). **(b)** Restos carbonosos vegetales encontrados en una capa de limos (T1, PI-4). **(c)** Restos carbonosos vegetales en una lámina arenosa de potencia milimétrica (T1, PI-4). **(d)** Bioturbación por raíces milimétricas en limos grises (T1, PI-4). **(e)** Clastos arenoso-limosos de morfología angulosa observables en los niveles limosos basales del T3, perfil PI2. **(f)** Detalle de los clastos vistos en (e). **(g)** Gastrolito hallado en un nivel arcilloso del perfil LC.

formación de *mud cracks*), durante los cuales las superficies de exposición y desecación quedarían cubiertas frecuentemente por arena eólica (e.g. Rodríguez-López *et al.*, 2010), mientras que la presencia de clastos sería indicativo de corrientes fluviales efímeras que alimentarían el *playa-lake*.

La existencia de gastrolitos centimétricos indicaría la presencia de animales de gran tamaño (como dinosaurios saurópodos, Wings y Sander, 2007), que se aproximarían a las zonas encharcadas a beber y/o alimentarse.

Asociación de facies de *sand sheet* eólico (AF-2)

- **Situación:** Se ha reconocido en ambos sectores, en las unidades UP1-UP2-UP3 y US2-US3 (Fig. 3.1 y 3.2).
- **Descripción:** Esta asociación está constituida por areniscas ocre y grises de grano fino a medio-grueso, muy bien seleccionadas y escasamente cementadas, que se organizan en estratos tabulares de superficies planas a onduladas (Fig. 3.4a) que alternan con los niveles limosos y arcillosos de la AF-1. La potencia de los estratos de arenisca puede variar desde unos pocos hasta 40 cm, y en ellos se ha reconocido laminación paralela, laminación cruzada de bajo ángulo y estratificación cruzada planar y en surco en *sets* ≤ 25 cm (Fig. 3.4a-c). Ocasionalmente estas arenas contienen láminas milimétricas de limos grises (Fig. 3.4b), restos carbonosos y cantos blandos (Fig. 3.4b y 3.4d-e). Así mismo, puede haber cuerpos tabulares de arenisca ferruginizada (Fig. 3.4f) con bases y techos ondulados a irregulares, de pocos centímetros de potencia y escasa continuidad lateral, que ocasionalmente presentan un desarrollo de raíces de escala decimétrica a métrica (Fig. 3.5a). En algunos niveles se han identificado *ripples* simétricos (Fig. 3.5b).

El análisis granulométrico de las arenas de esta asociación (Fig. 3.6) muestra que el transporte de estos granos fue por saltación.

- **Interpretación:** La presencia de arenas muy bien seleccionadas en cuerpos tabulares sin desarrollo de caras de avalancha ha llevado a interpretar esta asociación como correspondiente a *sand sheet* eólicos (mantos de arena). Se trata de una facies de transición importante en los sistemas eólicos, situándose entre los sistemas duna-interduna y los depósitos fluviales o lacustres adyacentes. Estos mantos arenosos parecen llanuras, fundamentalmente planas, que cubren como un manto las irregularidades de la topografía original (García-Hidalgo *et al.*, 2010); no suelen tener rasgos distintivos y, en su superficie, no se suelen desarrollar dunas (Tsoar, 1983; Kocurek y Nielson, 1986). Sin embargo, la presencia de laminación horizontal, laminación cruzada de bajo ángulo y estratificación cruzada es debida al desplazamiento de pequeños *ripples* eólicos, lo que sugiere que estos sedimentos presentaban una

serie de ondulaciones suaves, con morfología monticular pero sin desarrollo de caras de avalanchas (Ahlbrandt y Freyberger, 1982; García-Hidalgo *et al.*, 2002).

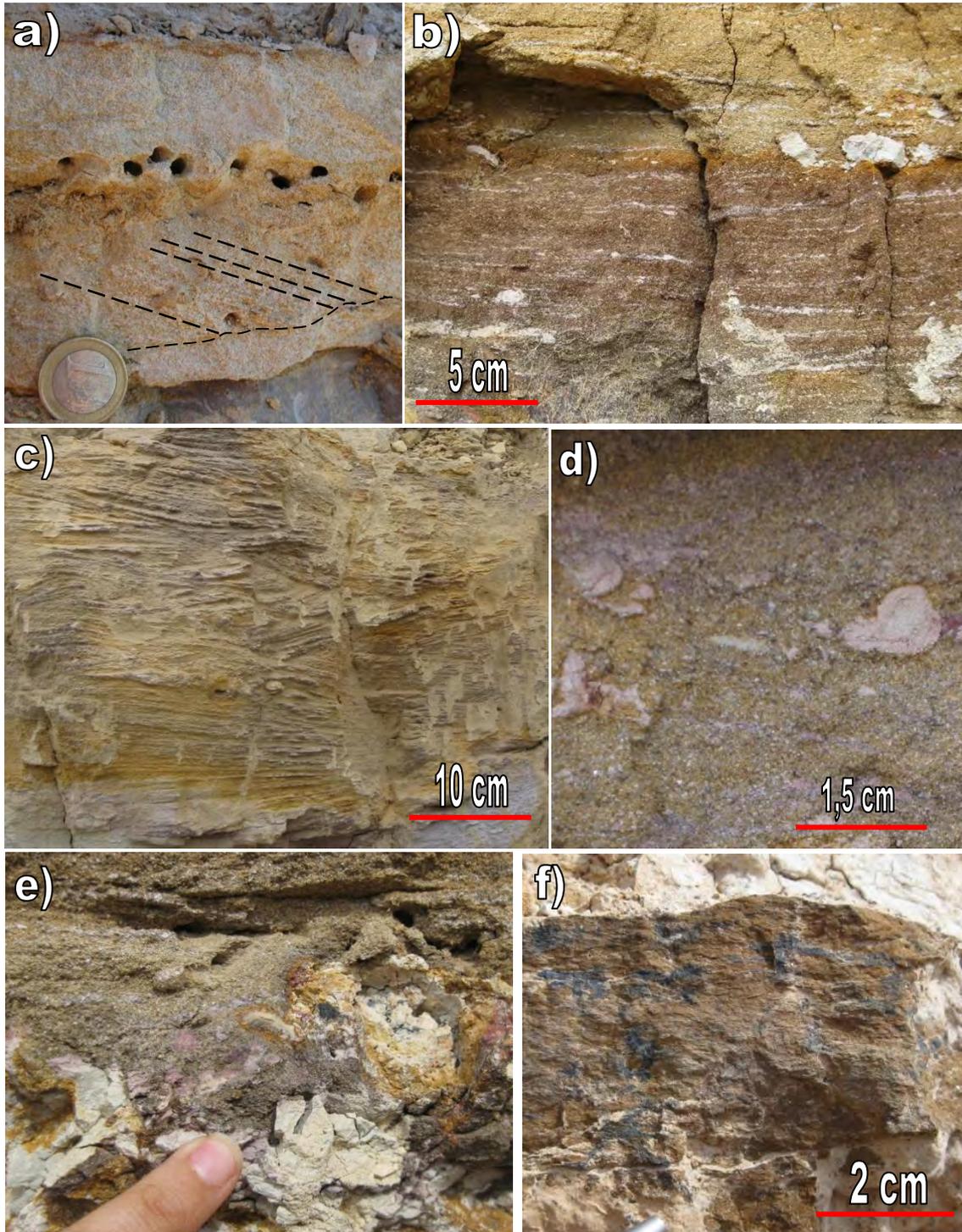


Fig. 3.4 – Estructuras sedimentarias de la AF de sand sheet eólico. **(a)** Nivel tabular de arena ocre con sets de estratificación cruzada planar de <5 cm de potencia (T1, PI-4). **(b)** Arenas de grano medio con laminación cruzada de bajo ángulo y pequeños cantos limoarenosos de 0,5-5 cm de diámetro (T3, PI-1). **(c)** Estratificaciones cruzadas en surco y laminaciones cruzadas de bajo ángulo en arenas versicolores de grano medio (T3, PI-1). **(d)** Arenas de grano medio a grueso con cantos blandos limosos redondeados (T3, PI-1). **(e)** Imagen en detalle del nivel más basal del T3 de PI-1; se observan cantos blandos limosos grises en la base y areniscas versicolores de grano medio-grueso a techo. **(f)** Nivel de geometría irregular con elevado contenido en Fe (T1, PI-4).

La presencia de limos puede ser explicada por inundaciones periódicas debido a la proximidad de sistemas fluviales y/o ascensos del nivel freático, que queda próximo a la superficie, desarrollándose la vegetación y depositándose dichos limos. En condiciones húmedas, las arenas pueden presentar cementaciones por óxidos e hidróxidos de hierro, con coloraciones desde amarillas a rojizas (de origen diagenético) que se atribuyen a variaciones del nivel freático (Pye, 1983; Rodríguez-López *et al.*, 2010), en las que el material habría pasado de estar cubierto por una capa de agua a encontrarse en condiciones subaéreas.

Estos niveles ferruginizados desarrollarían, por acción de corrientes de agua, *ripples* de oscilación. Así, las alternancias observadas en las unidades locales UP1-UP2-UP3 y US2-US3 de niveles limosos y arcillosos pertenecientes a la AF-1 y niveles arenosos pertenecientes a esta asociación serían consecuencia de estas variaciones intermitentes del nivel freático, en las que el *sand sheet* avanzaría sobre el *playa lake* al descender el nivel freático, y quedaría cubierto por limos al ocurrir el proceso contrario (el nivel freático asciende hasta quedar por encima o próximo a la superficie del *sand sheet*).

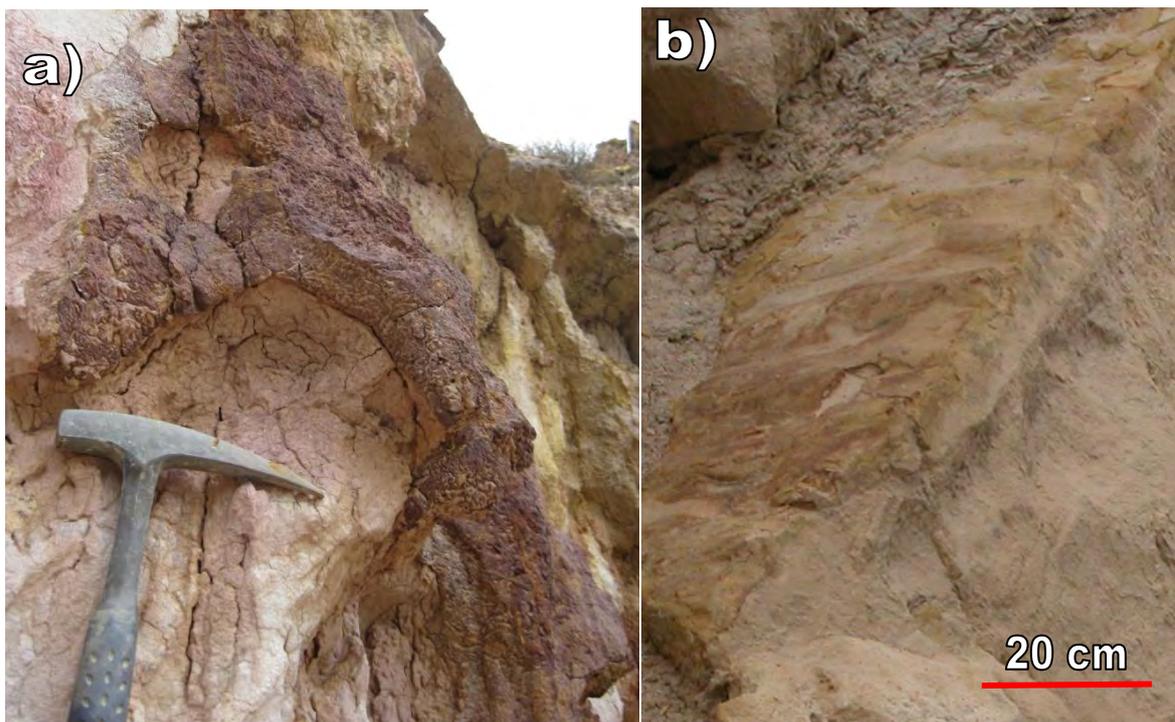


Fig. 3.5 – Estructuras sedimentarias de la AF de sand sheet eólico. **(a)** Bioturbación por raíces de hasta 1,5 m de longitud (T.2, perfil PI-3). **(b)** Ripples en arenas de grano fino (T5, perfil BS).

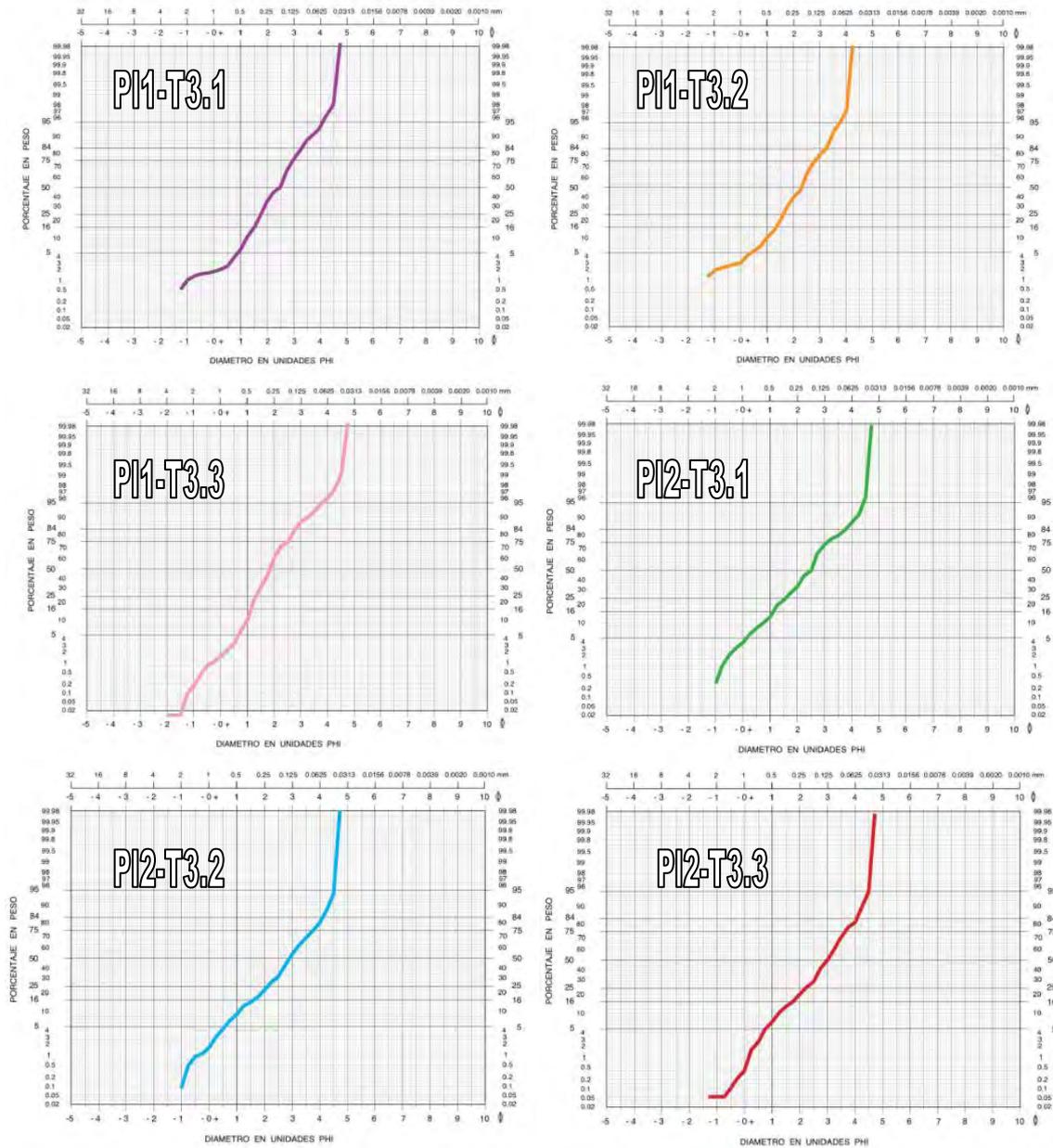


Fig. 3.6 – Curvas granulométricas de las muestras tomadas en AF-2 en las que puede verse como la fracción de muestra mayoritaria ha sido transportada por saltación. La variación en el tamaño de grano observable en las curvas es debido a que, durante la recogida de la muestra, se tomó material que abarcaba diferentes láminas.

Asociación de facies de dunas eólicas (AF-3)

- **Situación:** La AF-3 ha sido identificada únicamente en el sector de Segura de los Baños, en las unidades sedimentarias US1-US2-US3 (Fig. 3.2), relacionándose lateralmente con AF-1 y AF-2.
- **Descripción:** Está constituida por areniscas blancas, ocre y rojas de grano muy fino-fino (y, ocasionalmente, medio), muy bien seleccionadas y escasamente cementadas, que se disponen en cuerpos tabulares y lenticulares de bases y techos generalmente planos y potencia centimétrica a métrica, en los que se

reconoce estratificación cruzada tangencial a gran escala (en sets decimétricos a métricos). Las estratificaciones cruzadas a gran escala muestran caras de avalancha lateralmente continuas con una inclinación de entre 15-30°, disminuyendo la inclinación desde el *foreset* hacia el *toeset*.

En ocasiones, en las láminas de *foreset* y *bottomset* se sobreimpone estratificación cruzada en surco en sets de <50 cm de potencia, laminación de

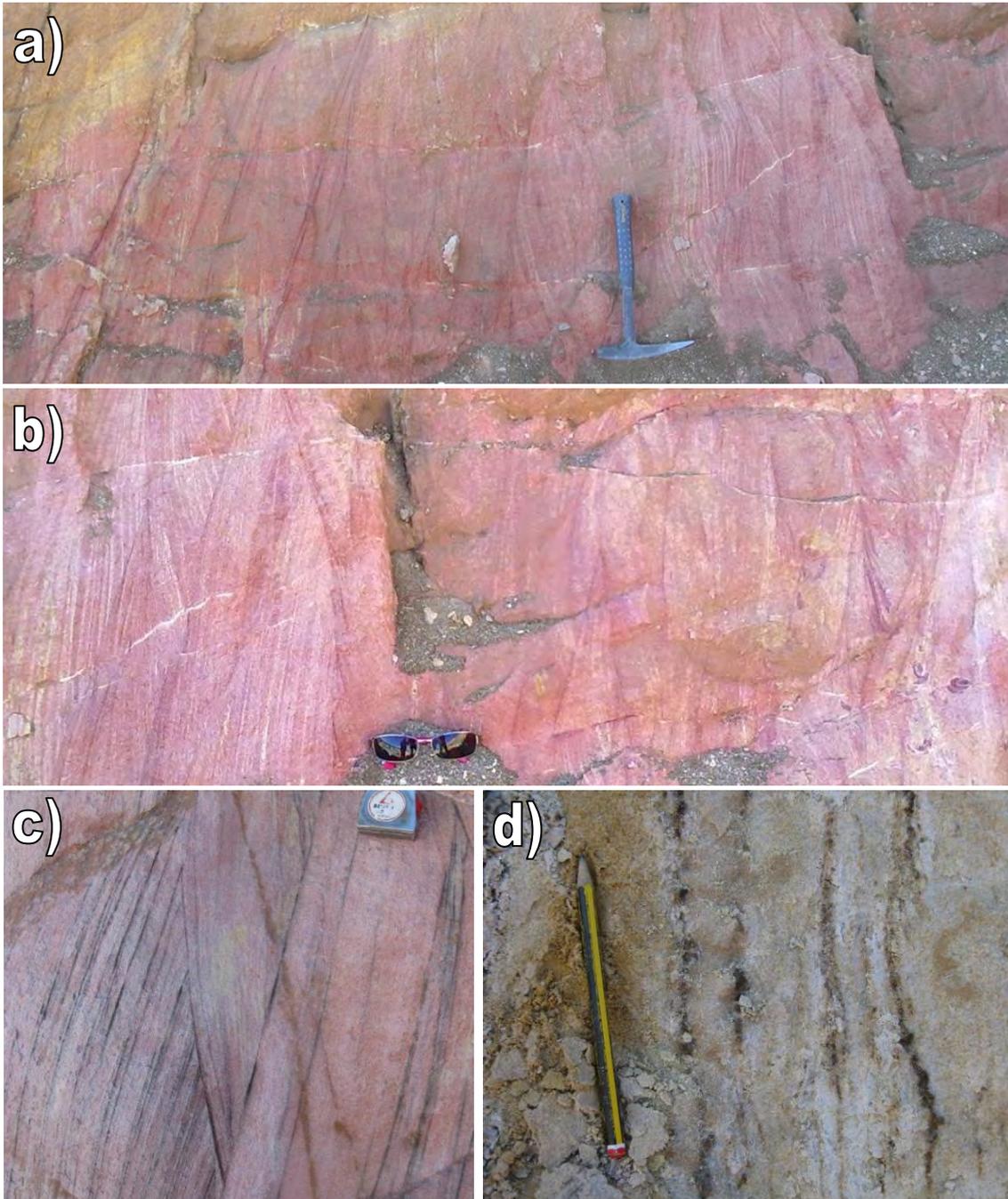


Fig. 3.7 – Estructuras sedimentarias de pequeña escala de la AF de dunas eólicas. **(a)** y **(b)** Ripples y sets de estratificación cruzada en surco y laminación cruzada de bajo ángulo sobreimpuestas en las láminas de foreset y bottomset de escala métrica de las arenas de grano fino (T6, perfil LC). **(c)** Sets de estratificación cruzada en surco en arenas de grano fino (T1, perfil LC). **(d)** Drapes arcillosos en niveles arenosos (T3, perfil LC).

bajo ángulo, laminación paralela y *ripples* eólicos (Fig. 3.7a-c). Además, intercalados entre las láminas de *bottomset*, aparecen ocasionalmente pequeños cantos cuarcíticos redondeados a subredondeados de <1 cm de diámetro, cantos blandos grises limosos y *drapes* arcillosos (Fig. 3.7d).

En esta asociación se tomaron 14 muestras de arena para realizar granulometrías, comprobándose que los granos habían sufrido transporte por saltación (Fig. 3.8). Puesto que los estudios sobre los rasgos superficiales de los granos de cuarzo mediante SEM han sido ampliamente utilizados para investigar los procesos físicos y químicos que suceden en diversos ambientes sedimentarios (los efectos de la abrasión mecánica y/o química sobre el cuarzo determinan la textura superficial de este mineral; Krinsley y Donahue, 1968; Margolis y Krinsley, 1974; Middleton y Davis, 1979; Mazzullo *et al.*, 1986; Pye y Mazzullo, 1994; Moral-Cardona *et al.*, 1997; Al-Hurban y Gharib, 2004; Kasper-Zubillaga *et al.*, 2005), algunas de las muestras recogidas fueron analizadas mediante FESEM (Fig. 3.9).

Los granos de arena de esta asociación presentan una esfericidad y una redondez variables, desde granos angulosos con aristas y caras bien definidas (Fig. 3.9a) hasta granos subredondeados, sin aristas ni caras reconocibles (Fig. 3.9b). Analizándose un poco más en detalle, pueden verse estrías lineales, marcas en V no orientadas ocasionales en algunos de los granos analizados (Fig. 3.9c-d) y fracturas concoideas (Fig. 3.9e).

- **Interpretación:** La presencia de arenas muy bien seleccionadas con estratificaciones cruzadas a gran escala que muestran caras de avalancha con inclinaciones de hasta 30° ha sido interpretada como conjuntos de dunas de distintos tamaños que se desplazarían sobre los materiales de las AF-1 y AF-2 en momentos en que el nivel del agua estuviera lo suficientemente bajo como para que el sistema eólico avanzara. La presencia de *sets* superpuestos indican que las dunas llegaron a migrar unas sobre otras. Esto ocurriría durante periodos de aporte positivo de arena eólica a la cuenca y bajo un régimen de vientos de suficiente fuerza como para mover el material disponible (Havholm y Kocurek, 1994; Kocurek y Lancaster, 1999; Mountney, 2004).

La presencia de *sets* de estratificación cruzada en surco, laminación cruzada de bajo ángulo, laminación horizontal y *ripples* de pequeña escala sobreimpuestos sobre las láminas de *foreset* y *bottomset* de estas dunas es debida al desarrollo de *ripples* eólicos sobre las caras de avalancha de las dunas por la acción de corrientes eólicas menores. Estos *ripples* presentan, por lo general, una orientación perpendicular a la dirección de la cresta de la duna eólica (Rodríguez-López *et al.*, 2009).

La presencia de cantos cuarcíticos en las láminas de *bottomset* de las dunas podría indicar la existencia de *highlands* y/o escarpes rocosos intradesér-

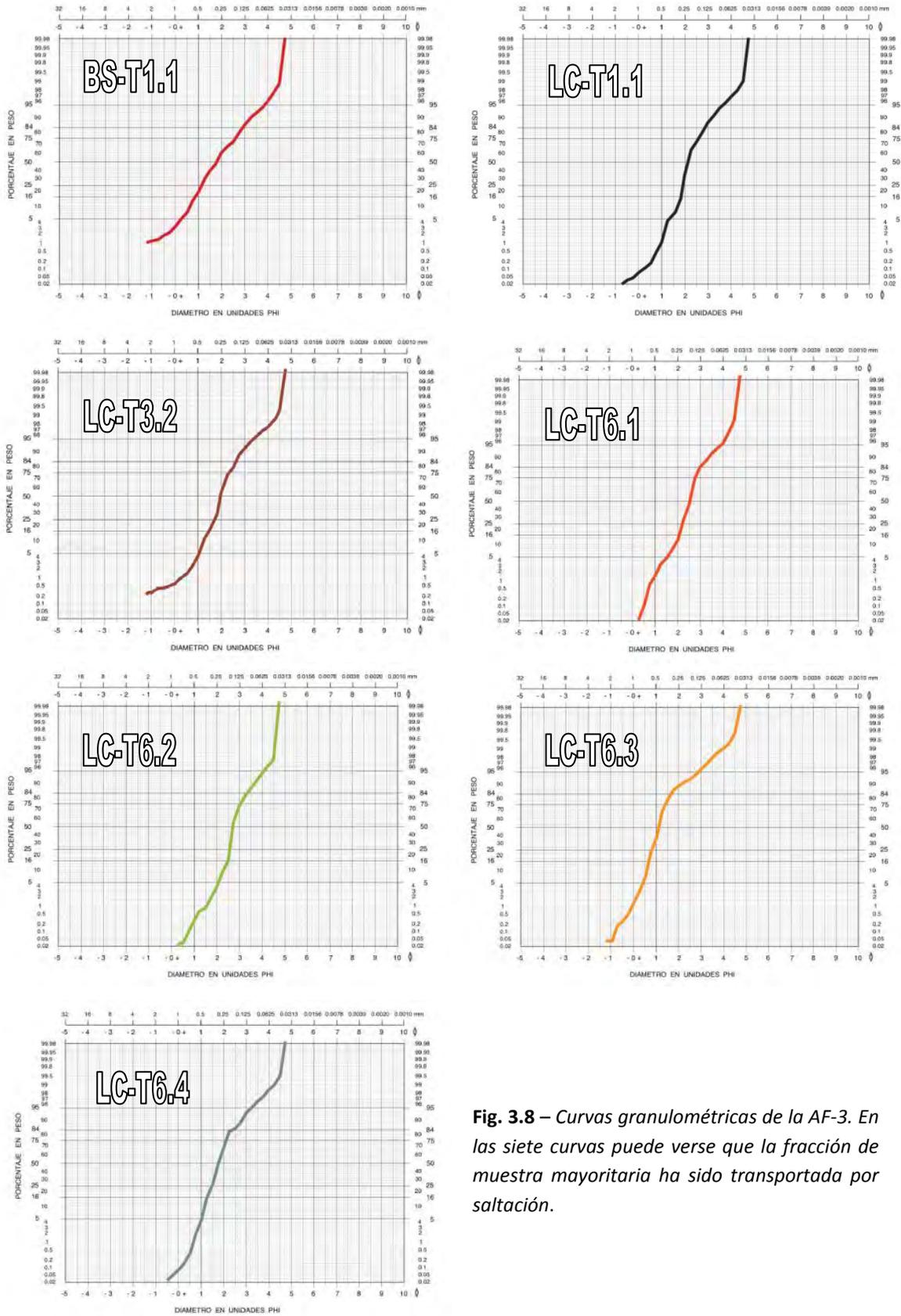


Fig. 3.8 – Curvas granulométricas de la AF-3. En las siete curvas puede verse que la fracción de muestra mayoritaria ha sido transportada por saltación.

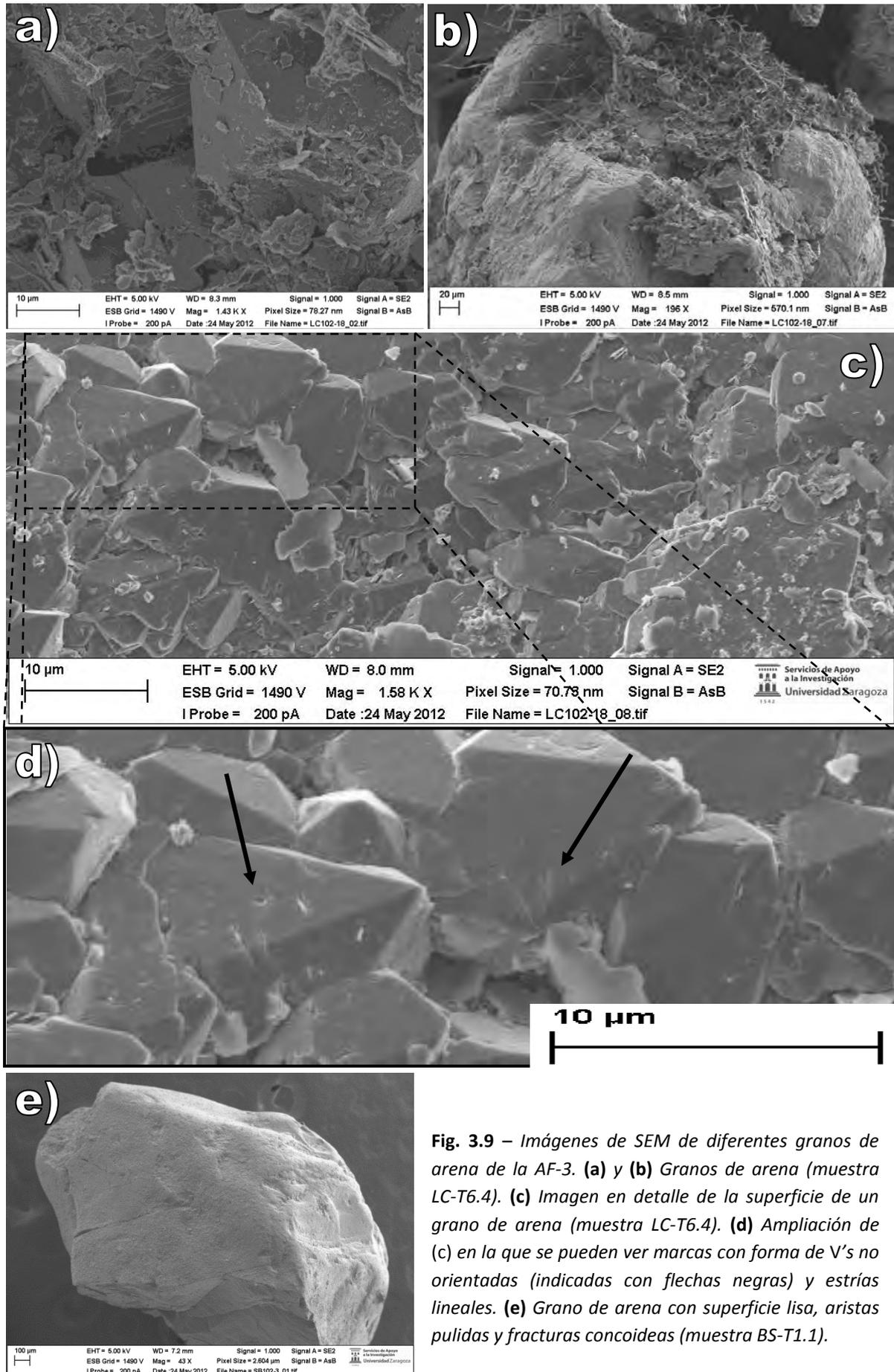


Fig. 3.9 – Imágenes de SEM de diferentes granos de arena de la AF-3. **(a)** y **(b)** Granos de arena (muestra LC-T6.4). **(c)** Imagen en detalle de la superficie de un grano de arena (muestra LC-T6.4). **(d)** Ampliación de (c) en la que se pueden ver marcas con forma de V's no orientadas (indicadas con flechas negras) y estrías lineales. **(e)** Grano de arena con superficie lisa, aristas pulidas y fracturas concoideas (muestra BS-T1.1).

ticos próximos a las dunas eólicas (Hubert y Mertz, 1984; Tanner y Hubert, 1992; Rodríguez-López *et al.*, 2010). Los cantos blandos limosos, por otro lado, serían debidos a la desecación de zonas húmedas tipo *playa lake* (ver AF-1).

La presencia de *drapes* arcillosos próximos a *sets* de laminación cruzada de bajo ángulo, estratificación cruzada en surco y *ripples*, localizados en las láminas de *bottomset* o en la parte más basal de las láminas de *foreset* de las dunas eólicas, es debida a la interacción del sistema desértico arenoso y corrientes mareales de flujo y reflujos (Fryberger *et al.*, 1990; Rodríguez-López *et al.*, 2009), un claro indicativo de la proximidad del sistema desértico con el marino en el sector de Segura de los Baños.

Finalmente, la granulometría de las arenas indica que el proceso de transporte ha sido, principalmente, por saltación, algo característico de los medios eólicos. La esfericidad de los granos de arena analizados mediante SEM, por lo general baja y con aristas y caras muy marcadas, es un indicativo claro de la proximidad relativa del área fuente. La presencia de fracturas concoideas y estrías lineales (típicas del transporte fluvial; Krinsley y Donahue, 1968) junto con caras y aristas relativamente pulidas y superficies lisas (propias de medios eólicos) son características indicativas de un transporte eólico con posible transporte fluvial previo de alta energía (Kasper-Zubillaga y Faustinos, 2007). No obstante, los granos de arena de los desiertos también desarrollan fracturas concoideas sin necesidad de un transporte fluvial previo, como resultado de la descamación mecánica (Alonso-Zarza, 2010). Según este autor, las marcas con forma de V's no orientadas sí que son características de un transporte fluvial.

Todas estas texturas superficiales de los granos pueden venir heredadas del área fuente (los granos podrían provenir de areniscas o arenitas previas) o haberse producido como resultado de un transporte fluvial anterior al transporte eólico.

Asociación de facies de llanura mareal (inter- a submareal) (AF-4)

- **Situación:** Se reconoce en las unidades UP4-UP5 y US4-US5 (Fig. 3.1 y 3.2).
- **Descripción:** Está constituida por arcillas de color gris con intercalaciones de limos grises, areniscas ocreas y costras arenosas ferruginizadas. Las arcillas se disponen en niveles tabulares con bases y techos planos a ondulados de potencias centimétricas a decimétricas. Constituyen una facies laminada en la que se pueden intercalar láminas carbonosas con restos de vegetales (Fig. 3.10a) o láminas de arena de espesor milimétrico, generando estratificación lenticular o *wavy* (Fig. 3.10b). Estas arcillas suelen presentar laminación horizontal.

Los niveles arenosos tienen geometrías tabulares y lenticulares con bases y techos planos, irregulares y ondulados, y espesores centimétricos a decimétricos. Estas arenas, de grano fino, tienen muy buena selección y escasa

cementación. Internamente se han reconocido dobles *drapes* arcillosos, *climbing ripples*, *ripples* de oscilación y de corriente, estratificación de tipo *flaser* y *wavy*, estratificación cruzada en surco en *sets* centimétricos y laminación horizontal. En ocasiones pueden aparecer láminas de arena de grano medio (Fig. 3.10c) y láminas de material carbonoso. Las costras de arena ferruginizada constituyen niveles tabulares a lenticulares con bases y techos ondulados de potencias centimétricas en los que se han identificado *ripples* asimétricos (Fig. 3.10d) y de oscilación, estratificación cruzada y, ocasionalmente *flute cast*.

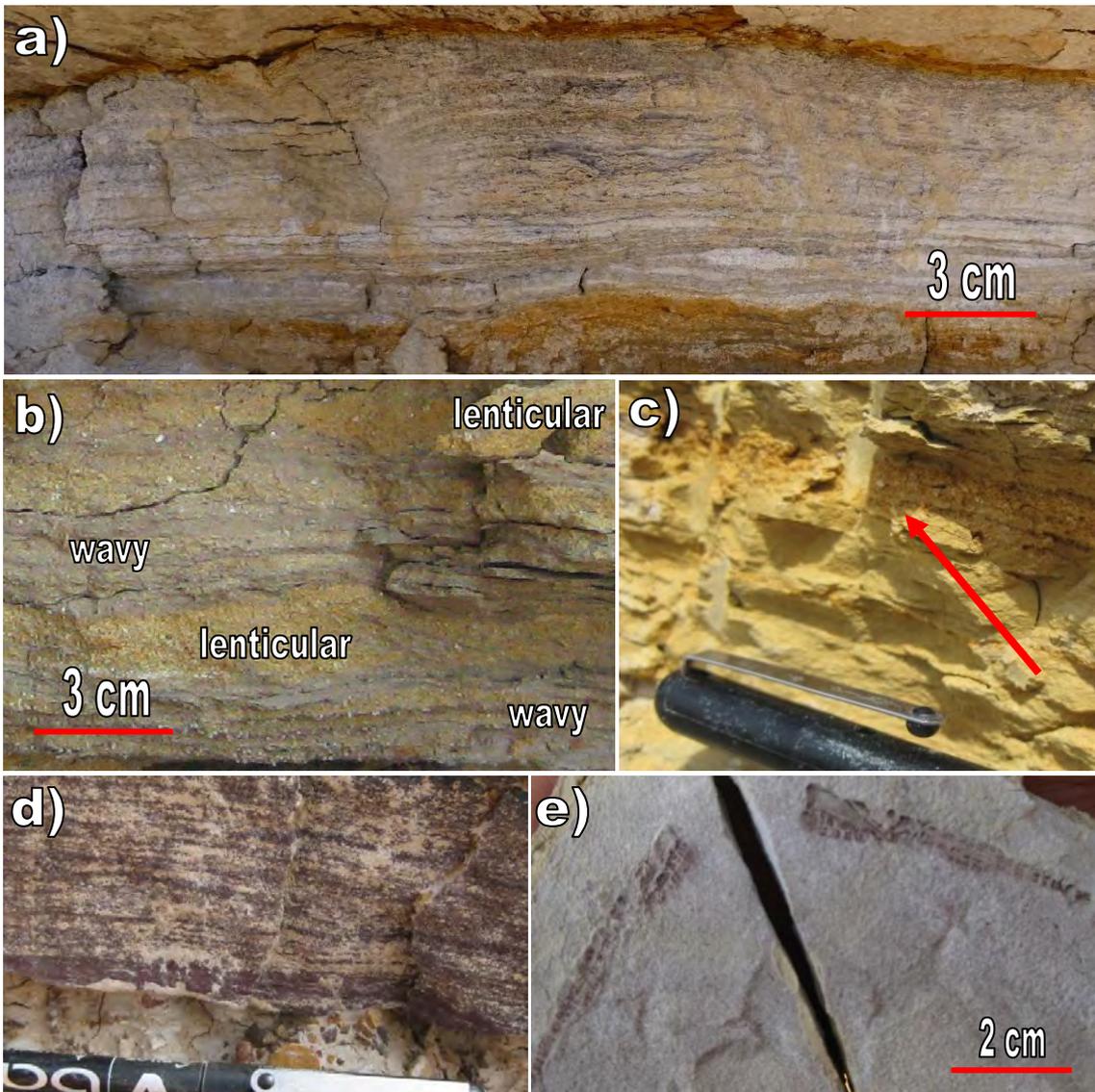


Fig. 3.10 – Estructuras sedimentarias de detalle de la AF de llanura de mareas. **(a)** Material carbonoso de grano muy fino distribuido en láminas dentro de un nivel arcilloso (T4, perfil Pl-4). **(b)** Estratificación wavy y lenticular (T5, perfil Pl-4). **(c)** Lámina de arena de grano medio (señalada con una flecha roja) intercalada en un nivel arenoso ocre de grano fino (T4, perfil Pl-4). **(d)** Costra arenosa-ferruginizada (T4, perfil Pl-4) de 6 cm de espesor en la que pueden reconocerse ripples. **(e)** Resto fósil vegetal (T5, perfil Pl-4).

Los limos, laminados, constituyen estratos tabulares de potencia centimétrica y bases y techos ondulados a irregulares. En algunos cuerpos se han reconocido *ripples* asimétricos y restos fósiles vegetales (Fig. 3.10e).

Esta asociación de facies tiene una abundante bioturbación en el sector de Plou, representada por *Skolithos* en las unidades UP4 y US4, y por *Skolithos*, *Thalassinoides*, *Arenicolites* y *Chondrites* en la unidad UP5. Cabe destacar la presencia de bivalvos, gasterópodos y pequeños restos orgánicos carbonosos.

- **Interpretación:** Esta asociación se ha interpretado como la zona intermareal a submareal de una llanura de mareas, en la que las arcillas serían depositadas por agradación vertical en una zona de baja energía. Sobre la zona intermareal tienen lugar procesos mixtos entre el transporte por arrastre de sedimentos en carga de fondo (fracción arena y limos), que ocurre en los momentos de mayor energía, y por suspensión de finos, que decantan parcialmente durante los momentos de inversión de las corrientes (Klein, 1977; 1985).

El desarrollo relativo de ambos procesos varía gradualmente a lo ancho de la llanura mareal, adquiriendo la decantación una mayor importancia en zonas más elevadas (Collins *et al.*, 1981). La alternancia de procesos y energía en estos medios da lugar a una interdigitación de facies arenosas con laminaciones cruzadas y facies lutíticas que las recubren, que según la proporción arena-finos puede ser de tipo lenticular, *wavy* o *flaser*. Los dobles *drapes* arcillosos definen parejas mareales de flujo y refluo generadas en un periodo mareal (Visser, 1980). La importante homometría de las facies arenosas indicaría una importante preselección del tamaño de grano de los depósitos más detríticos por la acción del viento y su posterior retrabajamiento en medios mareales.

La presencia de niveles arenosos ferruginizados indicaría una exposición subaérea del sustrato en momentos puntuales de la evolución de esta llanura mareal, algo que se corrobora con la presencia en estos niveles de icnofacies de tipo *Skolithos* (género *Skolithos*), los cuales se pueden desarrollar en zonas temporalmente expuestas o próximas a ellas. Así mismo, la presencia de icnofacies de tipo *Cruziana* (géneros *Thalassinoides*, *Arenicolites* y *Chondrites*) sugiere que los materiales en los que fueron producidos estarían por debajo del nivel mínimo de oleaje, donde las condiciones del medio serían propias de un medio submareal, con un rango de energía moderado y aguas poco profundas (Pemberton *et al.*, 1992), en el que se desarrollarían laminación horizontal y *ripples* de oscilación y de corriente. Según estos autores, el sustrato no estaría consolidado en el momento de la producción de estas icnofacies, atribuidas a gusanos, bivalvos y pequeños crustáceos.

A partir de estos datos se interpreta esta asociación como el resultado de la sedimentación de una llanura de mareas. En las unidades sedimentarias locales UP4 y US4 (en las que abundan las arcillas y las icnofacies *Skolithos*) esta

asociación se correspondería con una zona intermareal alta (la presencia de estratificación lenticular permite descartar que se trate de una zona supramareal), mientras que en UP5 y US5 (en las que hay mayor cantidad de arenas y presencia de icnofacies tipo *Cruziana*), esta asociación se interpretaría como una zona intermareal baja a submareal.

Capítulo IV

ESTRUCTURA y TECTÓNICA

En los capítulos de *Estratigrafía y Sedimentología* de la presente memoria se ha visto como algunas de las unidades sedimentarias cambian de espesor notablemente a lo largo de la zona estudiada. Esta variación de potencia es evidente en los cuatro afloramientos de Plou (PI-1, PI-2, PI-3 y PI-4), en los que, por ejemplo, la UP3 disminuye de potencia hacia el SE, desde 4,5 m en PI-1 hasta poco más de 20 cm en PI-4. Estas variaciones de espesor (como se verá a lo largo de este capítulo) están íntimamente ligadas a la tectónica extensional que tuvo lugar durante el depósito de los materiales, que fue responsable además del origen de las discordancias angulares existentes entre las unidades sedimentarias (como la que separa a las unidades locales UP1-UP2) y de la deformación local observada en los materiales.

Para una mayor comprensión, este capítulo se ha organizado atendiendo en primer lugar al sector de Plou, en donde se procederá a explicar las diferentes estructuras presentes, comparándose *a posteriori* con los datos medidos en el sector de Segura de los Baños. En algunos casos, será necesario describir la estructura compresiva alpina que afecta a estos materiales y tenerla en cuenta para deducir la estructuración previa extensional.

4.1. Estructura en el sector de Plou

En el sector de Plou la estructura es sencilla y está caracterizada por situarse en la zona de charnela de un suave sinclinal de orientación NO-SE. Los buzamientos de las capas son bajos (generalmente inferiores a 20°), y parecen estar en relación con la presencia de varias fallas de escala hectométrica a decamétrica y saltos métricos que se disponen paralelas o subparalelas entre sí, con una orientación principal NE-SO (Fig. 4.1) y buzamientos opuestos que dan como resultado una disposición de los materiales en *horst* y *graben* (Fig. 4.2).

Si se analiza esta estructura siguiendo el orden de numeración de los distintos afloramientos (desde PI-1 hasta PI-4) y de las fallas, puede verse como en PI-1 aparece una falla con orientación 056 53N y desplazamiento métrico (F1, Fig. 4.1 y 4.2) a la que se asocia todo un sistema de fallas sintéticas y antitéticas de menor escala y desplazamientos variables, desde decimétricos hasta casi imperceptibles (Fig. 4.3).

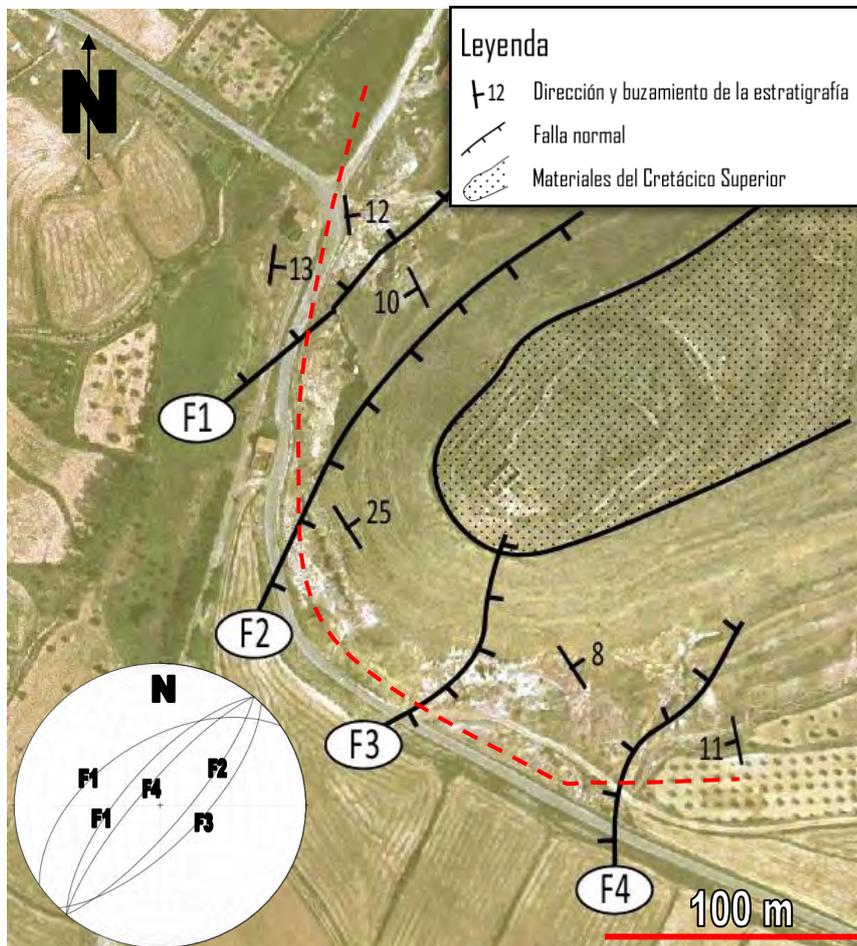
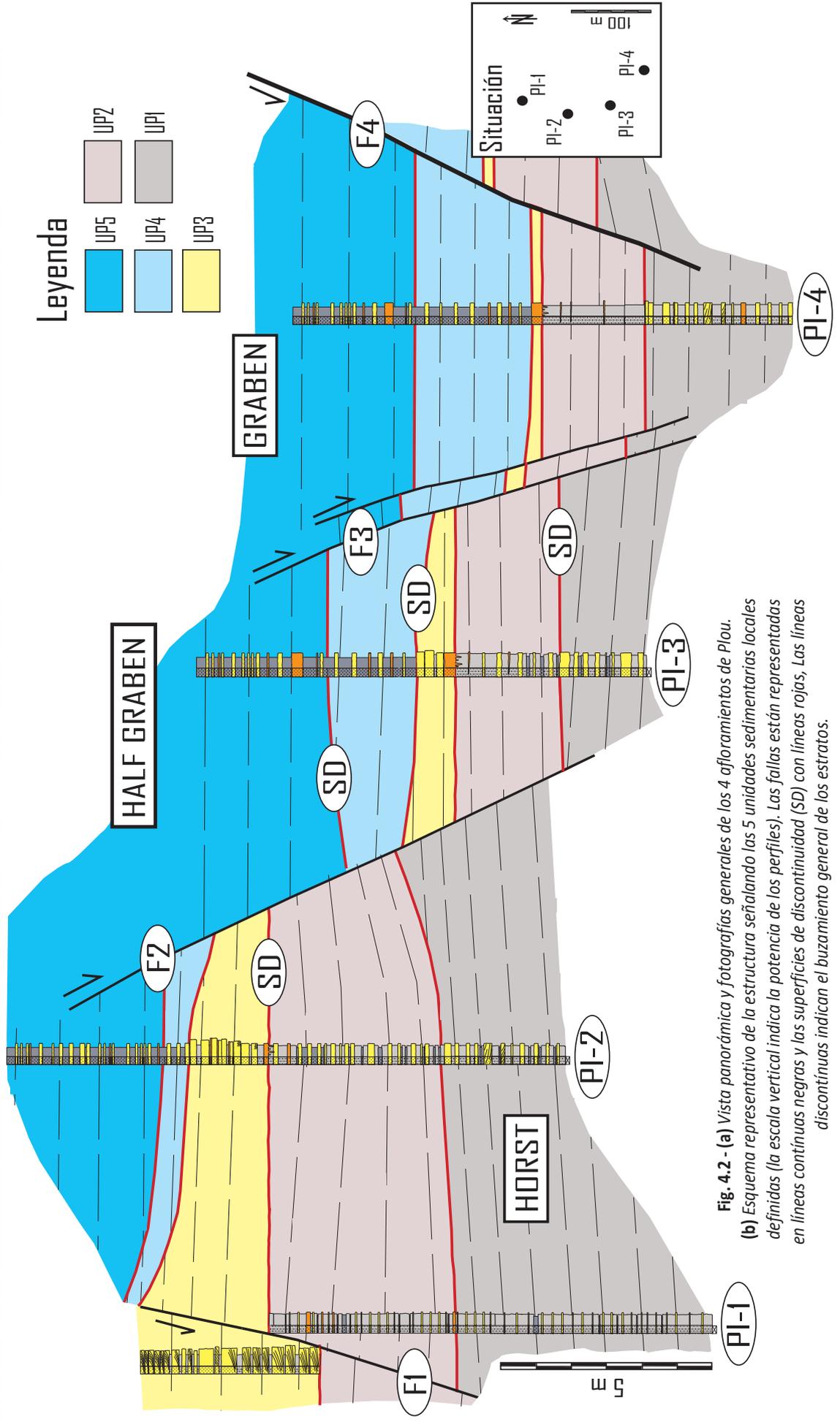


Fig. 4.1 – Principales fallas normales en el sector de Plou y orientación general de los estratos. Las fallas están numeradas de NO a SE, y su orientación es: (F1) 040 69W (que hacia el SO cambia a 056 53N, (F2) 040 77E, (F3) 044 68E, y (F4) 040 78N. La línea roja discontinua indica la dirección seguida en la elaboración del la Fig. 4.2.

N | S | NO | SE | O | E



Muchas de estas fallas tienen un origen sinsedimentario, tal y como se atestigua en la *Fig. 4.3*, en la que puede verse la relación entre ellas y los estratos. En primer lugar cabe destacar la presencia de una superficie de discontinuidad (SD en la figura) que separa el tramo T3 de los tramos T1 y T2 (*Fig. 4.3a-b*) y que representaría un momento de erosión y/o no sedimentación. Esta superficie aparece afectada por la falla principal, F1, y por otras fallas menores asociadas, como F1' (*Fig. 4.3b-c*), que provocan, además, cambios laterales en la potencia de los estratos (estos tienden a adelgazarse hacia el Sur), que adquieren una geometría de aparente *onlap* con respecto a esta superficie SD.

Tal y como se menciona en las discusiones del perfil PI-1 (ver capítulo de *Estratigrafía*), esta geometría podría ser debida a: un auténtico *onlap*; un *downlap* que, debido a la deformación de los materiales, ha adquirido un aspecto de *onlap*; o una mezcla de ambos procesos. Para discernir entre estas tres opciones se realizó una restitución de los materiales del afloramiento (*Fig. 4.4*). Analizándola, puede verse que los materiales que se acuñan son los que se localizan en la parte más basal de la unidad, mientras que los niveles del techo mantienen sus espesores constantes. Así mismo, las láminas de los sets de estratificación cruzada tienen sentidos opuestos al sentido de desarrollo de este *onlap*, por lo que se descarta la posibilidad de que se trate de un *downlap*.

A una escala más pequeña (*Fig. 4.3c-d*) se han reconocido cantos blandos limosos en la base de algunos de los cuerpos arenosos más basales del T3, inmediatamente por encima de la SD. Estos cantos sólo aparecen en el bloque hundido de la falla F1', a escasa distancia del plano de falla (a unos 0,5 m, aproximadamente). Esto sería un claro indicativo de que dicha falla ya habría empezado a desplazarse antes de que se depositaran las arenas del T3, generando espacio disponible y facilitando el depósito de fragmentos erosionados de T1 y T2. Así mismo, ascendiendo en la serie, puede verse como el desplazamiento de la falla F1' se hace cada vez más pequeño, hasta que queda completamente fosilizada por debajo del nivel B (*Fig.4.3b*).

En este afloramiento hay un gran número de fallas de escala decimétrica a centimétrica y desplazamientos centimétricos a casi imperceptibles que, como F1', quedan fosilizadas dentro de la serie (*Fig. 4.3 y 4.5*). En la falla principal, F1, no se aprecia nada de todo esto y los estratos mantienen sus espesores a ambos lados del plano de falla, por lo que se puede deducir que esta falla no es sinsedimentaria.

En este afloramiento se han medido un total de 34 fallas (*Estación PI-1*), que serán analizadas en el apartado 4.3 para la determinación de los estados de esfuerzo responsables de su formación.

La F1 aparece de nuevo en el extremo N de la cantera PI-2, en forma de varias fallas normales paralelas (*Fig. 4.6a*) de dirección 040 69W. Todas estas fallas son sintéticas y tienen un desplazamiento decimétrico a centimétrico (*Fig. 4.6b*).

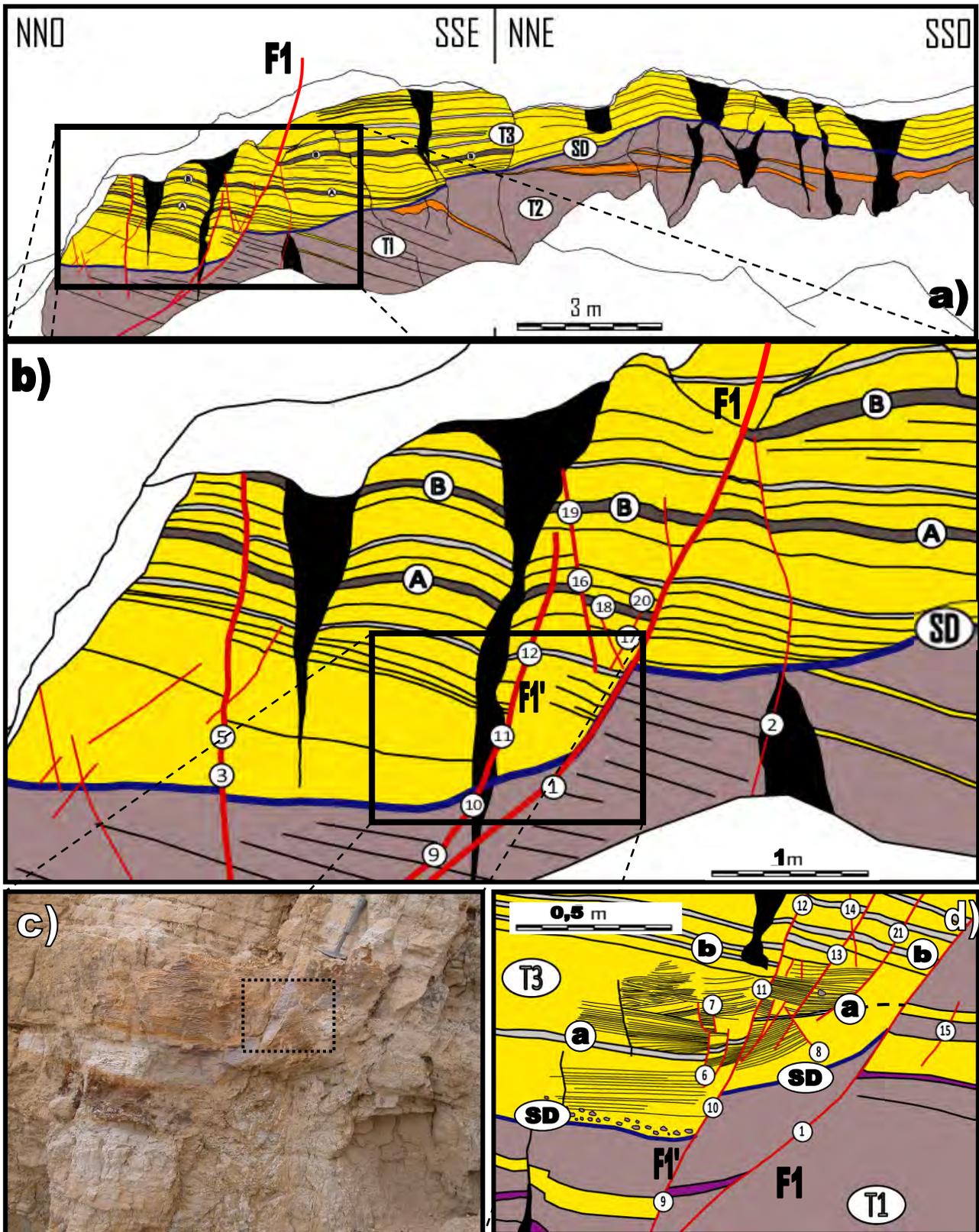


Fig. 4.3 – Fallas presentes en Pl-1. (a) Esquema general del afloramiento (ver Fig. 2.2 para más detalle). (b) Esquema ampliado de una sección del afloramiento altamente afectado por fallas. (c) Fotografía de detalle (ver situación en (b)). (d) Esquema de (c) en el que se observa la disposición de las estructuras más pequeñas y cómo éstas afectan a los materiales. Se aprecian evidencias de tectónica sinsedimentaria, como fallas fosilizadas y fragmentos de T1 incorporados en la base de T3. La numeración en (b) y (d) indica el nº de la medida tomada en el campo, y las letras A, B, a y b, distintos niveles guía. SD: superficie de discontinuidad.

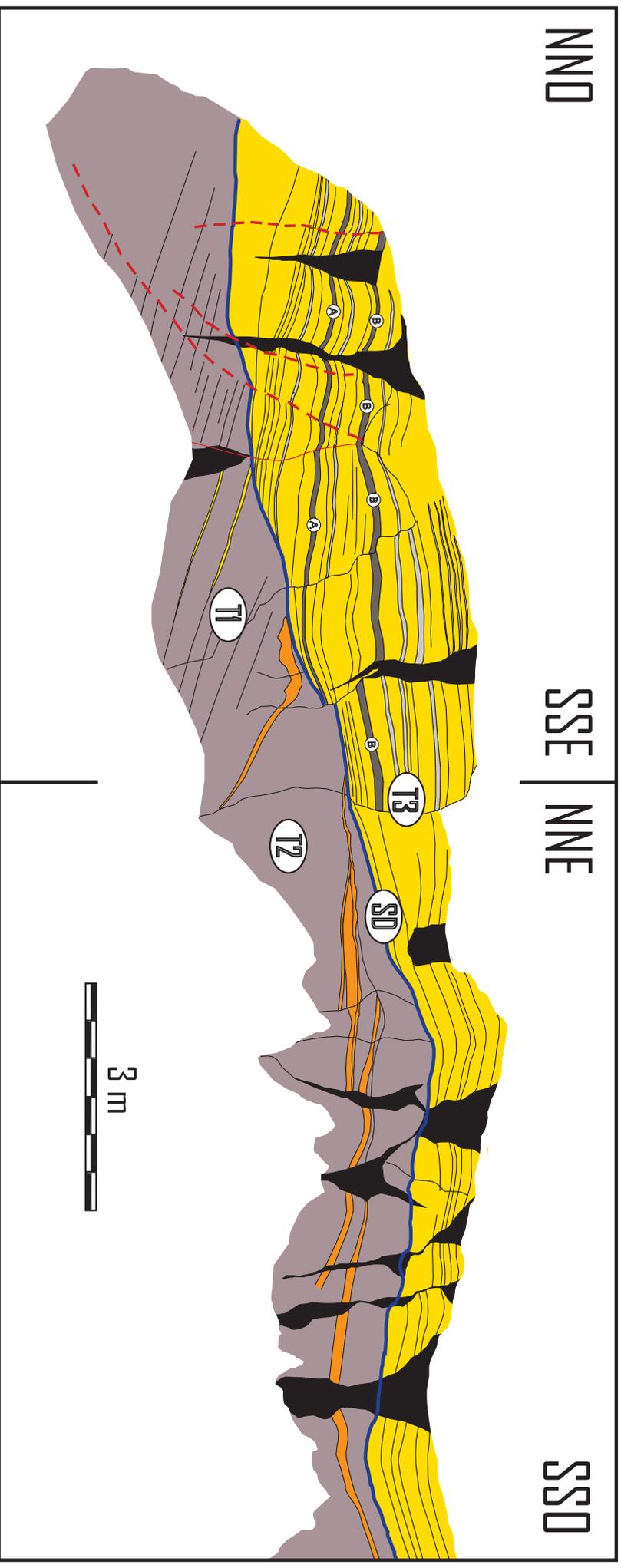


Fig. 4.4 - Esquema de restitución del afloramiento Pl-1. El esquema de colores utilizado es el mismo que el de la Fig. 2.2, pero en este caso se ha procedido a la restitución de los desplazamientos de las fallas del margen N de la cantera (líneas discontinuas), obteniendo una disposición geométrica en onlap del T3 sobre los tramos T1 y T2, previamente deformados.

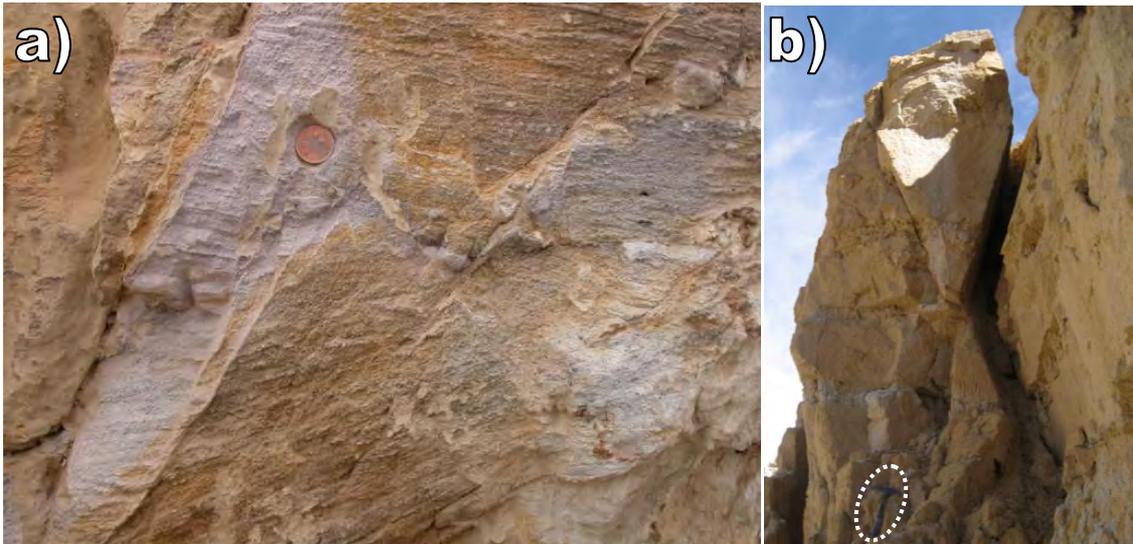


Fig. 4.5 – Fallas en PI-1. **(a)** Fallas normales conjugadas de escala decimétrica y desplazamiento centimétrico a milimétrico localizadas en la base del T3 (localización en recuadro negro de Fig. 4.3c). **(b)** Fallas normales conjugadas de escala métrica y desplazamiento decimétrico en disposición de reloj de arena (la elipse marca la posición del martillo).

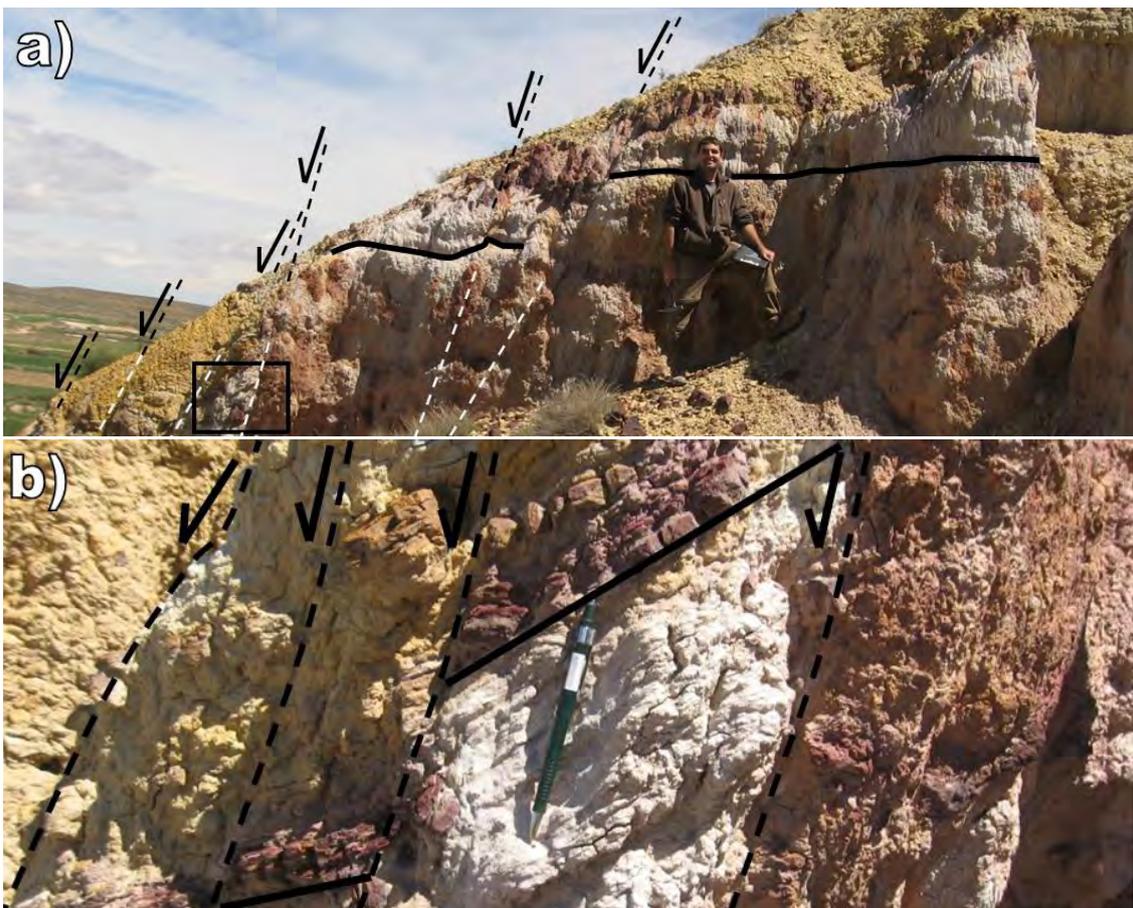


Fig. 4.6 – Fallas normales en el extremo N de PI-2. **(a)** Imagen general de las fallas. **(b)** Detalle de algunas de las fallas (recuadro negro en (a)) con desplazamientos centimétricos. Los niveles guía se señalan con líneas negras continuas.

Hacia el S de la cantera PI-2 aparece la falla de mayor escala de todo el sector: F2 (Fig. 4.1), con una extensión decamétrica y un desplazamiento métrico, orientada subparalelamente al sistema de fallas descrito en PI-1, con una orientación próxima a 040 77E. La falla, que puede verse en más detalle en la Fig. 4.7a, afecta a las cinco unidades sedimentarias definidas en este sector (UP1 a UP5). La disposición de esta estructura da como resultado que todo el sector de Plou quede dividido en dos partes: la primera, correspondiente al bloque levantado de la falla, está constituida por la sección N-NO del sector (afloramientos PI-1 y PI-2), y la segunda, correspondiente al bloque hundido de la misma, constituida por la sección S-SE (afloramientos PI-3 y PI-4) (Fig. 4.1 y 4.2). Esta falla F2 es una falla lítrica con desarrollo de pliegues de ganchos de arrastre en las capas del bloque hundido (Fig. 4.7b).

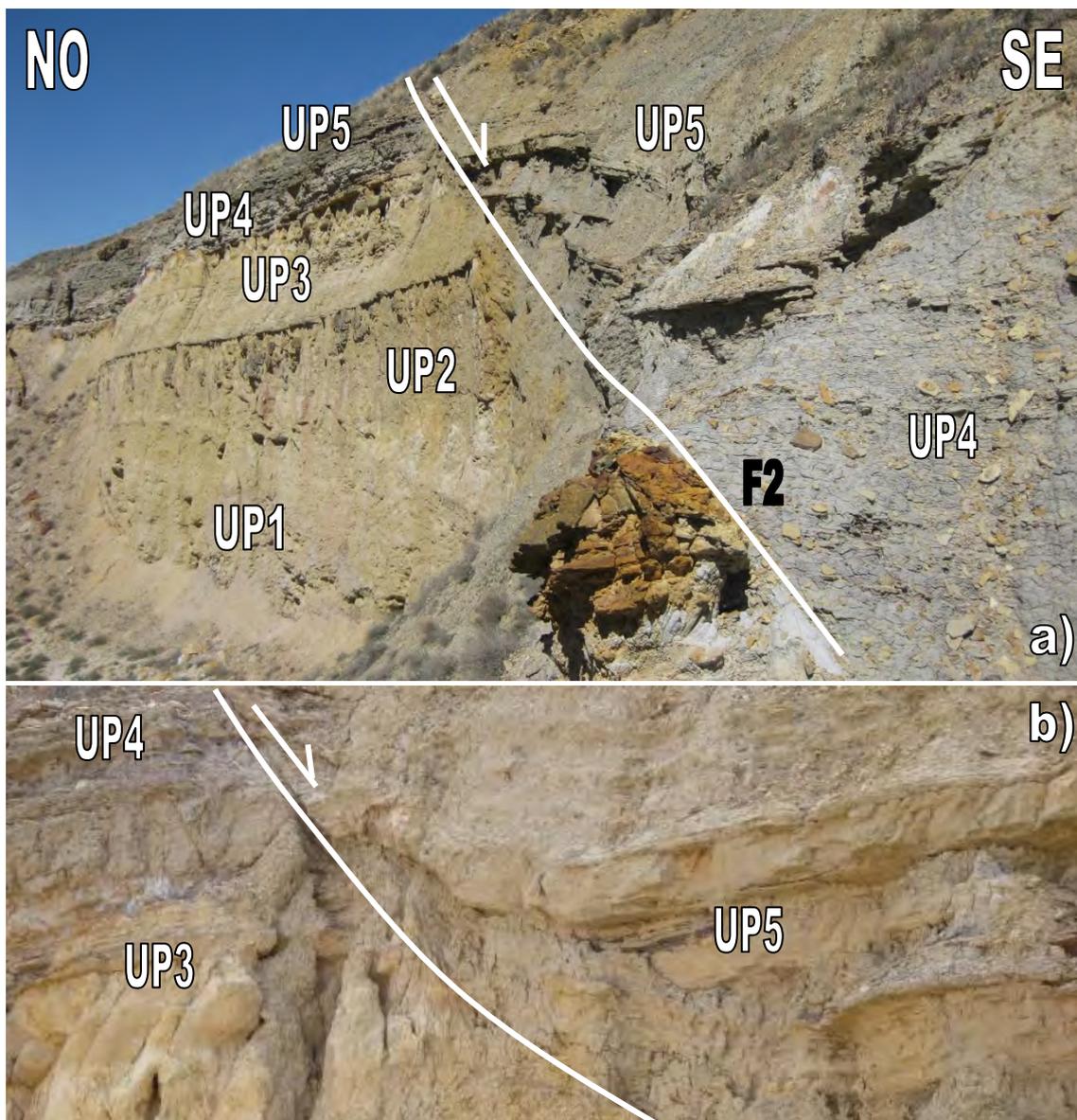


Fig. 4.7 – Falla principal (F2) del sector de Plou, localizada en el extremo S de PI-2. Esta estructura tiene una orientación 040 77E, con bloque SE hundido, y un desplazamiento mínimo de 5 metros. **(a)** Vista general de la falla. **(b)** Fotografía de detalle del contacto entre las capas y la falla, en la que se puede ver un gancho de arrastre.

En este afloramiento se han medido 11 fallas (*Estación PI-2*) que serán analizadas más adelante.

En el afloramiento localizado más al S, PI-4, se han identificado dos conjuntos de fallas normales de desplazamiento métrico a decimétrico, uno localizado al Oeste, con fallas de orientación generalizada 044 68E (F3, *Fig. 4.1*), y otro emplazado al Este, con fallas de orientación principal 040 78N (F4, *Fig. 4.1*), a los que parecen estar asociadas varias superficies de discordancia de carácter muy local definidas por niveles arenosos altamente ferruginizados de potencia centimétrica a decimétrica y poca continuidad lateral (*Fig. 2.10*).

En el conjunto de fallas localizado en el extremo O del afloramiento (*Estación PI-4(O)*) se han tomado 15 medidas de orientación diferentes, observándose saltos métricos a decimétricos (el salto máximo es de 2 m) y desarrollo de pequeños plegamientos de *rollover* en algunas de las capas en contacto con los planos de falla (*Fig. 4.8*). Estas fallas afectan en gran medida a la unidad sedimentaria UP3, quedando algunas fosilizadas bajo la discordancia de la base de UP4, y como consecuencia, la potencia de UP3 varía hacia el E llegando casi a desaparecer, por erosión, en el extremo E del afloramiento (*Fig. 2.10*).

En el conjunto de fallas del extremo Este (*Estación PI-4(E)*) se han tomado 14 medidas de orientación, con desplazamientos de hasta 1 m (*Fig. 4.9*), que configuran una estructura de bloques en *horst* y *graben*.

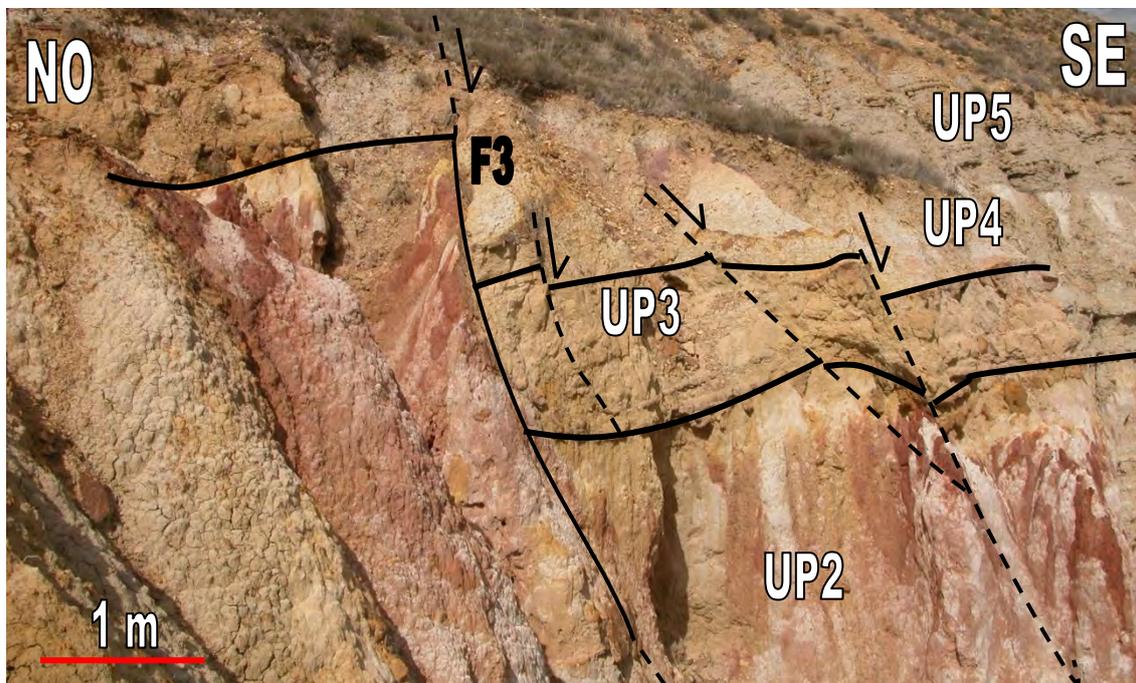


Fig. 4.8 – Fallas normales de la Estación PI-4(O) con orientación NE-SO, en las que se observan desplazamientos de hasta 2 m, desarrollo de pliegues de *rollover* y cambios de espesor en UP3 hacia el E (es erosionada por la base de UP4). La falla principal (F3, en traza continua) tiene una orientación 044 68E.

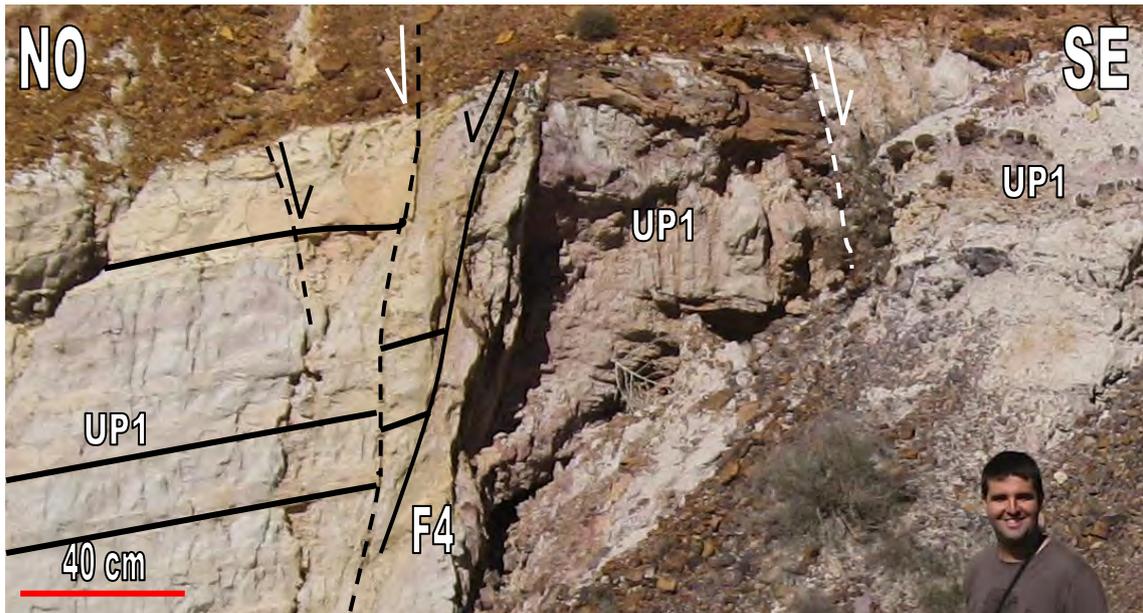


Fig. 4.9 – Fallas normales de la Estación PI-4(E) con saltos de hasta 1 m. La falla principal (F4, traza continua) tiene una orientación 040 78N.

4.2. Estructura en el sector de Segura de los Baños

En el sector de Segura de los Baños los materiales están más basculados que en el sector de Plou, llegando a aparecer subverticales en el área de Las Cañadas. Por lo general estos materiales están poco deformados y tienen pocas fracturas visibles, aunque en Las Cañadas algunos cuerpos arenosos muestran un aspecto muy fracturado e intensamente fallado (Fig. 4.10). En estos cuerpos, pertenecientes a los tramos T1 y T6 (Estaciones LC-1 y LC-2, con 22 y 32 datos medidos en ellas, respectivamente), se reconocen dos familias de fallas que conforman un sistema de fallas normales conjugadas de escala métrica a centimétrica y desplazamientos centimétricos a milimétricos (ocasionalmente, casi inexistentes).

Todas las fallas se presentan con altos buzamientos con respecto a las capas a las que afectan (Fig. 4.10), quedando fosilizadas hacia techo de la serie en todos los tramos en que se han identificado y no afectando a los materiales suprayacentes. Así mismo, a pequeña escala, se han reconocido estructuras en *horst* y *graben* de escala decimétrica a centimétrica, con fallas de desplazamiento centimétrico a milimétrico (Fig. 4.11) y microplegues de tamaño centimétrico, que afectan a las láminas de *bottomset* de las dunas del T6. Estos microplegues están, ocasionalmente, rotos a lo largo de su plano axial (Fig. 4.12), habiéndose interpretado como estructuras de deformación originadas por escape de fluidos. Estas estructuras de deformación por escape de fluidos y la disposición de los *horst* y *graben* descritos en relación a los planos de estratificación serían un indicativo de que las fallas y fracturas que afectan a estos materiales arenosos son previas al basculamiento de la serie.

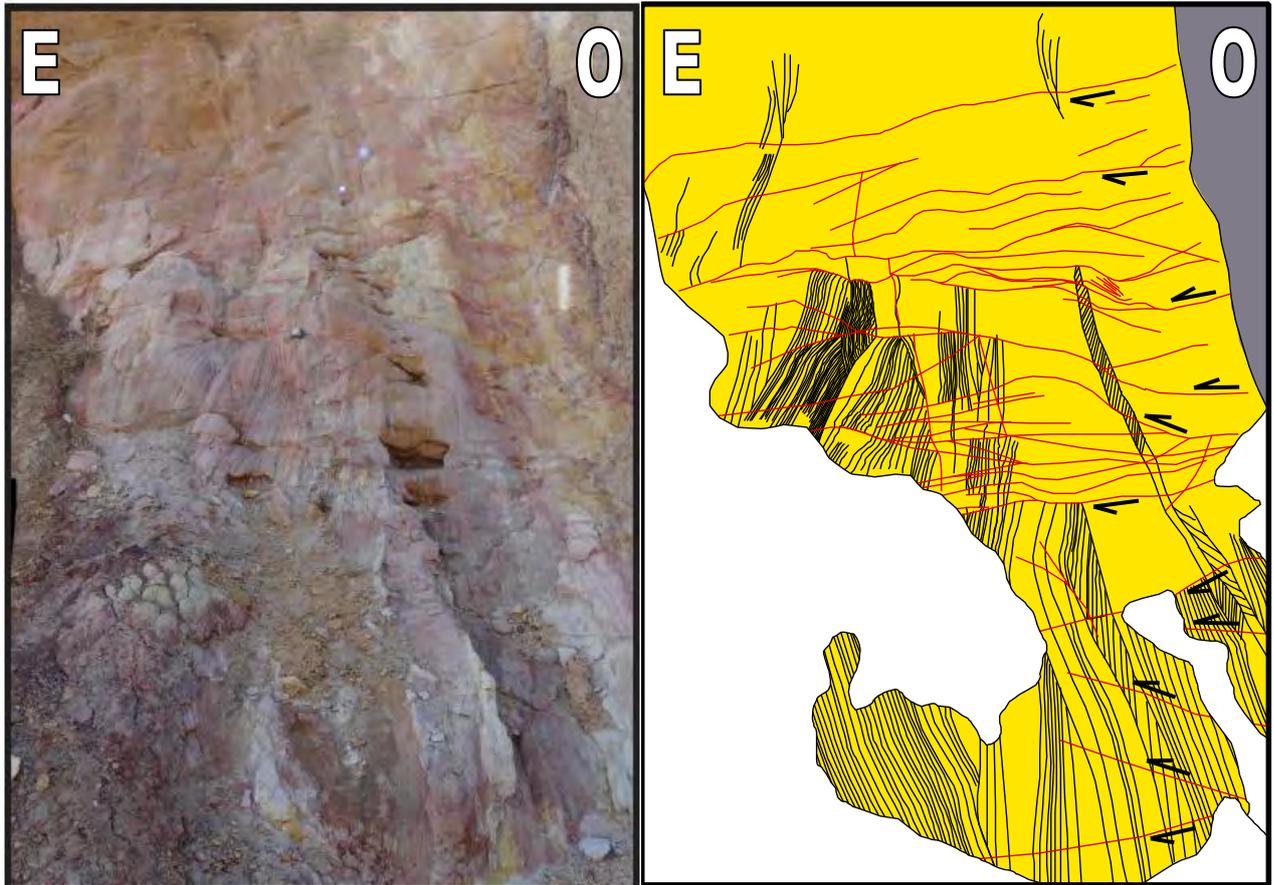


Fig. 4.10 – Fotografía (izquierda) y esquema ilustrativo (derecha) del tramo T1 del perfil LC, de naturaleza arenosa. Las capas están subverticales y el techo de la serie se encuentra hacia la derecha de la imagen. Las fallas y diaclasas (líneas rojas) son anteriores al basculamiento. En amarillo se muestran las areniscas y en gris las arcillas y limos.



Fig. 4.11 – Estructura en horst y graben de escala decimétrica a centimétrica reconocida en el tramo T6 del perfil LC, de naturaleza arenosa. Estas estructuras demuestran que el origen de las fallas es previo al basculamiento.



Fig. 4.12 – Estructuras de deformación por escape de fluidos afectando a las láminas de bottomset de una duna en el T6 del perfil LC.

4.3. Análisis de datos e interpretación

Para poder determinar los estados de esfuerzo responsables de la deformación de los materiales estudiados se han medido varias poblaciones de fallas (con y sin estrías) y de diaclasas. No obstante, dada la escasez del número de fallas con estrías, se ha optado por analizar únicamente los datos correspondientes a las fallas sin estrías y las diaclasas mediante la aplicación informática FSA (Célérier, 2011). Esta aplicación permite determinar los estados de esfuerzos que dieron origen a dichas estructuras calculando, para cada plano de falla, el ángulo de Euler del tensor de esfuerzos mejor orientado para reactivar el plano de falla, asumiendo una ley de fricción y usando el ángulo de fricción ϕ_0 (la geometría se puede encontrar en Compton, 1966; Etchecopar, 1984; Célérier, 1988).

Se han analizado seis poblaciones diferentes de fallas (cuatro en Plou y dos en Las Cañadas, Fig. 4.13), clasificadas en seis estaciones (PI-1, PI-2, PI-4(O), PI-4(E), LC-1 y LC-2) que abarcan un total de 128 medidas, y dos poblaciones de diaclasas (estaciones PI-1 y PI-2, Fig. 4.14).

En el análisis de las fallas, las estaciones tienen un número de datos que oscila entre 11 y 34, con una media aproximada de 20 datos por estación. Para su tratamiento, todas las medidas de Las Cañadas fueron restituidas a la horizontal (la serie está subvertical en esta zona) previamente al análisis, puesto que todas las estructuras son anteriores al basculamiento de la serie (*ver apartado 4.2*). Los resultados obtenidos se muestran en la *Tabla I*. A partir de estos resultados, se puede decir que σ_1 es subvertical y que σ_3 es horizontal, algo característico de las fallas normales. La dirección de extensión principal es NO-SE a NNO-SSE, aunque en la estación LC-1 es subperpendicular (N 053 E). Los valores de R_0 están muy próximos a 1 (σ_2 es muy similar a σ_3), por lo que la extensión es tendente a ser radial o multidireccional y σ_2 y σ_3 pueden ser fácilmente intercambiables entre sí.

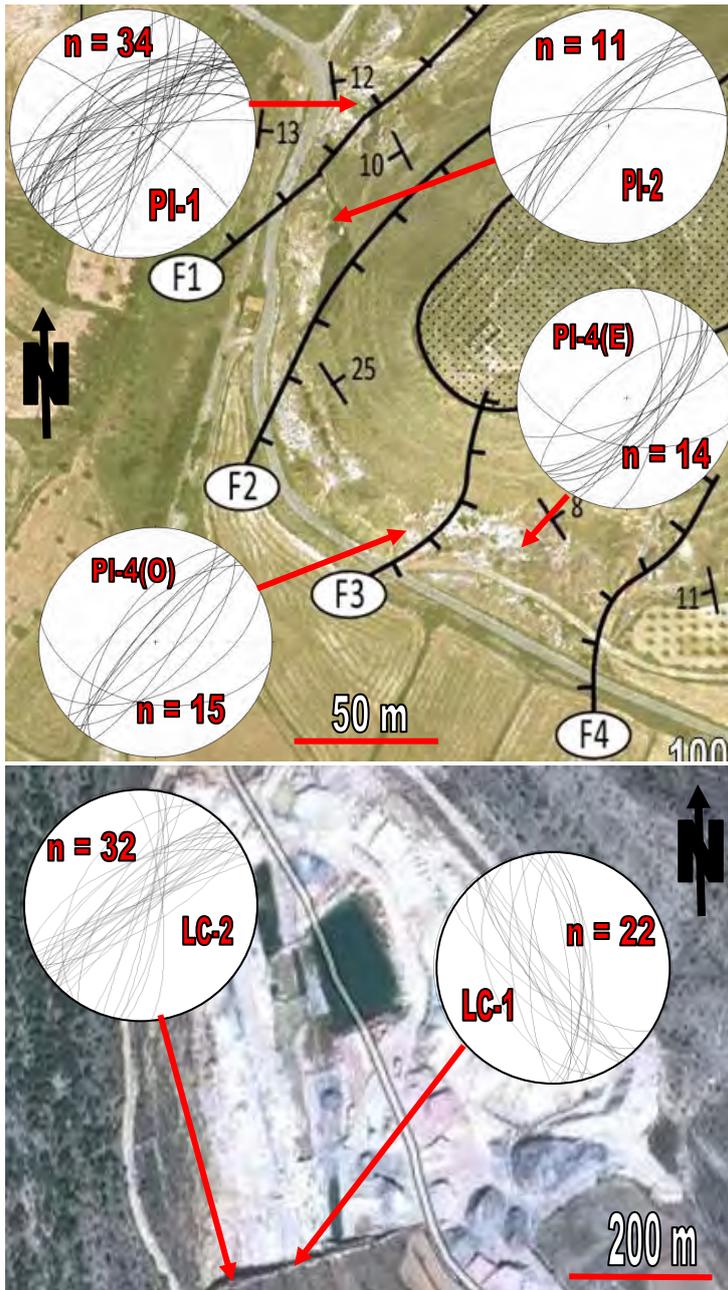
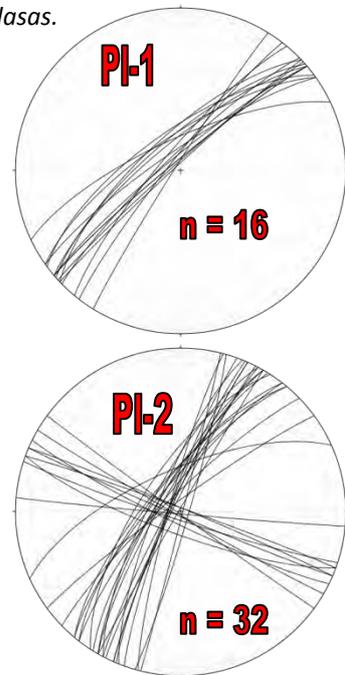


Fig. 4.13 – Imagen de satélite del sector de Plou (arriba) y la zona sur (Las Cañadas) del sector de Segura de los Baños (abajo), señalándose las 6 estaciones de datos de fallas analizadas y representando los estereogramas de todas las medidas realizadas. N = nº de fallas.

Fig. 4.14 – Estereogramas de las diaclasas medidas en las estaciones PI-1 y PI-2 (misma localización que las estaciones de fallas del mismo nombre, Fig. 4.13). En PI-1 se reconoce una familia de diaclasas; en PI-2, dos familias. N = nº de diaclasas.



Estación	sigma 1		sigma 2		sigma 3		R ₀	Nº de Fallas	% explicado	error (°)
	azimut	inmersión	azimut	inmersión	azimut	inmersión				
PI1	050	85	255	04	165	02	0,98	34	100	09
PI2	160	83	052	02	322	06	0,99	11	100	06
PI4 (E)	160	83	051	02	322	07	0,99	14	80	03
PI4 (O)	343	72	225	09	132	15	0,55	15	100	10
LC1	312	87	143	02	053	00	0,97	22	100	11
LC2	219	78	059	11	328	04	0,88	32	100	25

Tabla I – Tabla de resultados de los tensores de esfuerzo obtenidos a partir del análisis de 128 medidas de fallas sin estría correspondientes a 6 estaciones de datos (FSA, Célérier, 2011). R₀ es la relación de esfuerzos, y se calcula a partir de los datos obtenidos para los valores de σ_1 , σ_2 y σ_3 (siempre que $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$), atendiendo a la fórmula: $R_0 = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{\sigma_1 - \sigma_3}$. Para la representación gráfica, consultar el Anexo.

El estudio de la fracturación de los materiales permite, pues, concluir que la red de fracturas está constituida por dos familias de diaclasas (Fig. 4.14). El desarrollo de la deformación siguió una evolución compleja, con un estadio radial o multidireccional ($\sigma_2 = \sigma_3$), con dirección principal de extensión de dirección NO-SE a NNO-SSE (Fig. 4.15) y procesos de intercambio de ejes σ_2 y σ_3 .

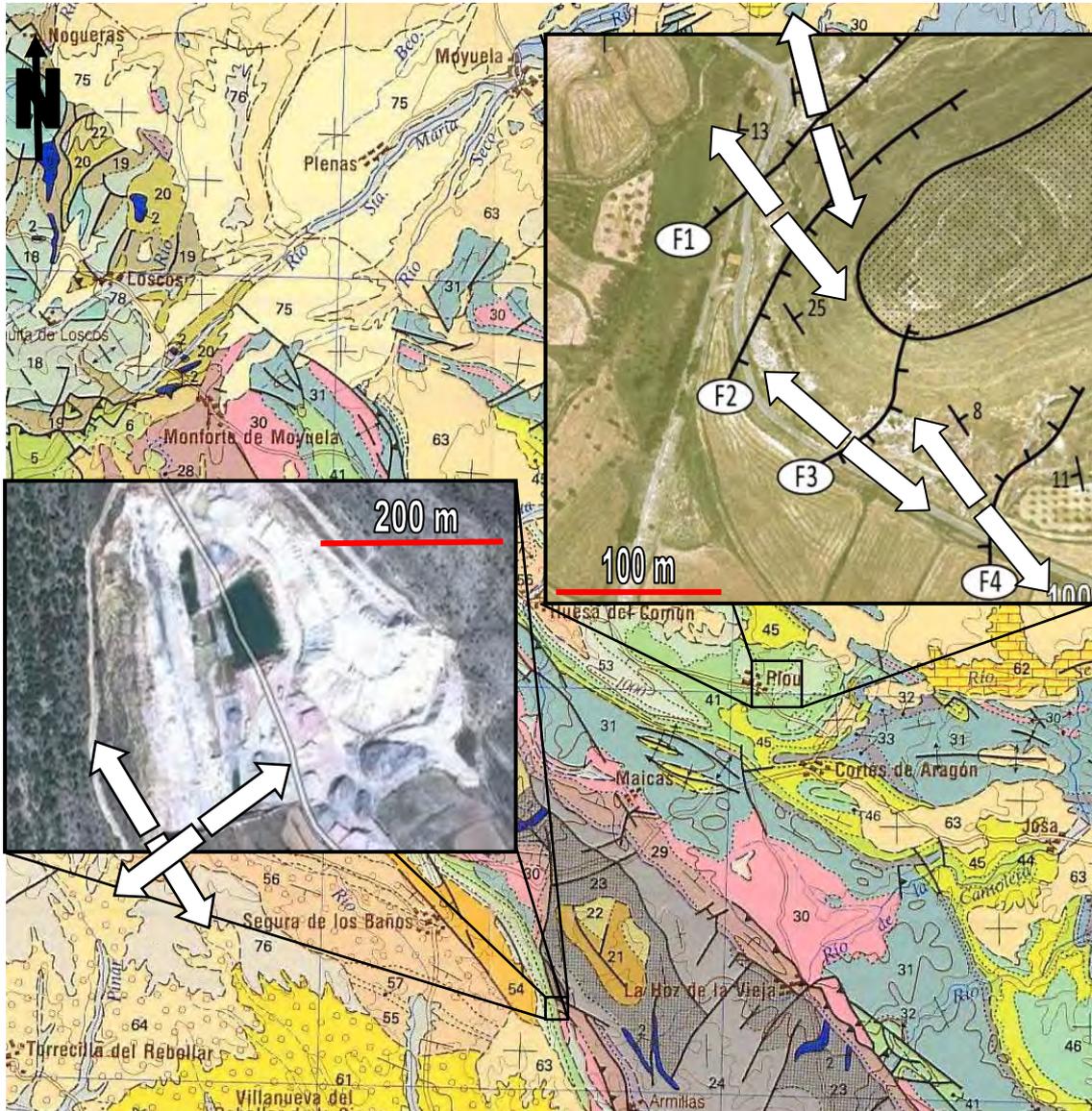


Fig. 4.15 – Maga geológico 1:200.000 nº 40 (Daroca) con la localización del sector de Plou (arriba) y de Las Cañadas (abajo). Con flechas blancas se indican las direcciones de σ_3 de los esfuerzos calculados.

Capítulo V

DISCUSIÓN y CONCLUSIONES

5.1.- Los medios sedimentarios en la zona de estudio

A partir de la correlación de las asociaciones de facies definidas en el capítulo *Sedimentología* para el intervalo temporal estudiado (*Fig. 5.1*), se pueden establecer dos estadios evolutivos principales que se suceden en el tiempo y que representan dos sistemas sedimentarios, uno desértico y otro mareal, que se relacionan verticalmente (*Tabla II*):

- **Estadio 1:** Coexistencia de dunas eólicas, *sand sheets* eólicos y ambientes de *playa lake* que definen una zona de *back-erg* interno con influencia mareal ocasional en el sector de Segura de los Baños. Las variaciones del nivel freático generan ciclos *playa lake* – arenas eólicas. Este estadio comprende las unidades sedimentarias locales UP1 a UP3 y US1 a US3, que corresponden al techo de la Fm. Utrillas.
- **Estadio 2:** Destrucción del sistema desértico e instalación de una llanura mareal, consecuencia de un ascenso relativo del nivel marino. Este estadio comprende las unidades sedimentarias locales UP4-UP5 y US4-US5,

pertencientes a la base de la Fm. Mosqueruela. Su límite inferior es una superficie transgresiva.

Sistemas sedimentarios	Estadio	Las Cañadas	Baños del Segura	Plou
Mareal	2 Llanura de mareas	Submareal (US5)		Submareal (UP5)
		Intermareal (US4)		Intermareal (UP4)
Desértico	1 Back-erg interno	Playa lake + Sand sheets eólicos (US2), dunas eólicas (US1 y US3), y dunas eólicas con retrabajamiento mareal (US2)	Playa lake + Sand sheets eólicos (US2-US3), dunas eólicas (US1), y dunas eólicas con retrabajamiento mareal (US3)	Sand sheet + playa lake (UP1-UP3)

Tabla II – Tabla esquemática de la evolución de los distintos estadios sedimentarios definidos.

5.1.1.- El sistema desértico

El medio desértico en la región de estudio está caracterizado por los subambientes sedimentarios de *playa lake*, *sand sheet* eólicos y dunas eólicas, que son típicos de los sectores de *back-erg* interno de los sistemas desérticos (Porter, 1986; Rodríguez-López, 2008; Rodríguez-López *et al.*, 2009, 2010).

El subambiente más característico de este sistema desértico arenoso en la zona estudiada es, quizás, el *playa lake*, que suele estar formado en una depresión topográfica cerrada con variaciones intermitentes del nivel freático. Con un nivel elevado del nivel freático, se produciría en el *playa lake* un ascenso del nivel del agua que inundaría las áreas más próximas y permitiría el depósito de materiales finos tales como limos y arcillas. Según Rodríguez-López *et al.* (2010) estas partículas sedimentarias limosas y arcillosas son, en muchos casos, de origen eólico, es decir, polvo eólico que queda atrapado en la superficie del *playa lake* cuando éste alcanza la superficie.

Los *sand sheets* y los campos de dunas próximos al *playa lake* tenderían a estabilizarse en sus proximidades al humedecerse la superficie y, en ocasiones, debido al desarrollo de vegetación (Glennie, 2001; Bullard y Livingstone, 2002; Sánchez *et al.*, 2006; Gutiérrez, 2008). No obstante, con un nivel freático bajo, la ganancia neta de humedad por precipitación o por canales efímeros es deficiente con respecto a la evaporación y la infiltración, de tal modo que la vegetación desaparece por (o prácticamente por) completo y los *sand sheets* y las dunas avanzan sobre el *playa lake*, que puede desecarse en su totalidad, generando cantos blandos como los observados en la base de algunas dunas eólicas, que cubren, al avanzar, estas superficies desecadas (Rodríguez-López *et al.*, 2009).

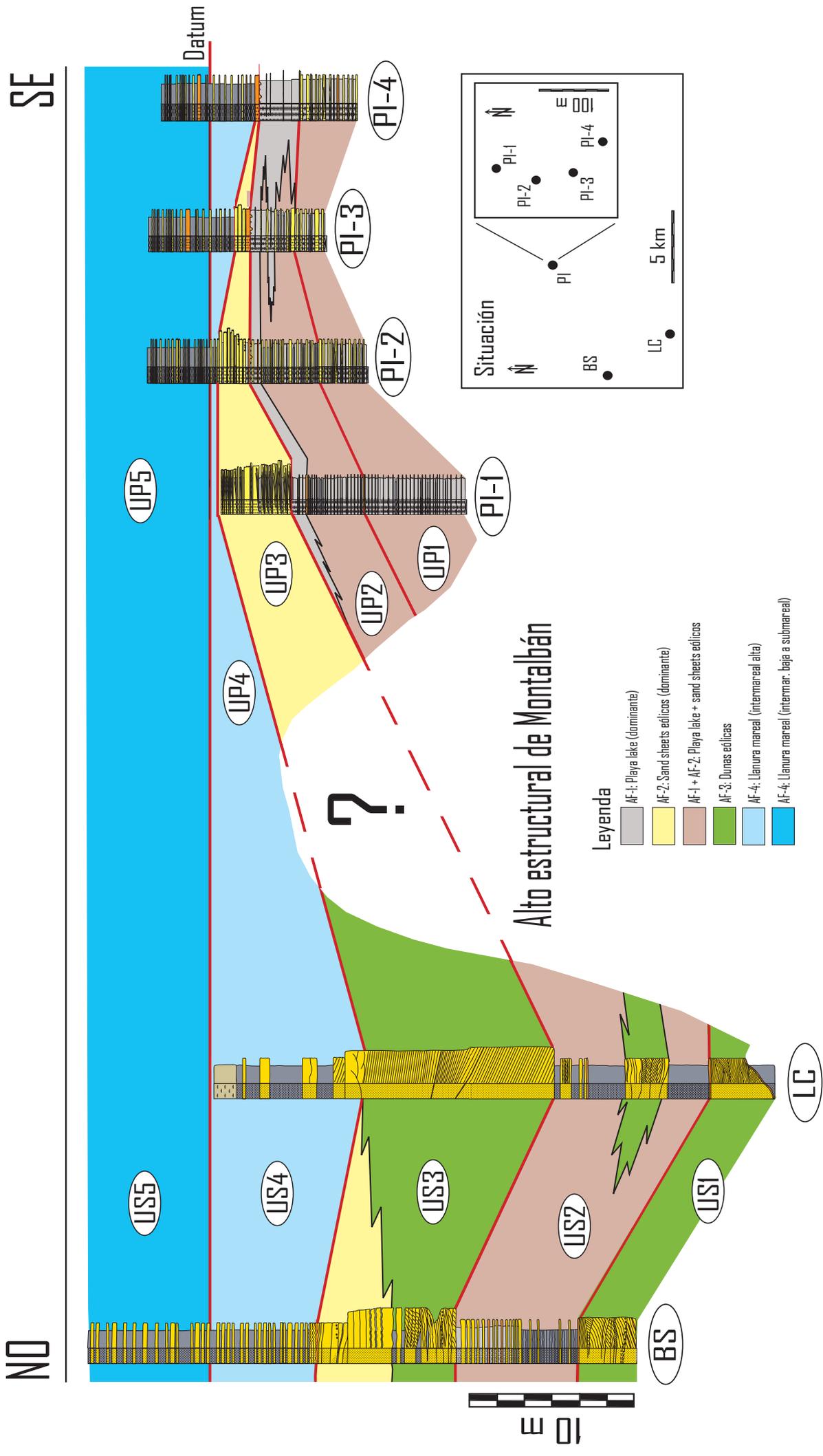


Fig. 5.1 - Esquema ilustrativo de correlación de las diferentes AF descritas en la zona de estudio. Las líneas rojas indican los límites entre unidades sedimentarias. La zona en blanco con "?" representa al alto estructural de Montalbán, por lo que las unidades UP1-UP2 y US1-US2 no pueden ser correlacionadas entre sí con los datos disponibles.

Estas oscilaciones periódicas del nivel freático se atribuyen normalmente a variaciones en el aporte de agua dulce procedente del exterior del sistema, que llegaría inundando los *wadis* secos (Rodríguez-López *et al.*, 2009), y/o a la subsidencia, que generaría espacio de acomodación. No obstante, estas variaciones pueden ser atribuidas en algunos casos a variaciones relativas del nivel del mar, como ocurre en el sector de Segura de los Baños, donde las caras de avalancha de las dunas eólicas de este sistema muestran con cierta frecuencia *drapes* arcillosos indicativos de una cierta influencia mareal. Esta interrelación es debida a que el sistema desértico arenoso, que comenzó a desarrollarse durante el Albiense en Iberia, presentaba hacia el SE un límite directo con el mar del *Tethys* (el *fore-erg*), en el que el sistema desértico y el medio marino interactuaban entre sí (Rodríguez-López *et al.*, 2012). Durante las etapas transgresivas, el sistema sedimentario marino coetáneo con el sistema eólico avanzaba tierra adentro y retrabajaba, en el área estudiada, las dunas eólicas más próximas a la costa. La presencia de estas influencias marinas únicamente en el sector de Segura de los Baños hace pensar que el umbral sedimentario definiría una vía preferente de entrada marina por el flanco SO de dicho umbral.

Por otra parte, la presencia de cantos cuarcíticos en las láminas de *bottomset* de las dunas eólicas en el sector de Segura de los Baños podría indicar la existencia de *highlands* en las proximidades de estas dunas, lo que sugeriría que al menos el flanco SO del umbral de Montalbán pudo seguir actuando como umbral sedimentario durante el Albiense, funcionando puntualmente como área fuente. Este hecho también parece ser corroborado por los estudios realizados en FESEM, donde la baja esfericidad de los granos de arena de estas dunas indicaría una proximidad relativa al área fuente. Finalmente, la menor potencia de las unidades UP2-UP3 con respecto a US2-US3 (Fig. 5.1) podría suponer otro indicativo de la actuación de esta estructura como umbral sedimentario.

Con respecto a la flora en este sistema desértico, Gómez *et al.* (2009) han estudiado recientemente restos de macroflora de la Formación Utrillas en la localidad de Plou, identificando un género de angiosperma cretácica (*Klitzschophyllites chofatii*) que vivía, según estos autores, en un lago somero, con significantes oscilaciones del nivel del agua y «*con influencia de lake inlets como se evidencia por la presencia de arena en la marga y a partir de la alternancia de marga lacustre con arenisca fluvial*». Rodríguez-López *et al.* (2009) indican que, teniendo en cuenta que los restos de *Klitzschophyllites* encontrados por Gómez *et al.* (2009) se encuentran en depósitos del *back-erg* interno, no debería descartarse que estas angiospermas acuáticas vivieran en los cuerpos de agua dulce efímeros del sistema desértico arenoso. De hecho, Gómez *et al.* (2009) indican que el hábitat de *Klitzschophyllites* es un lago somero en el que formaban densa vegetación acuática, lo cual está en contradicción con el hábitat propuesto por Mohr y Rydin (2002) y Mohr *et al.* (2006), que sugieren que *Klitzschophyllites* vivía en condiciones ambientales secas, estacionales y/o en sustratos hipersalinos. Así, Rodríguez-López *et al.* (2010) señalan que, en el mismo trabajo de

Mohr *et al.* (2006) (citado por Gómez *et al.*, 2009) se indica que estas plantas xeromórficas aparecen en áreas sujetas bien a condiciones de sequía, incluyendo desiertos y dunas eólicas donde la lluvia no era suficiente y/o el suelo es muy poroso, o bien a desecación fisiológica, todo ello coincidente y compatible con las condiciones ambientales propias del *back-erg* interno.

5.1.2.- El medio mareal

Con el ascenso relativo del nivel del mar que ocurre durante el Cenomaniense inferior, se produce la desaparición definitiva del sistema desértico al tener lugar una progradación de las facies mareales, primero, y de las facies de plataforma carbonatada, después, sobre toda la Cuenca Ibérica (Rodríguez-López, 2008; Rodríguez-López *et al.*, 2009). Esta transgresión ha quedado claramente documentada en toda la zona de estudio, donde el registro sedimentario del sistema desértico (en facies de *back-erg* interno) ha quedado cubierto de forma neta por las facies de llanura de mareas. El límite entre ambos sistemas está marcado por una superficie transgresiva correlacionable a lo largo de todos los afloramientos estudiados (*Fig. 5.1*).

Los medios marinos en la zona de estudio están definidos por una zona intermareal alta (con presencia de estratificación lenticular y en las que abundan las arcillas y la icnofacies *Skolithos*), sobre la que se desarrolla una zona intermareal baja a submareal, en la que hay mayor cantidad de arenas y presencia de icnofacies de tipo *Cruziana*, definiendo esta relación vertical de subambientes una evolución transgresiva.

La escasa potencia de la unidad intermareal alta en los perfiles PI-1 y PI-2 (UP4, *Fig. 5.1*) podría indicar que el umbral de Montalbán seguiría actuando como un alto sedimentario relativo durante el depósito de esta unidad, hecho que deja de manifestarse en la unidad superior, donde en ambos sectores se observa una gran uniformidad de facies y potencia.

5.2.- Relación entre tectónica y sedimentación

La base de la Fm. Utrillas ha sido considerada como el comienzo del periodo *post-rift* en la Cuenca Ibérica, en el que la subsidencia está fundamentalmente debida a la contracción térmica de la litosfera (Álvaro *et al.*, 1979; Salas y Casas, 1993). En muchas ocasiones es cierto que la base del sistema desértico arenoso post-data estructuras distensivas y variaciones bruscas de espesor. De hecho, el sistema desértico se desarrolla sobre una superficie de discontinuidad regional (Rodríguez-López *et al.*, 2009) y, por lo tanto, cabe considerar que corresponde al inicio de la etapa de sedimentación *post-rift* en la Cuenca Ibérica.

En la región de estudio se ha interpretado, no obstante, que existe una actividad tectónica extensional activa relativamente importante durante la sedimentación albiense. En concreto, se han descrito fallas normales y diaclasas en los

afloramientos estudiados que generan cambios de espesor laterales de estas unidades y discordancias angulares locales entre unidades sedimentarias. De hecho, el contexto tectónicamente activo en el que se desarrolló el sistema desértico probablemente favoreció su preservación, generándose bloques rotados, discordancias angulares y conjuntos de fallas lítricas como consecuencia de la tectónica extensional, tal y como ha sido descrita en otros afloramientos albienses de la Cordillera Ibérica (Rodríguez-López *et al.*, 2006b, 2007a), y estructuras generadas por terremotos (sismitas), reconocidas en el registros sedimentario del *central-erg* (Rodríguez-López *et al.*, 2007b). Asimismo, la dirección de las fallas (mayoritariamente NE-SO) y la dirección de extensión principal (σ_3) obtenida (con una dirección NO-SE y su carácter próximo a radial) cuadran bien con las propuestas por otros autores (*e.g.* Soria, 1997; Antolín *et al.*, 2007; Rodríguez-López *et al.*, 2009; Liesa, 2011) para la etapa extensional cretácica responsable de la formación de la cuenca del Maestrazgo. Esto sugiere que durante el Albiense, estructuras o fallas normales también controlaron la subsidencia a escala local.

5.3.- Conclusiones

A partir de todos los datos expuestos se puede concluir que:

- 1.- Los materiales estudiados en seis afloramientos del área de Plou-Segura de los Baños ha permitido definir 10 unidades sedimentarias locales. Las unidades UP1-UP2-UP3 y US1-US2-US3 pertenecen al techo de la Formación Utrillas, y las unidades UP4-UP5 y US4-US5, a la base de la Formación Mosqueruela.
- 2.- El análisis sedimentológico ha permitido reconocer cuatro asociaciones de facies: ambientes de *playa lake* (AF-1), *sand sheets* eólicos (AF-2), dunas eólicas (AF-3) y una asociación correspondiente a llanuras de mareas (AF-4).
- 3.- La evolución temporal de las asociaciones de facies permite definir dos episodios evolutivos principales: un primer episodio que se correspondería con un sistema desértico arenoso, y un segundo episodio de carácter mareal, que se correspondería con la zona intermareal a submareal de una llanura de mareas. Ambos episodios están limitados por una superficie transgresiva.
- 4.- Se ha reconocido una actividad tectónica local contemporánea con la sedimentación, caracterizada por fallas normales sinsedimentarias y diaclasas que son responsables de rotaciones de bloques, discordancias angulares locales y cambios de espesor en las unidades sedimentarias. Estas estructuras indican una dirección de extensión principal NO-SE, próxima a la extensión radial.
- 5.- Los primeros datos de que se dispone parecen indicar que el umbral de Montalbán siguió actuando como umbral sedimentario durante el depósito de las unidades UP1 a UP4 y US1 a US4, dejando de ser apreciable su actuación durante el depósito de UP5-US5.

Agradecimientos:

Deseo expresar mi agradecimiento por la dirección de este trabajo y el apoyo recibido a los Dres. Ana Rosa Soria de Miguel y Carlos Luis Liesa Carrera, sin los cuales este proyecto jamás habría tomado forma. Quiero agradecer, también, al Dr. Juan Pedro Rodríguez-López, por su inestimable ayuda en los trabajos de campo, y al Dr. Luis Eduardo Arlegui Crespo, por su colaboración en los cálculos realizados durante la determinación de esfuerzos mediante la herramienta informática Célérrier. Así mismo, debo dar las gracias también a los operarios de la mina Las Cañadas, por permitirme acceder al recinto y trabajar en él.

Muchos han sido quienes me han ayudado en el trabajo de campo, me han servido de transportistas o me han apoyado, moral y psicológicamente, durante la elaboración de esta memoria, pero quiero agradecer especialmente a mis amigos Pablo Durán Casas, María Lázaro Crespo, Raúl Monfort Goez, Miguel Nogueras Tarancón, Pablo José Nogueras Tarancón y Oier Suárez Hernando por la ayuda recibida. Por último, mi más sincero agradecimiento a mis padres, puesto que de no ser por ellos jamás habría llegado a donde estoy ahora.

Capítulo VI

REFERENCIAS

6.1.- Bibliografía

- **Aguilar, M.J., Ramírez del Pozo, J. y Riba, O. (1971).** “Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleontología del Cretácico Inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares”. *Estudios Geológicos*, **27**: 497-512.
- **Ahlbrandt, T.S. y Fryberger, S.G. (1982).** “Introduction to Aeolian deposits”. En **P.A. Scholle y D. Spearing (eds.)**, *Sandstone Depositional Environments*. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, **31**: 11-47.
- **Al-Hurban, A. y Gharib, I. (2004).** “Geomorphological and sedimentological characteristics of coastal and inland sabkhas, southern Kuwait”. *J. Arid Environ.*, **58**: 59-85.
- **Almela, A., Quintero, I., Gómez, E., Mansilla, H., Martínez, C., Granados, L.F., Argüelles, A., Orche, E. y Pastor, J.R. (1977a).** “Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000, hoja nº493 (Oliete)”. Segunda serie, Primera edición. Serv. Publ. del Ministerio de Industria. Madrid.

- **Almela, A., Quintero, I., Gómez, E., Mansilla, H., Martínez, C., Granados, L.F., Argüelles, A., Orche, E. y Pastor, J.R. (1977b).** “Memoria explicativa de la hoja nº493 (Oliete) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000”. Segunda serie, Primera edición. Serv. Publ. del Ministerio de Industria. Madrid.
- **Alonso-Zarza, A.M. (2010).** “Petrología sedimentaria. Notas de teoría. 5. Rocas detríticas. Texturas”. *Earth-Science Reviews*, **60**(3-4): 261-298.
- **Álvaro, M. (1991).** “Tectónica, Memoria explicativa de la hoja 40 (Daroca) del Mapa Geológico de España a escala 1:200.000”. *ITGE*, Madrid.
- **Álvaro, M., Capole, R. y Vegas, R. (1979).** “Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica”, *Acta Geológica Hispánica (Homenaje a Lluís Solé i Sabaris)*, **14**: 172-177.
- **Antolín, B., Liesa, C.L., Casas, A.M. y Gil, I. (2007).** “Geometry of fracturing linked to extension and basin formation in the Maestrazgo Basin (Eastern Iberian Chain, Spain)”. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **20**: 351-365.
- **Arthaud, E. y Matte, P. (1975).** “Les décrochements tardi-herciniens du Sud-Ouest de l’Europe: Geometrie et essai de reconstruction des conditions de la deformation”. *Tectonophysics*, **25**: 139-171.
- **Bullard, J.E. y Livingstone, I. (2002).** “Interactions between aeolian and fluvial systems in dryland environments”. *Area*, **34**: 8-16.
- **Casas, A.M., Cortés, A.L., Liesa, C.L., Meléndez, A. y Soria, A.R. (1997).** “Estructura del borde N. de la Cordillera Ibérica entre la Sierra de Arcos y el anticlinal de Montalbán”. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **23**: 243-268.
- **Célérier, B. (1988).** “Constraint on stress tensor from slip on a single fault plane”. University of Texas at Austin, Institute for Geophysics, Technical report, **73**, 88 pp.
- **Cervera, A., Pardo, G. y Villena, J. (1976).** “Algunas precisiones litoestratigráficas sobre la formación «Lignitos de Escucha»”. *Tecniterrae*, **14**: 25-33.
- **Collins, M.B., Amos, C.L. y Evans, G. (1981).** “Observations of some sediment-transport processes over intertidal flats, the Wash, U.K.”, *IAS Spec. Publ.*, **5**: 81-98.
- **Compton, R. (1966).** “Analyses of Pliocene-Pleistocene deformation and stresses in northern Santa Lucia range, California”. *Geological Society of America Bulletin*, **77**(12): 1361-1380.
- **Diéguez, C., Rodríguez-López, J.P. y Meléndez, N. (2007).** “Marchantiopsisid colonization mats from the Upper Apitan-Lower Albian of the Escucha Formation (Oliete Sub-Basin, Iberian Ranges, eastern Spain)”. *Comptes Rendus Palevol*, **6**: 413-422.
- **Etchecopar, A. (1984).** “Etude des états de contrainte en tectonique cassante et simulations de deformations plastiques (approche mathématique)”. These d’Etat, Université des Sciences et Techniques du Languedoc. Montpellier. 269 pp.

- **Ferreiro, E., Ruíz, V., López de Alda, E., Valverde, M., Lendínez, A., Lago San José, M., Meléndez, A., Pardo, G., Ardevol, L., Villena, J., Pérez, A., González, A., Hernández, A., Álvaro, M., Leal, M.C., Aguilar Tomás, M., Gómez, J.J. y Carls, P. (1991).** “Memoria explicativa y mapa de la hoja 40 (Daroca) del Mapa Geológico de España a escala 1:200.000”. *ITGE.*, 239 pp.
- **Fryberger, S.G., Krystinik, L.F. y Schenk, C.J. (1990).** “Tidally flooded back-barrier dunefield, Guerrero Negro area, Baja California, Mexico”. *Sedimentology*, **37**: 23-43.
- **García-Hidalgo, J.F., Temiño, J. y Segura, M. (2002).** “Holoceno aeolian sediments on the southern border of the Duero basin (Spain): Origin and development of an aeolian system in a temperate zone.” *Journal of Sedimentary Research*, **72**(1): 30-39.
- **García-Hidalgo, J.F., Temiño, J. y Segura, M. (2010).** “Ambientes eólicos”. En **A. Arche (eds.)**, “*Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*”. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, **3**: 53-72.
- **Glennie, K.W. (2001).** “Evolution of The Emirate’s Land Surface: an introduction”. En **I. al Abed y P. Hellyer (eds.)**, “*United Arab Emirates, a new perspective*”. Trident Press, Brookcraft, UK. 9-27.
- **Gomez, B., Coiffard, C., Sender, L.M., Martín-Closas, C., Villanueva-Amadoz, U. y Ferrer, J. (2009).** “*Klitzschophyllites*, Aquatic Basal Eudicots (Ranunculales?) from the Upper Albian (Lower Cretaceous) of Northeastern Spain”. *International Journal of Plant Sciences*, **170**: 1075-1085.
- **Guimerà, J., González, A. y Pérez, A. (1990).** “Evolución del cabalgamiento de la Muela de Montalbán (Cordillera Ibérica, Teruel)”. *Geogaceta*, **8**: 47-49.
- **Gutiérrez Elorza, M. (2008).** “*Geomorfología*”. Pearson Educación, S.A., 920 pp.
- **Havholm, H.G. y Kocurek, G. (1994).** “Factors controlling aeolian sequence stratigraphy: clues from superbounding surface features in the Middle Jurassic Page Sandstone”. *Sedimentology*, **41**: 913-934.
- **Hubert, J.F. y Mertz, K.A. (1984).** “Eolian sandstones in the upper Triassic-Lower Jurassic red beds of the Fundy Basin, Nova Scotia”. *J. Sed. Res.*, **54**: 798-810.
- **Kasper-Zubillaga, J.J. y Faustinos, R. (2007).** “Análisis por microscopía electrónica de barrido de granos de cuarzo de dunas desérticas y costeras (Desierto de Altar, NW México)”. *Ciencias Marinas*, **33**(001): 11-22.
- **Kasper-Zubillaga, J.J., Dickinson, W.W., Carranza-Edwards, A., Hornelas-Orozco, Y. (2005).** “Petrography of quartz grains in beach and dune sands of Northland, north Island, New Zealand”. *N.Z. J. Geol. Geophys*, **48**: 649-660.
- **Klein, G. de V. (1977).** “Tidal circulation model for deposition of clastic sediments in epeiric and mioclinal shelf seas”. *Sediment. Geol.*, **18**: 1-12.
- **Klein, G. de V. (1985).** “A sedimentary model for determining paleotidal range”. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **82**: 2585-2592.

- **Kocurek, G.A. y Lancaster, N. (1999).** “Aeolian system state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example”. *Sedimentology*, **46**: 505-515.
- **Kocurek, G.A. y Nielson, J. (1986).** “Conditions favourable for the formation of warm-climate Aeolian sand-sheets”. *Sedimentology*, **33**: 795-816.
- **Krinsley, D. y Donahue, J. (1968).** “Environmental interpretation of sand grain surface textures by electron microscopy”. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **79**: 743-748.
- **Langford, R.P. y Chan, M.A. (1993).** “Downwind changes within an ancient dune sea, Permian Cedar Mesa Sandstone, southeast Utah”. En **K. Pye y N. Lancaster (eds.)**, *Aeolian Sediments: Ancient and Modern. International Association of Sedimentologists, Special Publication*, **16**: 71-83.
- **Liesa, C.L. (2011).** “Fracturación extensional cretácica en la Sierra del Pobo (Cordillera Ibérica, España)”. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **24**(1-2): 23-40.
- **Margolis, S.V. y Krinsley, D.H. (1974).** “Process of formation and environmental occurrence of microfeatures on detrital quartz grains”. *Am. J. Sci.*, **271**: 449-464.
- **Martín, M., Canerot, J., Linares-Rivas, A., Grambast, L., Amador, I., Mansilla, H., de las Heras Fernández, A., Fernández, M.C., Leyva, F. y Martínez, J.U. (1977a).** “Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000, hoja nº492 (Segura de los Baños)”. Segunda serie, Primera edición. Serv. Publ. del Ministerio de Industria. Madrid.
- **Martín, M., Canerot, J., Linares-Rivas, A., Grambast, L., Amador, I., Mansilla, H., de las Heras Fernández, A., Fernández, M.C., Leyva, F. y Martínez, J.U. (1977b).** “Memoria explicativa de la hoja 492 (Segura de los Baños) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000”. Segunda serie, Primera edición. Serv. Publ. del Ministerio de Industria. Madrid.
- **Mazzullo, J., Sims, D. y Cunningham, D. (1986).** “The effects of eolian sorting and abrasion upon the shapes of fine quartz sand grains”. *J. Sediment. Petrol.*, **56**: 45-56.
- **Middleton, G.V. y Davis, P.M. (1979).** “Surface textures and rounding of quartz sand grains on intertidal sand bars, Bay of Fundy, Nova Scotia”. *Can. J. Earth Sci.*, **16**: 2071-2085.
- **Mohr, B.A.R. y Rydin, C. (2002).** “Trifurcatia flabellata n. gen. n. sp., a putative monocotyledon angiosperm from the Lower Cretaceous Crato Formation (Brazil)”. *Mitteilungen des Museums für Naturkunde zu Berlin Geowissenschaftliche Reihe*, **5**: 335-344.
- **Mohr, B.A.R., Bernardes-de-Oliveira, Barale, G. y Ouaja, M. (2006).** “Palaeogeographic distribution and ecology of Klitzschophyllites, an early Cretaceous angiosperm in southern Laurasia and northern Gondwana”. *Cretaceous Research*, **27**: 464-472.

- **Moral-Cardona, J.P., Gutiérrez-Mas, J.M., Sánchez-Bellón, A., López-Aguayo, F., Caballero, M.A. (1997).** “Provenance of multicycle quartz arenites of Pliocene age at Arcos, southwestern Spain”. *Sediment. Geol.*, **112**: 251-261.
- **Mountney, N.P. (2004).** “The sedimentary signature of deserts and their response to environmental change”. *Geology Today*, **20**(3): 101-107.
- **Murat, B. (1983).** “*Contribution à l’étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique du bassin éocène d’Oliete (Prov. de Teruel, Espagne)*”. Thèse Doct. Travaux du Lab. Géol. Sed. et Paleont. Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 247 pp.
- **Pardo, G. (1979).** “*Estratigrafía y sedimentología de las formaciones detríticas del Cretácico Inferior terminal del Bajo Aragón Turolense*”. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 473 pp.
- **Pardo, G., Ardevol, L. y Villena, J. (1991).** “Mapa Geológico de España, Escala 1:200.000, hoja nº40 (Daroca)”. *ITGE*, Madrid.
- **Pemberton, S.G., MacEachern, J.A. y Frey, R.W (1992).** “Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance”, en **R.G. Walker y N.P. James (eds.)**, “*Facies Models. Response to Sea Level Change*”, *Geological Society of Canada*, p. 47-72.
- **Porter, M.L. (1986).** “Sedimentary record of erg migration”. *Geology*, **14**: 497-500.
- **Pye, K. (1983).** “Early post-depositional modification of aeolian dune sands”. En **M.E. Brookfield y T.S. Ahlbrandt (eds.)**, *Aeolian Sediments and Landforms. Developments in Sedimentology*, **38**: 197-221.
- **Pye, K. y Mazzullo, J. (1994).** “Effects of tropical weathering on quartz shape: An example from northeastern Australia”. *J. Sediment. Res.*, **A64**: 500-507.
- **Querol, X. (1990).** “*Distribución de la materia mineral y azufre en los carbones de la Fm. Escucha. Relación con los factores geológicos, sedimentológicos y diagenéticos*”. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 509 p.
- **Querol, X., Salas, R., Pardo, G. y Ardevol, L. (1992).** “Albian coal-bearing deposits of the Iberian Range in northeastern Spain”. En **J.P. Mc. Cabe y J.T. Panish (eds.)**, “*Controls and distribution and quality of Cretaceous Coals*”. *Geological Society of America*, Special Paper, **267**: 193-208.
- **Rodríguez-López, J.P. (2008).** “*Sedimentología y evolución del sistema desértico arenoso (erg) desarrollado en el margen occidental del Tethys durante el Cretácico Medio, Cordillera Ibérica. Provincias de Teruel y Zaragoza*”. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 500 p.
- **Rodríguez-López, J.P., de Boer, P.L., Meléndez, N., Soria, A.R. y Pardo, G. (2006a).** “Windblown desert sands in coeval shallow marine deposits a key for the recognition of coastal ergs; mid-Cretaceous Iberian Basin, Spain”. *Terra Nova*, **18**: 314–320.
- **Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., Soria, A.R. y Liesa, C.L. (2006b).** “Tectónica extensional sinsedimentaria de la Formación Escucha en el sector

- meridional de la subcuenca cretácica de Oliete”. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **19**: 99-112.
- **Rodríguez-López, J.P., Liesa, C.L., Meléndez, N. y Soria, A. R. (2007a)**. “Normal fault development in a sedimentary succession with multiple detachment levels: the Lower Cretaceous Oliete sub-basin, Eastern Spain”. *Basin Research*, **19**: 409-435.
 - **Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., Soria, A. R., Liesa, C.L. y Van Loon, A.J. (2007b)**. “Lateral variability of ancient seismites related to differences in sedimentary facies (the syn-rift Escucha Formation, mid-Cretaceous, eastern Spain)”. *Sedimentary Geology*, **201**: 461-484.
 - **Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., de Boer, P.L. y Soria, A.R. (2008a)**. “Aeolian sand-sea development along the mid-Cretaceous western Tethyan margin (Spain); erg sedimentology and paleoclimate implications”. *Sedimentology*, **55**: 1253-1292.
 - **Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., Soria, A.R. y de Boer, P.L. (2008b)**. “Una nueva interpretación de las Fms Escucha y Utrillas en su área tipo: sedimentología y evolución de un sistema desértico arenoso (*erg*) en el margen oriental de Iberia”. *Geo-Temas*, **10**: 179-182.
 - **Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., Soria, A.R. y de Boer, P.L. (2009)**. “Reinterpretación estratigráfica y sedimentológica de las Formaciones Escucha y Utrillas de la Cordillera Ibérica”. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **22**(3-4): 163-219.
 - **Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., de Boer, P.L. y Soria, A.R. (2010)**. “The action of wind and water in a mid-Cretaceous subtropical erg-margin system, Spain”. *Sedimentology*, **57**(5): 1315-1356.
 - **Rodríguez-López, J.P., Meléndez, N., de Boer, P.L. y Soria, A.R. (2012)**. “Controls on marine–erg margin cycle variability: aeolian–marine interaction in the mid-Cretaceous Iberian Desert System, Spain”. *Sedimentology*, **59**(2): 466-501.
 - **Salas, R. y Casas, A. (1993)**. “Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin”. *Tectonophysics*, **228**: 33-55.
 - **Sánchez, M.L., Gómez, M.J. y Heredia, S. (2006)**. “Sedimentología y Paleoambientes del Subgrupo Río Colorado (Cretácico Superior), Grupo Neuquén, en las Bardas de la Ciudad de Neuquén y alrededores”. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **61**(2): 236-255.
 - **Soria, A.R. (1997)**. “La sedimentación en las cuencas marginales del surco ibérico durante el Cretácico Inferior y su control estructural”. Tesis Doctoral. Univ. de Zaragoza, 363 pp.
 - **Tanner, L.H. y Hubert, J.F. (1992)**. “Depositional facies, palaeogeography and palaeoclimatology of the Lower Jurassic McCoy Brook Formation, Fundy rift

basin, Nova Scotia". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **96**: 261-280.

- **Tsoar, H. (1983)**. "Dynamic processes acting on a longitudinal (seif) sand dune". *Sedimentology*, **30**(4): 567-578.
- **Visser, M.J. (1980)**. "Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits". *Geology*, **8**: 543-546.
- **Wings, O. y Sander, P.M. (2007)**. "No gastric mill in sauropod dinosaurs: new evidence from analysis of gastrolith mass and function in ostriches". *Proc. Biol. Sci.*, **274**(1610): 635-640.

6.2.- Páginas web

- **GoogleMaps**: <http://maps.google.es/>
- **Página Web de Plou (Teruel)**: <http://www.plouteruel.com/>
- **Web del Servicio de Investigación Territorial de Aragón (SITAR)**: <http://sitar.aragon.es/>

6.3.- Aplicaciones

- **Adobe Illustrator** © 1987-1998 Adobe Systems Incorporated y sus licenciadores, version 8.0.
- **Celerier, B. (2011)**. "FSA: Fault & Stress Analysis software", version 33.8, <http://www.pages-perso-bernard-celerier.univ-montp2.fr/software/dcmt/fsa/fsa.html>
- **GoogleEarth** © 2012 Google Inc., versión 6.2.2.6613.

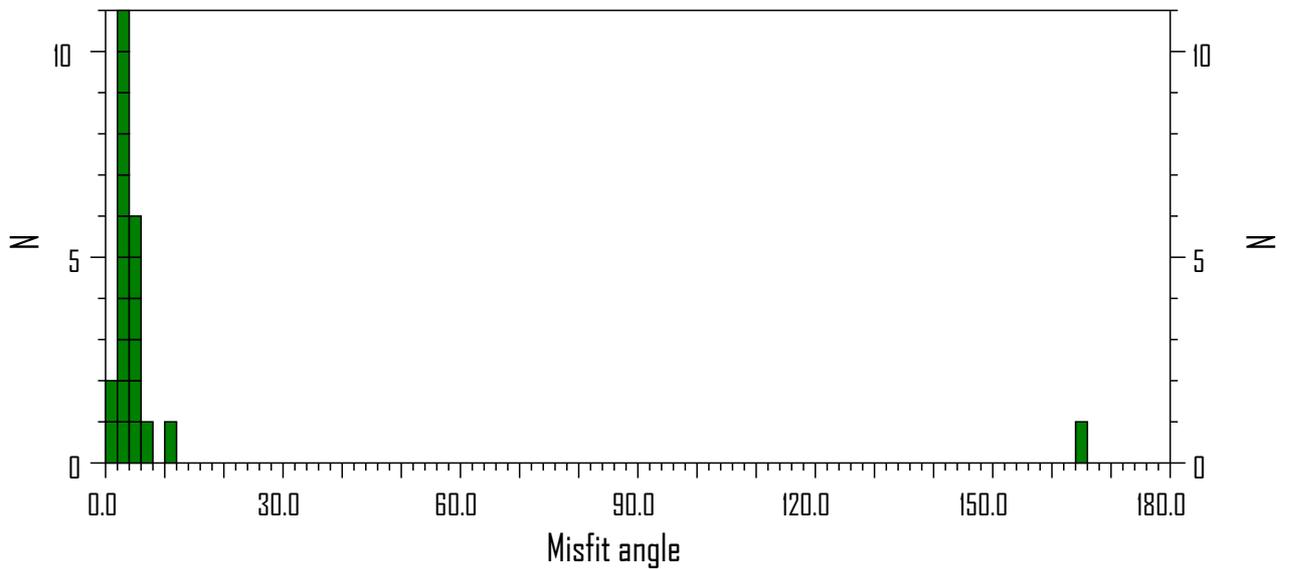
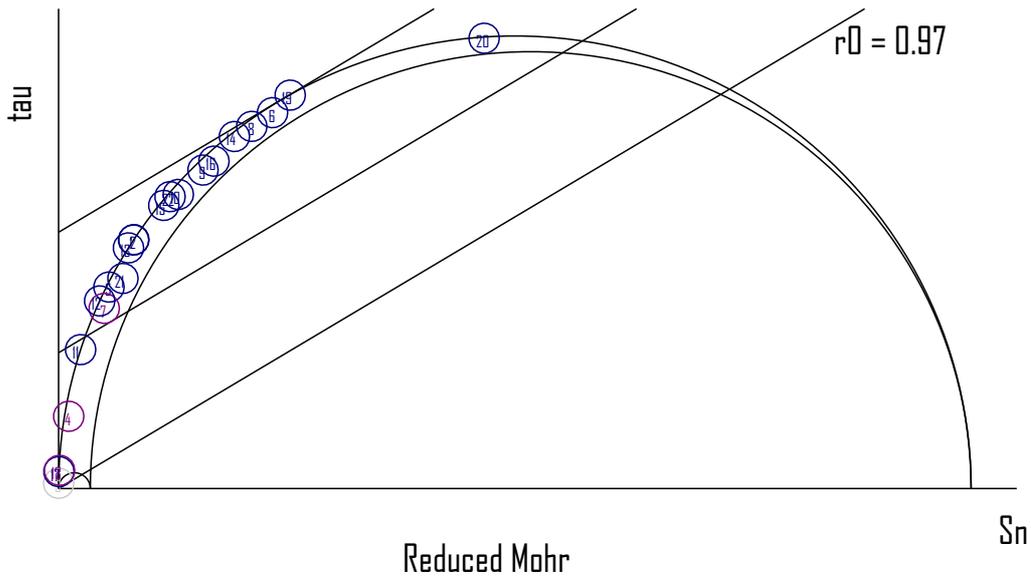
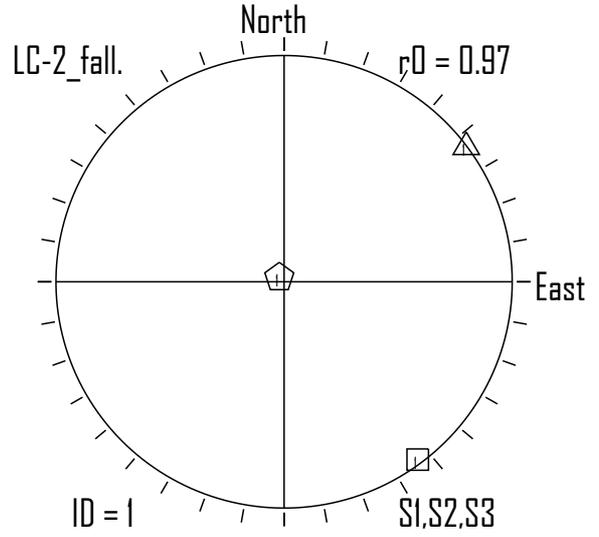
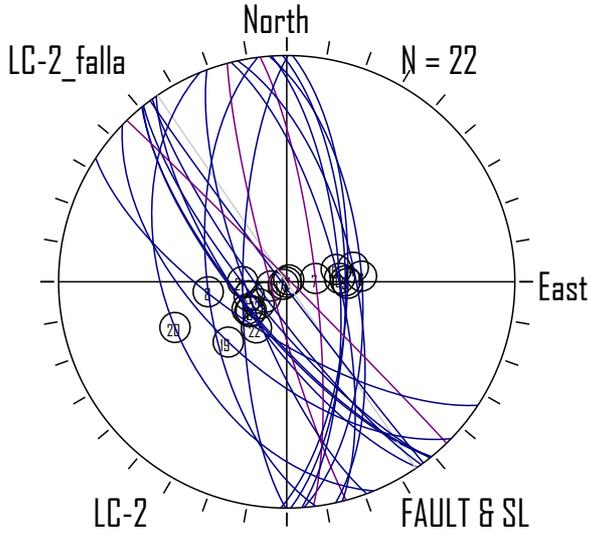
| ANEXO

LC-1 (tensor 1)

FAULT data type: FAULT+SLIP+RAKE.RANGE
File name: LC-2_fallas_aba_formato.txt
Title: LC-2
Number of data: 22

Main program fsa v33.8 on 2011-03-01
Subroutine fsnx1stanal v 1.3 on 26-05-2009
Run on MacOS1039-CPU#316-1GHz on 15-06-2012 at 16:57:52
Command = 300

STRESS TENSOR data type: S1(Euler)+rD
File name: LC-2_fall.100b5
Title: LC-2_fallas_aba_formato.txt 100% random search
Data nb 1 from total of 5

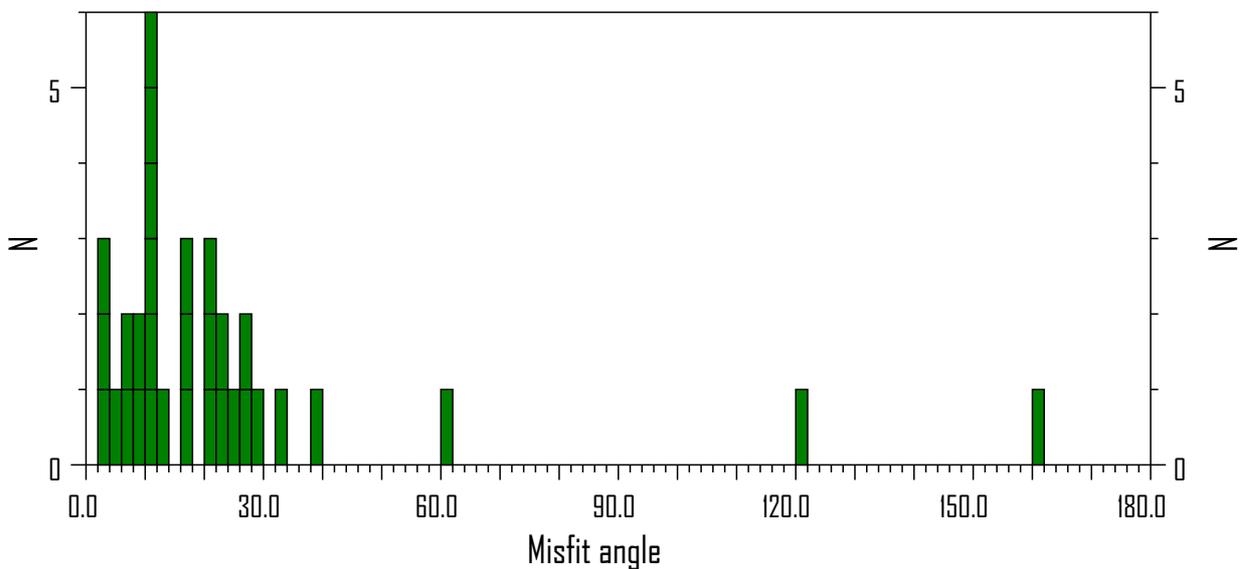
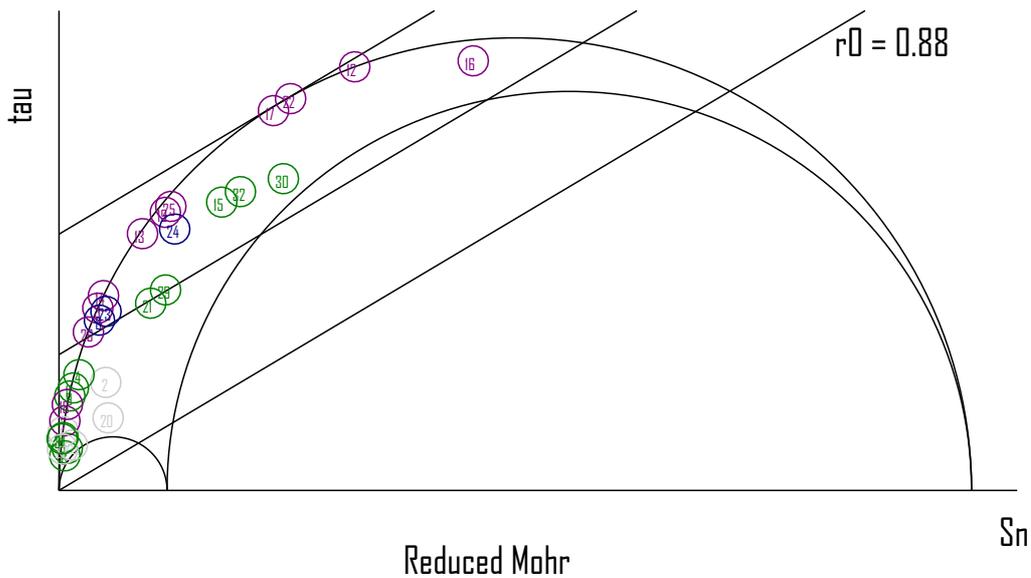
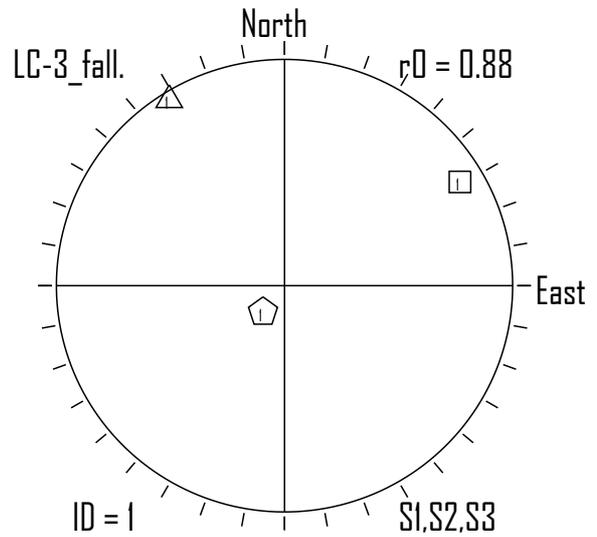
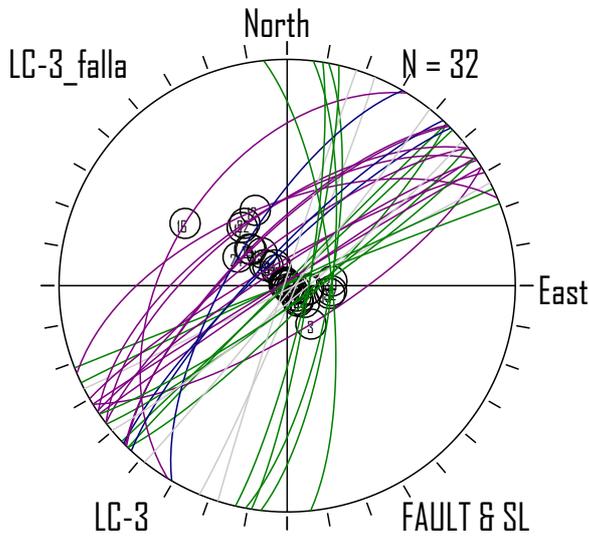


LC-2 (tensor 1)

FAULT data type: FAULT+SLIP+RAKE.RANGE
 File name: LC-3_fallas_aba_formato.txt
 Title: LC-3
 Number of data: 32

Main program fsa v33.8 on 2011-03-01
 Subroutine fsnx1stanal v 1.3 on 26-05-2009
 Run on MacOS1039-CPU#316-16Hz on 15-06-2012 at 16:49:00
 Command = 300

STRESS TENSOR data type: S1(Euler)+rD
 File name: LC-3_fall.100b5
 Title: LC-3_fallas_aba_formato.txt 100% random search
 Data nb 1 from total of 5



PL-1 (tensor 3)

FAULT data type: FAULT+SLIP+RAKE.RANGE

File name: PL-1.txt

Title: PL-1

Number of data: 34

Main program fsa v33.8 on 2011-03-01

Subroutine fsxlstalan v 1.3 on 26-05-2009

Run on MacOS1068-i86-2.1GHz on 2012-06-15 at 12:24:13

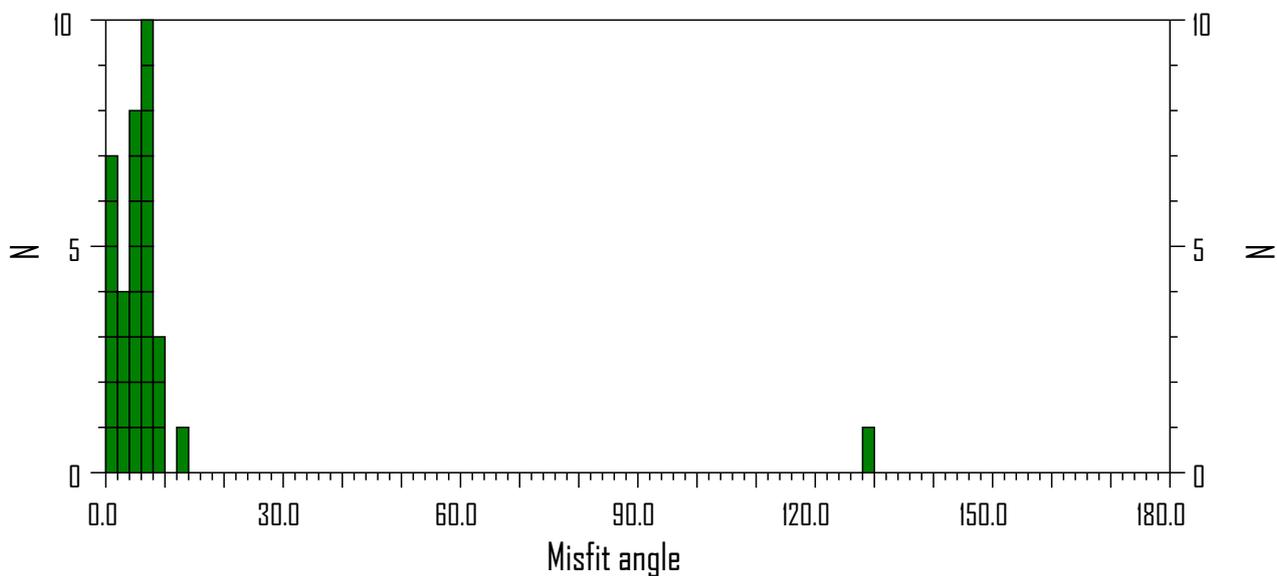
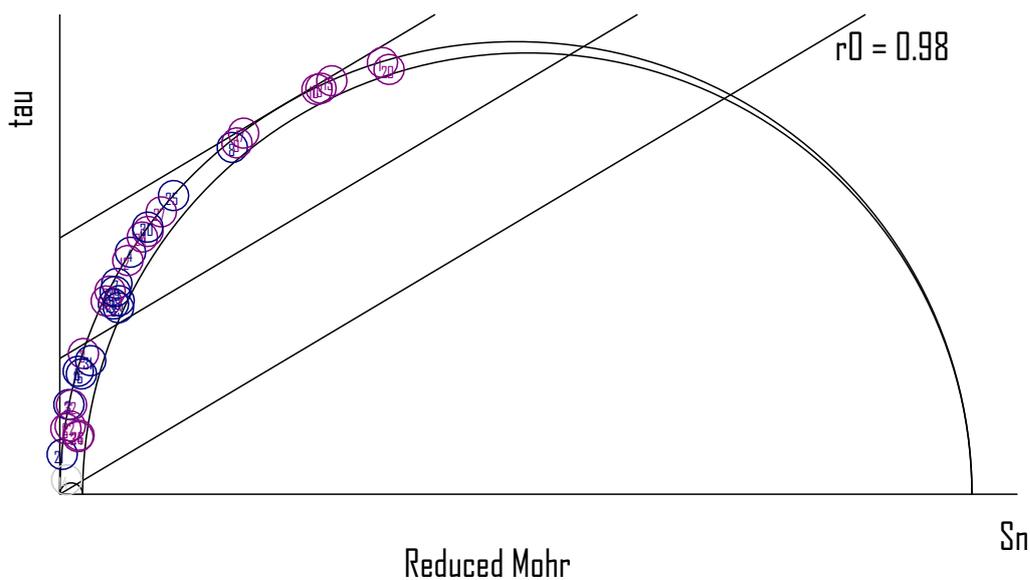
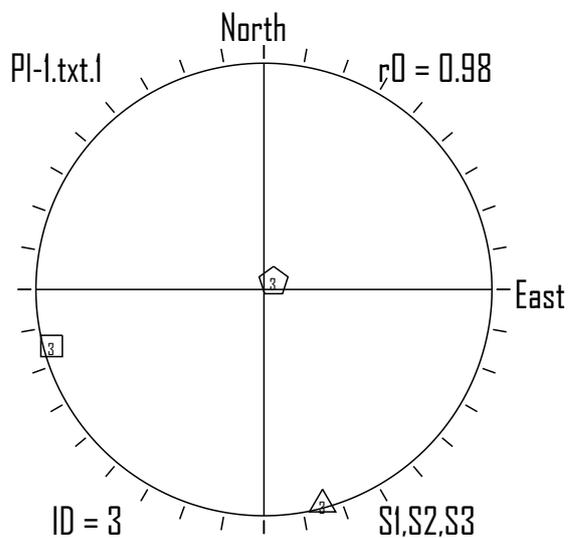
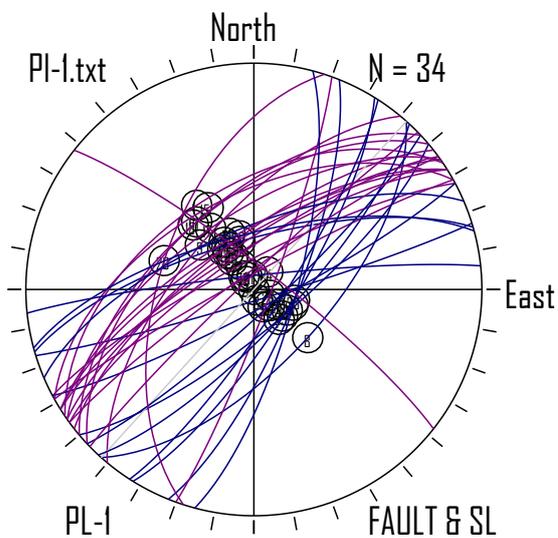
Command = 300

STRESS TENSOR data type: Si(Euler)+r0

File name: PL-1.txt.100b5

Title: PL-1.txt 100% random search

Data nb 3 from total of 5

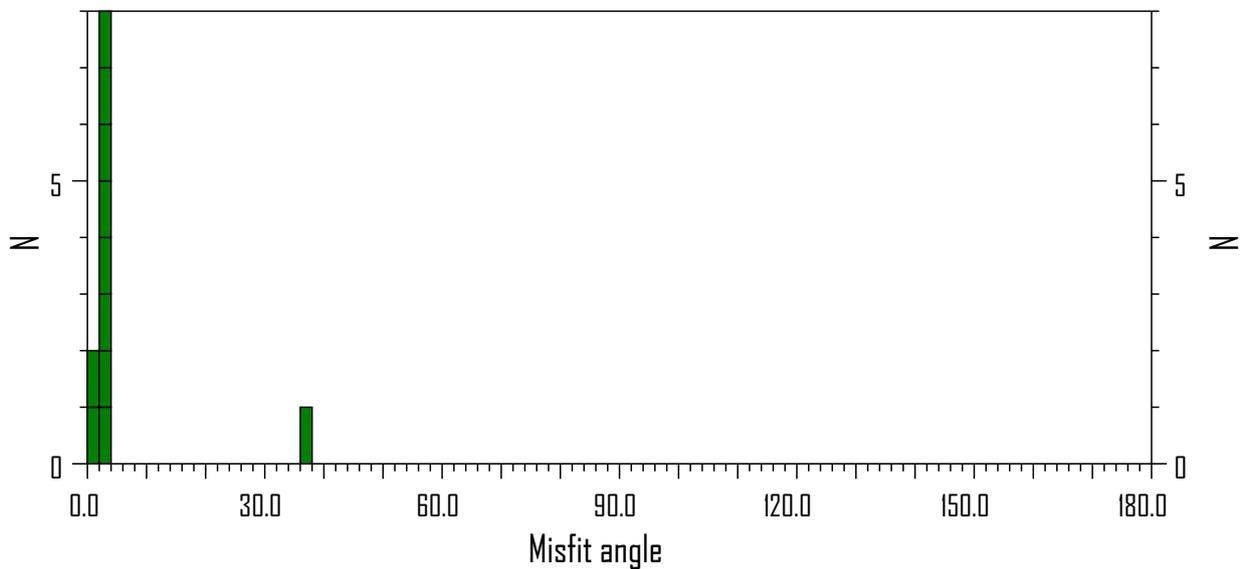
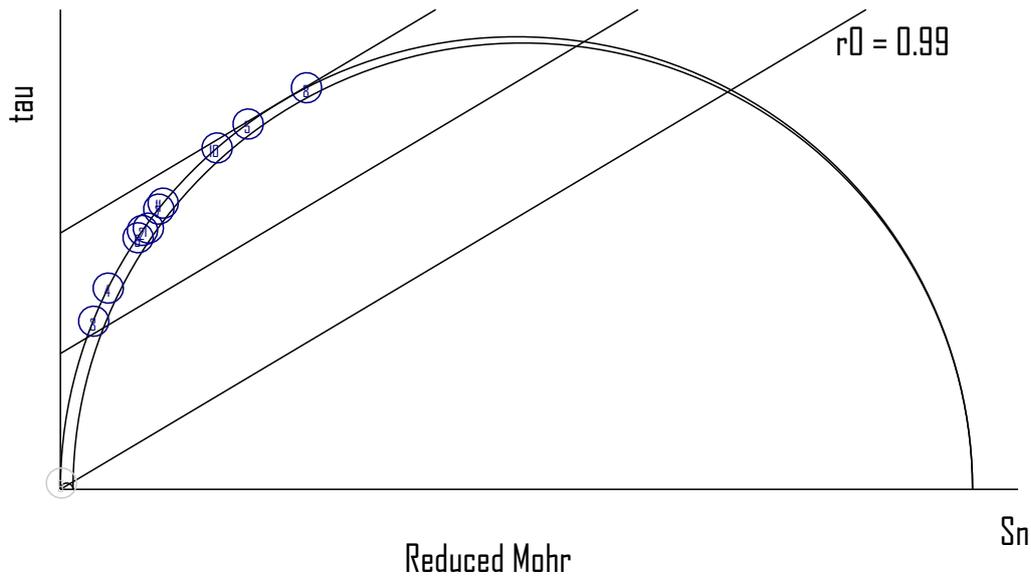
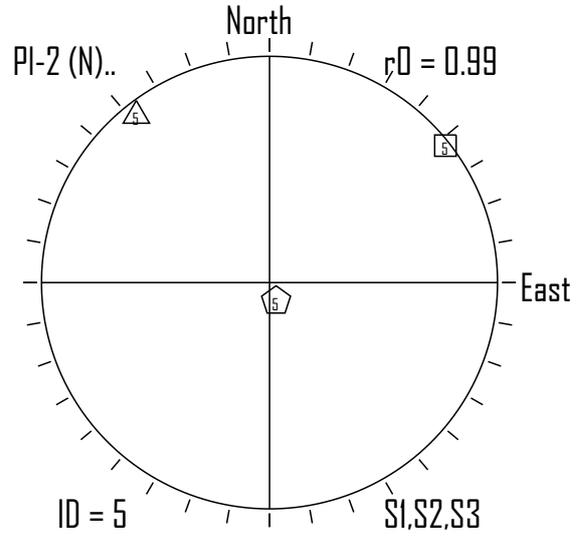
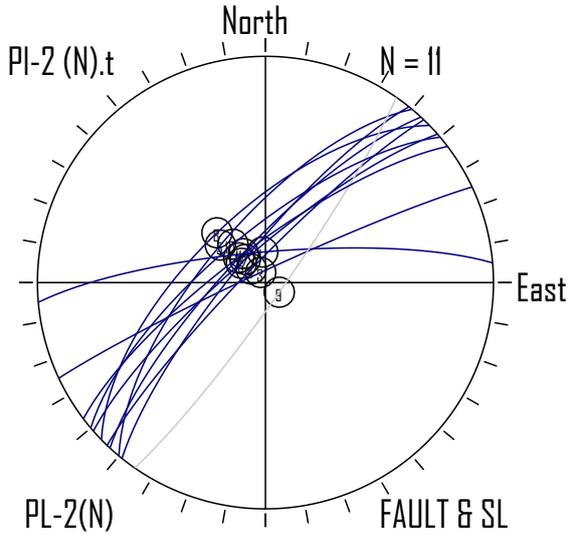


PI-2 (tensor 5)

FAULT data type: FAULT+SLIP+RAKE.RANGE
 File name: PI-2 (N).txt
 Title: PI-2(N)
 Number of data: 11

Main program fsa v33.8 on 2011-03-01
 Subroutine fsxlststal v 1.3 on 26-05-2009
 Run on MacOS1068-i86-2.1GHz on 2012-06-15 at 12:37:42
 Command = 300

STRESS TENSOR data type: Si(Euler)+r0
 File name: PI-2 (N)..100b5
 Title: PI-2 (N).txt 100% random search
 Data nb 5 from total of 5

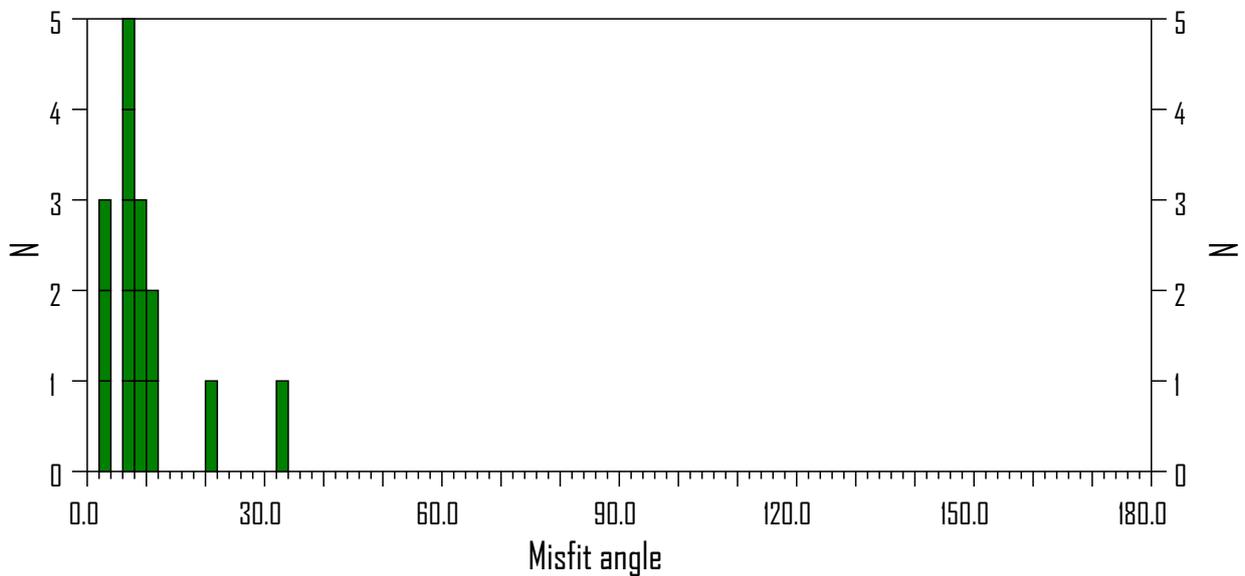
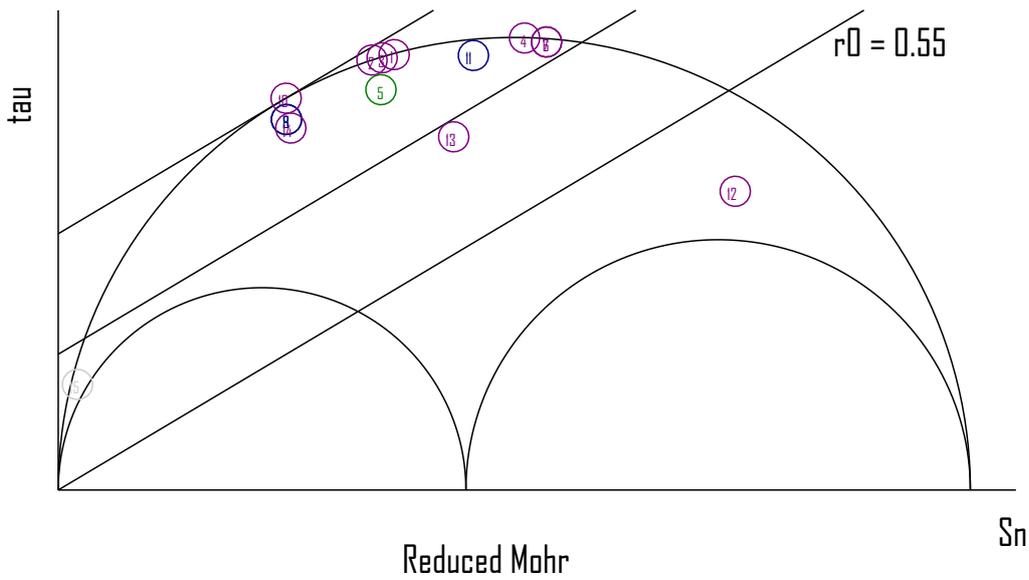
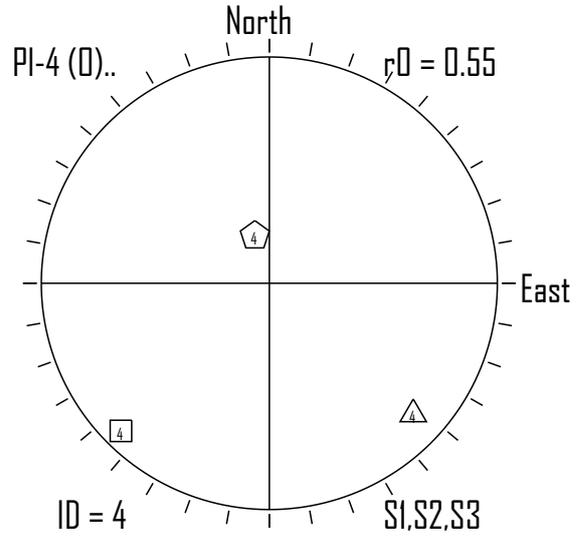
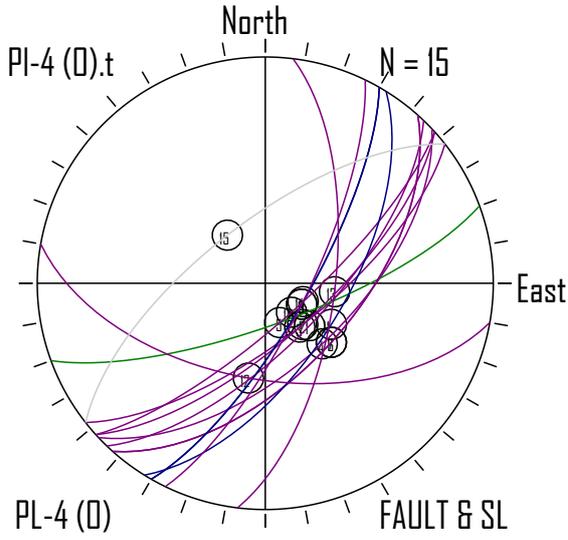


PI-4 (0) (tensor 4)

FAULT data type: FAULT+SLIP+RAKE.RANGE
 File name: PI-4 (0).txt
 Title: PL-4 (0)
 Number of data: 15

Main program tsa v33.8 on 2011-03-01
 Subroutine fsxlstanal v 1.3 on 26-05-2009
 Run on MacOS1049-CPU#316-1GHz on 18-06-2012 at 09:50:08
 Command = 300

STRESS TENSOR data type: Si(Euler)+rD
 File name: PI-4 (0)..100b5
 Title: PI-4 (0).txt 100% random search
 Data nb 4 from total of 5



PI-4 (E) (tensor 9)

FAULT data type: FAULT+SLIP+RAKE.RANGE
 File name: PI-4 (E).txt
 Title: PL-4(E)
 Number of data: 14

Main program fsa v33.8 on 2011-03-01
 Subroutine fsnxtstnal v 1.3 on 26-05-2009
 Run on MacOS1068-i86-2.1GHz on 2012-06-15 at 10:21:35
 Command = 300

STRESS TENSOR data type: Si(Euler)+r0
 File name: PI-4 (E).80b15
 Title: PI-4 (E).txt 80% random search
 Data nb 8 from total of 15

