

**INFORME SOBRE LA DISTRIBUCIÓN VERTICAL Y HORIZONTAL DE LA
FRACTURACIÓN EN LA CUENCA DEL MAESTRAZGO (UNIDAD HIDROGEOLÓGICA
08.07) PARA EL PROYECTO:
INVESTIGACIÓN SOBRE EL COMPORTAMIENTO HIDROGEOLÓGICO DE
FORMACIONES ACUÍFERAS PROFUNDAS. APLICACIÓN A LA UH08.07.
DESARROLLO METODOLÓGICO**

**Borja Antolín Tomás
Antonio M. Casas Sainz
Departamento de Geología. Universidad de Zaragoza**

INDICE

1. Introducción	5
2. Antecedentes y situación geográfica	5
3. Evolución geológica general de la Cordillera ibérica	5
3.1. Caracterización de la etapa extensional	7
3.2. La tectónica compresiva durante el Terciario	8
3.3. Influencia de las anisotropías heredadas de la estructura orogénica hercínica y de la fracturación tardihercínica	10
3.4. Fracturación y campos de esfuerzo en la cordillera Ibérica	10
4. Estratigrafía del área de estudio	12
5. Macroestructura del área de estudio	16
5.1. Estructuras compresivas	16
5.2. Estructuras extensionales mesozoicas	17
5.3. Estructuración neógena	18
6. Variaciones regionales del patrón de fracturación	25
6.1. La fracturación a escala cartográfica	25
6.2. Análisis de imagen de la fracturación a escala cartográfica	28
6.3. Análisis de la fracturación a partir de fotografía aérea (escala 1:30.000)	35
7. La fracturación a escala de afloramiento	42
7.1. Introducción	42
7.2. Puerto de Querol	43
7.3. La fracturación en el anticlinal de Bovalar	68
7.4. La fracturación en la zona de Catí y balneario de l'Avellà	86
7.5. La fracturación en la zona de la Salsadella y Santa Magdalena de Pulpís	105
7.6. La fracturación en la Sierra de Irta	120
7.7. Estudio comparativo de la fracturación entre las distintas zonas estudiadas	142
8. Implicaciones hidrogeológicas de la geometría de la fracturación	147
9. Conclusiones	149
10. Bibliografía	150

1. INTRODUCCIÓN

El presente informe se ha desarrollado dentro del marco de una asistencia técnica para el proyecto de Investigación sobre el comportamiento hidrogeológico de formaciones acuíferas profundas. Aplicación a la UH08.07. Desarrollo metodológico, del Instituto Geológico y Minero de España. En este informe se desarrollan los aspectos relacionados con la fracturación de las formaciones acuíferas en relación con la permeabilidad y conductividad. Para ello se ha realizado un estudio detallado de la fracturación, especialmente en las unidades del Jurásico superior, a escala cartográfica y de afloramiento, prestando especial atención a la orientación, espaciado y grado de apertura de las fracturas, así como a las relaciones de corte entre las distintas familias de fallas, aspecto este último relacionado con la cronología relativa de la formación de las mismas. La metodología utilizada ha consistido en el análisis de imágenes de satélite, fotografía aérea, las cartografías existentes, fundamentalmente las correspondientes al plan MAGNA, y especialmente el análisis de detalle en afloramiento de la fracturación. En este análisis se ha intentado, dentro de las limitaciones de afloramiento de la zona de estudio, establecer el patrón general de fracturación en las calizas del jurásico, así como sus variaciones en la vertical (a lo largo de la columna estratigráfica) como en la horizontal (en distintos puntos de la zona de estudio).

La estructura del presente informe consta de una primera parte de localización geológica general para después centrarnos en la macroestructura de la zona de estudio y abordar posteriormente el estudio detallado de la fracturación, con la exposición de los resultados obtenidos en la realización del trabajo.

2. ANTECEDENTES Y SITUACIÓN GEOGRÁFICA

El área de estudio se extiende desde los puertos de Morella hasta el mar Mediterráneo, comprendiendo una serie de sierras y depresiones de mediana altura que hacen descender paulatinamente la topografía desde el sector central de la Cordillera Ibérica (sector del Maestrazgo) hacia el mar (Fig.2.1). Hacia el norte el límite de la zona estudiada se encuentra en torno a la zona de fallas del Turmell, mientras que por el sur se situaría en el sector de ensanche de las fosas litorales de la provincia de Castellón (Llanos de Torreblanca, plana de Castellón, etc.).

En la zona estudiada no existen estudios específicos de la fracturación con fines hidrogeológicos. Sin embargo, sí que se han realizado numerosos trabajos de tectónica regional (Simón, 1982; Guimerà, 1988; Roca, 1994; Roca et al., 1994; Salas y Casas, 1993), algunos de los cuales tienen en cuenta el análisis de la fracturación para la determinación de paleoesfuerzos. Entre estos el más importante es sin duda el de Simón (1982), quien, a partir de fallas estriadas, estilolitos y venas de calcita determinó las etapas tectónicas más importantes en la estructuración terciaria y cuaternaria del sector oriental de la Cordillera Ibérica. En este trabajo también se recogen numerosos aspectos de la evolución neotectónica del área a los cuales haremos referencia a lo largo del presente trabajo.

Además, numerosos trabajos abarcan desde un punto de vista regional la estructuración del margen oriental de la Península Ibérica desde el Cretácico hasta la actualidad (Roca, 1994; Guimerà, 1988; Salas et al., 1993; Sàbat et al., 1995) en relación con la apertura del surco de Valencia.

3. EVOLUCIÓN GEOLÓGICA GENERAL DE LA CORDILLERA IBÉRICA.

La evolución del interior de la placa ibérica durante el Mesozoico y el terciario puede resumirse en tres grandes etapas:

1) Extensión mesozoica. Durante la época tardihercínica se creó en toda la placa ibérica un sistema de fallas de probable componente direccional, que posteriormente evolucionó hacia un régimen de tipo distensivo (Alvaro et al., 1979). Esto, unido al colapso de la cadena hercínica, dio lugar a una rápida subsidencia con la subsiguiente formación de una serie de cuencas rellenas por sedimentos de abanicos aluviales y lacustres, según los casos. El régimen extensional se generalizó durante el Mesozoico (con algunas inversiones tempranas muy localizadas, Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1998) y dio lugar a numerosas cuencas sedimentarias continentales o de plataforma somera (Alvaro et al., 1979; Salas y Casas, 1993) tanto

en las zonas cercanas a los futuros bordes de la microplaca (Vasco-cantábrica, Lusitánica, Algarve, Bética y Pirenaica) como en el interior de la misma (cuencas Ibéricas en general), cuya evolución estuvo ligada a la cinemática de los límites de la placa y a los campos de esfuerzos generados por ellos en el interior de la misma (ver por ejemplo, Cloetingh, 1988).

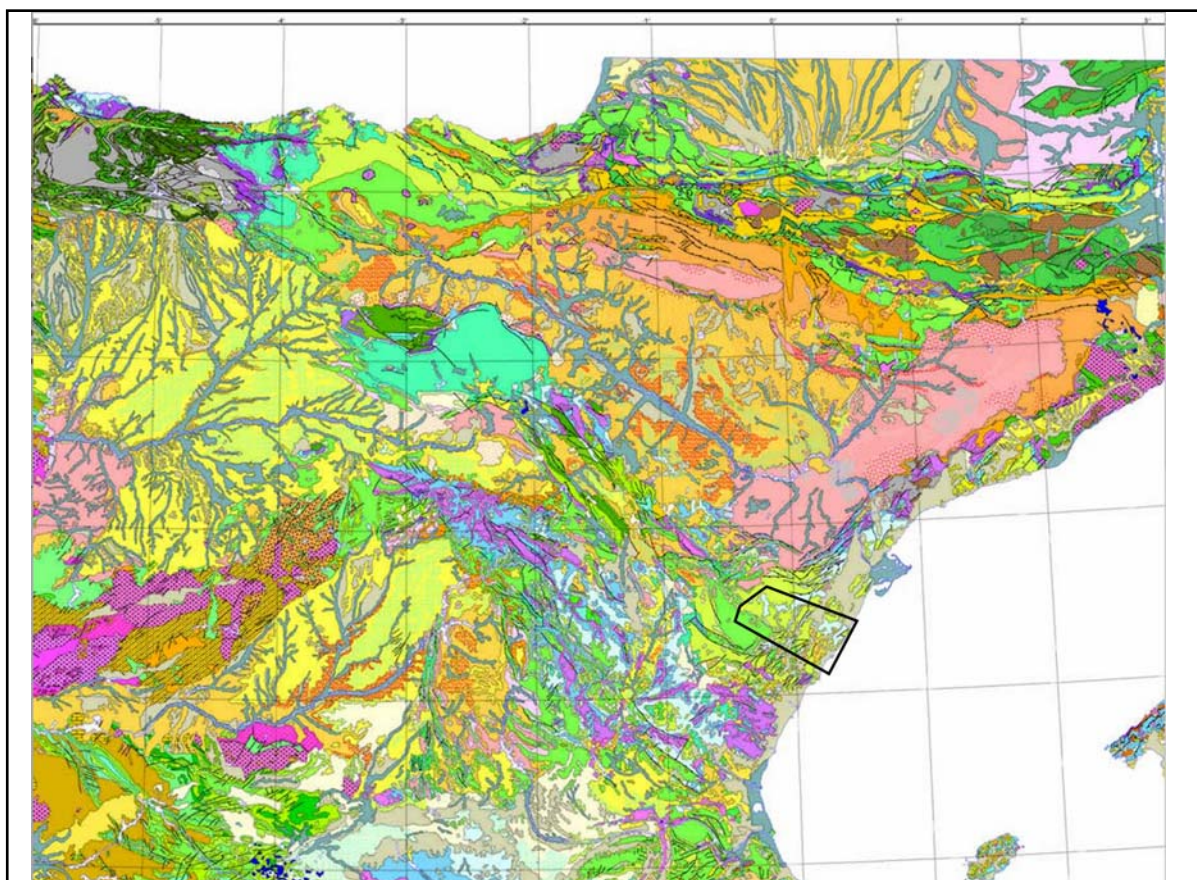


Figura 2.1. Situación del área de estudio en el contexto general de la Cordillera Ibérica. A partir del Mapa geológico 1:1000000 del I.G.M.E.

2) La colisión de Iberia con Europa y posteriormente con Africa durante el Cenozoico trajo consigo la formación de dos orógenos en los bordes N y S de la placa ibérica (Pirineos y Cordilleras Béticas). El interior de la placa se vio sometido a esfuerzos compresivos, que dieron lugar a distintos tipos de deformación (thin-skinned de zócalo y cobertera, Casas-Sainz y Facenna, 2001; De Vicente y Sopena, 2005) en función del comportamiento de la corteza continental: Sistema Central (zócalo rígido), Ibérides (Cordillera Ibérica y Catalánides, con un zócalo menos competente), Cuencas del Ebro y Duero (sin grandes macroestructuras pero con un desarrollo de fracturas muy importante). En el proceso de deformación compresiva en el interior de la placa jugó un papel muy importante la inversión de las cuencas sedimentarias mesozoicas.

3) Contemporáneamente a la convergencia entre Africa y Europa tuvieron lugar procesos extensionales en el margen oriental de Iberia, ligados a la rotación y migración del bloque corso-sardo y la formación de los Apeninos. Estos procesos fueron desencadenados por el roll-back de la placa subducente durante el proceso de convergencia (Facenna et al., 1999). El resultado de estos procesos distensivos fue la estructuración del margen oriental de Iberia en una serie de fosas tectónicas y horsts, y la generación de corteza intermedia en el surco de Valencia, asociado a generación de materiales volcánicos (Roca, 1994). Todo ello contemporáneo con la generación de estructuras compresivas en el margen sur de la placa y la cordillera Bética.

3.1. Caracterización de la etapa extensional

La evolución de las cuencas Ibéricas se inició en el Pérmico (Fig. 3.1), como consecuencia de la individualización y desarrollo de cuencas intracontinentales, aprovechando antiguos desgarres tardihercínicos (Arthaud y Matte, 1975; Alvaro et al., 1979; Arche y López Gómez, 1996). Se identifican cuatro grandes etapas en la evolución de estas cuencas durante el Mesozoico, que son correlacionables con las fases de reorganización a escala de placa (Alvaro, 1991; Salas y Casas, 1993):

1) *Rift Triásico (Pérmico superior-Hettangiense)*: Formación de cuencas aisladas limitadas por fallas de fuerte buzamiento, posiblemente con alcance cortical. Estos depósitos están asociados con manifestaciones volcánicas básicas.

2) *Post-rift Jurásico inferior-medio (Sinemuriense-Oxfordiense)*: Esta etapa está caracterizada por subsidencia de tipo térmico, aunque se identifica la actuación de algunas fallas, y un importante desarrollo de plataformas carbonatadas. Las series depositadas en esta etapa son relativamente homogéneas al nivel de todo el este peninsular.

3) *Rift Jurásico superior-Cretácico inferior (Kimmeridgiense-Albiense medio)*: Etapa principal de la formación de cuencas sedimentarias en lo que es actualmente la Cordillera Ibérica. Con la discontinuidad fincalloviense-intraoxfordiense se ponen de manifiesto los primeros efectos de la reactivación del régimen tectónico distensivo. La continuación de la etapa de rifting da lugar a la compartimentación de las grandes cuencas jurásicas, iniciándose la configuración neocomiense de cuencas de menores dimensiones, pero mucho más subsidentes, separadas por umbrales. Lleva asociada una etapa de fracturación muy importante, y probablemente la de mayor repercusión en el conjunto de los materiales mesozoicos.

4) *Cretácico superior (Albiense superior-Maastrichtiense)*: Durante esta etapa la subsidencia tectónica decrece considerablemente en la Cordillera Ibérica, mientras que en el Pirineo se produce el tránsito de la distensión a la compresión. Durante el Albiense superior la Cordillera Ibérica queda emergida y se produce una sedimentación de carácter fluvial (Fm. Utrillas), para pasar en el Cenomaniense a una etapa de sedimentación marina de plataforma muy homogénea que coincide con los máximos transgresivos.

En general, la sedimentación mesozoica está ligada a una tectónica distensiva que favorece la formación de bloques accionados por mecanismos de tipo lístrico en relación con antiguas alineaciones del zócalo (fallas tardihercínicas, fundamentalmente WNW-ESE, NW-SE y NE-SW). Estos mecanismos condicionan un sistema de dispositivos en graben y semigraben (Salas, 1987).

Los estudios geométricos y cinemáticos realizados en las cuencas de sedimentación cretácicas (Liesa et al., 1994; Soria et al., 2000; Roca et al., 1994) apuntan a la existencia de diferentes estructuras tectónicas mediante las cuales se resuelve la extensión asociada a la etapa rifting que sufre la Placa Ibérica durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior. Estas estructuras vienen condicionadas fundamentalmente por el espesor de la cobertera y estructuras previas existentes en el "zócalo" paleozoico y su estudio detallado permite explicar la formación, estructuración y desarrollo de estas cuencas sedimentarias (Fig. 3.2).

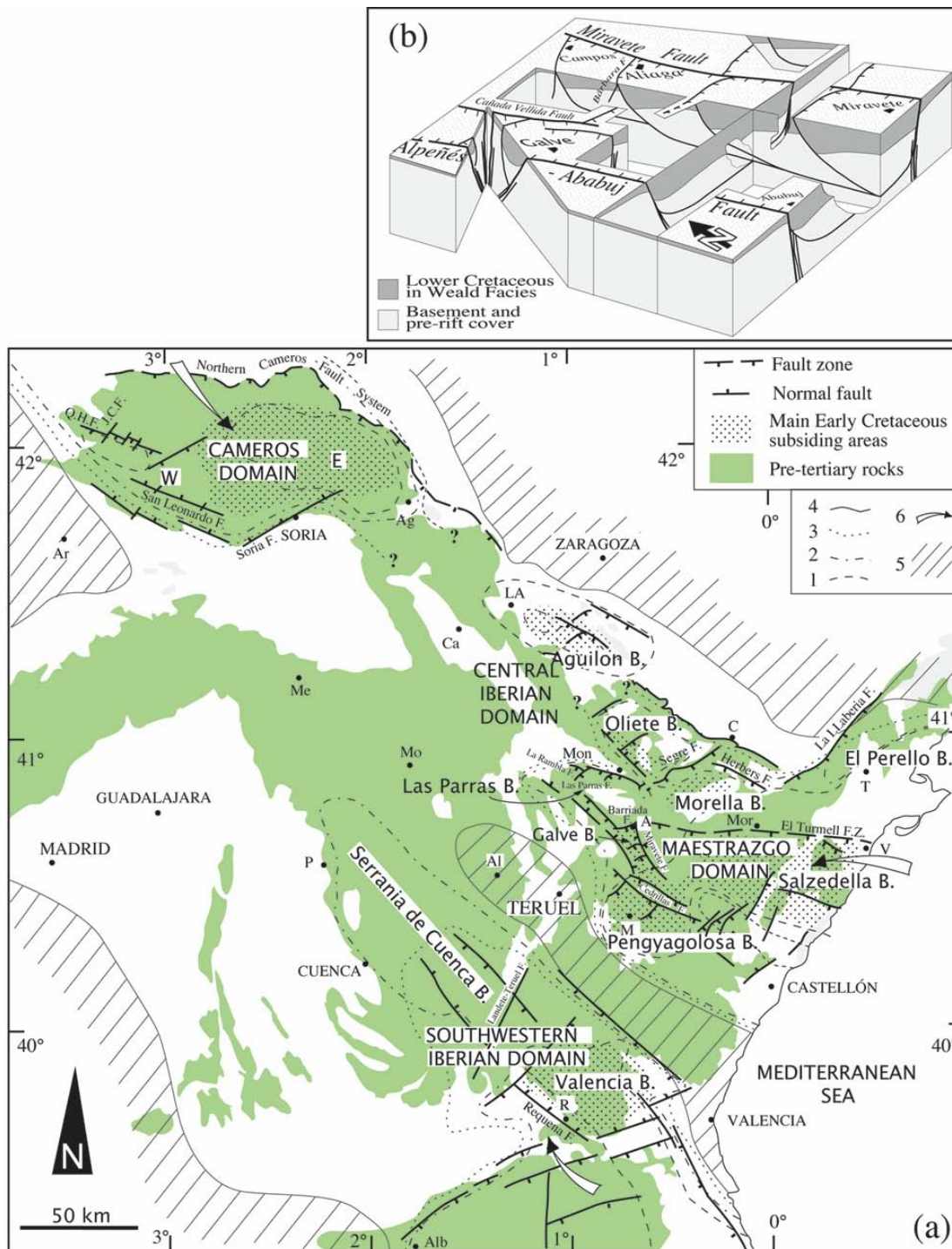


Figura 3.1. Localización de las principales zonas subsidentes y fallas activas durante la etapa de extensión cretácica. Tomado de Capote et al. (2002).

3.2. La tectónica compresiva durante el Terciario

A partir del Cretácico Superior se produce la inversión generalizada de las cuencas extensionales mesozoicas en la Cordillera Ibérica y zona sur-Pirenaica. Consideramos como inversión tectónica positiva el cambio que experimenta una cuenca sedimentaria extensional al sufrir un acortamiento, y convertirse en una zona elevada. La geometría de la deformación compresiva y de los sistemas de cabalgamientos está fuertemente controlada por las fallas normales anteriores, y son muy distintos de los que afectan a zonas con sedimentación de plataforma. En la Cordillera Ibérica las zonas de cabalgamientos más importantes

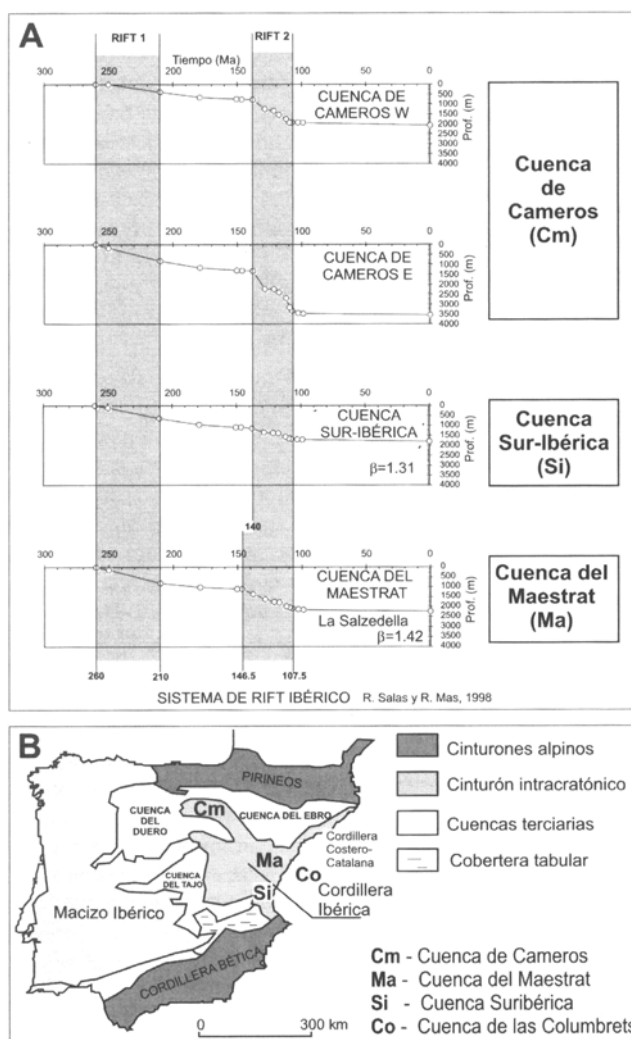


Figura 3.2. Evolución general de las etapas extensionales en la Cordillera Ibérica. Tomado de De Vicente et al. (2005).

Figura 5.23.- A: Evolución de la subsidencia tectónica en las cuencas de Cameros (sectores oriental y occidental), Maestrazgo y Sur-Ibérica. Se señalan las fases de *rifting* triásica (Primera) y finijurásica-eocretácica (Segunda). **B:** Mapa geológico simplificado de la Península Ibérica en el que se muestran las cuatro cuencas más subsidentes del *Rift* Ibérico durante su segunda fase de *rift*, modificadas de Salas et al. (2001) y Mas et al. (2003).

corresponden al borde norte de la antigua cuenca Ibérica, donde las estructuras de inversión tectónica afectan a las antiguas cuencas extensionales (Casas-Sainz, 1992; Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1998; Guimerà et al., 1995, 1996, etc.). En otros puntos de la cadena donde no existen cuencas importantes se produce la deformación del basamento hercínico en forma de pliegues o cabalgamientos (Casas et al., 2000; Guimerà et al., 2004).

Desde el punto de vista teórico, la localización de las zonas de inversión en el interior de la placa ibérica es un tema todavía no resuelto, ya que la extensión que da lugar a la creación de las cuencas sedimentarias produce en la mayor parte de los casos un aumento de la resistencia reológica de la corteza, y por lo tanto dificultaría la localización en esas zonas de la deformación compresiva (Kusznir y Park, 1987). Una hipótesis para explicar estas localizaciones es que la existencia de una fábrica orogénica o tardiorogénica previa dentro de la corteza continental puede debilitar determinadas zonas dentro de la corteza continental de modo que tanto las cuencas intracratónicas extensionales como las zonas deformadas en compresión se sitúan sobre ellas. Esta fábrica cortical con anisotropías importantes marcaría por tanto la geometría y orientación de las

estructuras neoformadas. Por su importancia de cara al trabajo que nos ocupa, discutimos el papel de estos posibles accidentes en el siguiente apartado.

3.3. Influencia de las anisotropías heredadas de la estructura orogénica hercínica y de la fracturación tardihercínica

El conjunto de la Península Ibérica forma parte del orógeno hercínico europeo, cuya estructura en este sector de Europa Occidental viene definida por una zona de colisión continental (Ossa-Morena), que separa dos zonas con vergencia centrífuga. La zona norte define un arco abierto al oeste cuyo núcleo se localiza entre Asturias y la actual cuenca del Ebro. En la rama sur del arco (en la cual se incluyen los afloramientos paleozoicos de toda la Cordillera Ibérica) la vergencia general es NE, mientras que en la rama norte (en la cual se incluyen los Pirineos y los Catalánides) la vergencia general de los pliegues y cabalgamientos es hacia el sur. En las últimas etapas orogénicas (Carbonífero superior y Pérmico) se produjo una fracturación de todo el orógeno que dio lugar a fallas direccionales, de plano subvertical, de importante continuidad longitudinal (Arthaud y Matte, 1977) y en profundidad. En la Península Ibérica estas fallas presentan direcciones dominantes NE-SW a NNE-SSW y NW-SE, en el sector occidental, que pasan a hacerse NNW-SSE y NE-SW con algunas fallas de orientación E-W en el sector oriental de la cadena. Con frecuencia estas fallas aparecen asociadas a mineralizaciones de distintos tipos.

Existe en la actualidad una cierta diversidad de opiniones sobre el papel de los accidentes del zócalo hercínico en la evolución posterior de las estructuras en el interior de la placa ibérica. Para algunos autores (Alvaro et al., 1979, Wees, 1994) las fracturas tardihercínicas jugaron un papel determinante en la disminución de la resistencia cortical en amplias zonas del interior de la placa ibérica, de modo que en las zonas con mayor cantidad de fallas existía una cierta debilidad que permitió la formación de cuencas sedimentarias, y su posterior inversión durante el Terciario. También es cierto que el magmatismo Triásico, de procedencia mantélica y afinidad alcalina parece relacionado con este tipo de fallas, que tendrían, según estos datos, un alcance al menos cortical.

No obstante, existen también numerosos datos que implican la existencia de otros condicionantes en la estructuración dominante de las cuencas mesozoicas y los pliegues y cabalgamientos terciarios, al menos en lo que se refiere a la Cordillera Ibérica. En lo que constituye la Rama Aragonesa de la cadena, la orientación y geometría de los pliegues y cabalgamientos terciarios está condicionada por la geometría de los pliegues hercínicos situados bajo la superficie de discordancia (Casas et al., 2000). En la Sierra de la Demanda y sector de enlace con las Catalánides existen cabalgamientos de bajo ángulo que cortan el zócalo paleozoico y que despegan posiblemente en las pizarras del Precámbrico. En otros puntos los cabalgamientos terciarios resultan de la reactivación de los propios cabalgamientos paleozoicos. Existe además una fábrica dominante en las rocas paleozoicas como es la esquistosidad de plano axial, relacionada con pliegues y en algunos casos con cabalgamientos que podría condicionar la localización y geometría de las estructuras formadas durante el Terciario. Por otro lado, los niveles de despegue para algunas fallas normales, como las formadas durante el rifting del Triásico superior y Cretácico Inferior en la parte central de la Cordillera Ibérica son superficiales y se sitúan en niveles pizarrosos de la serie paleozoica.

Todos estos datos hacen pensar en la hipótesis de la existencia de distintos tipos de accidentes de zócalo que no pueden agruparse de forma simple. Estos accidentes tendrían distinto alcance cortical y su papel durante las etapas mesozoicas de la evolución de distintas cuencas dentro de la placa sería también diferente.

3.4. Fracturación y campos de esfuerzo en la cordillera Ibérica. Metodología.

La evolución meso-cenozoica de la placa Ibérica viene marcada por una importante fracturación en el interior de la placa, que pueden ser caracterizadas mediante una combinación de técnicas del campo de la Geología Estructural y la Geomorfología, incluyendo la teledetección, el análisis de fotografía aérea y los estudios de campo. La utilización de la Teledetección resulta útil para identificar las estructuras presentes en materiales recientes (Neógeno-Cuaternario) que normalmente muestran un bajo grado de deformación (i.e.: Drury y Berthe, 1993; Jutz y Chorowitz, 1993; White, 1993). La fracturación en este tipo de materiales viene reflejada, sobre todo, por rasgos morfológicos (erosión de los planos de falla, orientaciones preferentes de la red hidrográfica, etc.), difíciles de detectar mediante fotografía aérea convencional pero que quedan resaltados mediante la superposición de determinadas bandas de las imágenes satélite (Thematic Mapper

obtenidas por el satélite Landsat) o por la acentuación del relieve en las imágenes de radar (tomadas por el satélite ERS). A partir de estas imágenes es difícil en muchos casos determinar a que tipo de deformaciones corresponden las discontinuidades lineares que se observan, por lo que se utiliza la palabra genérica "lineamiento". Con posterioridad al estudio de la imagen de satélite se deben comparar los lineamientos con los datos obtenidos mediante otros métodos (fotografía aérea convencional, estudios geológicos regionales, datos de campo, datos geofísicos, etc.).

Mediante el estudio de las imágenes de satélite (Sabins, 1987) se pretenden determinar las direcciones principales de fracturación que afecten a materiales de distintas edades. Las dimensiones de las fallas y fracturas de estas áreas varían desde unos pocos centímetros a varios kilómetros. Tradicionalmente el estudio de esta fracturación se ha realizado a dos escalas bien diferentes: a escala de afloramiento (micro o mesoestructural) y a escala macroestructural. Los resultados, obtenidos a partir de las metodologías propias de cada escala de observación, son, en gran medida, difícilmente correlacionables. En los últimos tiempos se han desarrollado métodos de análisis a escalas intermedias (cartografías de detalle) que facilitan la comparación entre las distintas escalas y permiten discriminar efectos de fracturas mayores sobre las de menor entidad.

La relación entre tipos de esfuerzos y geometría de las fallas comenzó a estudiarse en los años 50 con el modelo de fracturación de Anderson (1951) y la ecuación de Bott (1959). El empleo en Francia de la informática en el análisis poblacional de fallas hacia los años 70 y 80 dió lugar a los métodos de Angelier y Mechler (1977), Armijo y Cisternas (1978), Etchecopar et al. (1981), Etchecopar (1984), Reches (1987). En los últimos años, los avances informáticos han permitido la aparición de nuevos métodos gráficos y numéricos de amplia aceptación (Delvaux et al., 1992; Reches et al., 1992). En España se han propuesto diversos métodos analíticos originales (Simón Gómez, 1986; De Vicente, 1988; Galindo Zaldívar y González Lodeiro, 1988; De Vicente et al., 1992). En estos momentos los equipos de investigación que realizan análisis de poblaciones de fallas utilizan varios de los métodos existentes de forma combinada para aumentar la fiabilidad de los resultados. A partir de los datos de esfuerzos locales, obtenidos del análisis poblacional de fallas y mecanismos focales de terremotos, se realizan mapas de trayectorias de esfuerzos mediante programas informáticos de interpolación matemática de datos direccionales (el de mayor aceptación en este momento es el programa LISSAGE de Lee y Angelier, 1994).

A partir de los distintos métodos de análisis de la fracturación se han determinado una serie de etapas en la evolución de la cadena. Las etapas extensionales, responsables de la mayor parte de la fracturación de la Cordillera (aunque muchas de las fracturas formadas en esta etapa han sido posteriormente reactivadas como fallas inversas o direccionales durante las etapas compresivas) han sido caracterizadas por Capote et al. (2002) como responsables de dos familias de fracturas ortogonales: NW-SE a NNW-SSE y NE-SW, o bien E-W a ESE-WNW y N-S a NNE-SSW. El campo de esfuerzos relacionado con la formación de estas fracturas es un régimen próximo a la extensión radial (es decir, con los dos ejes de esfuerzos horizontales de parecida magnitud), aunque las condiciones locales de esfuerzo son variadas y probablemente fueron influenciadas por la existencia de fracturas previas, incluyendo las grandes fallas tardihercínicas (Liesa, 2000).

Durante la compresión alpina se han distinguido varias direcciones de compresión, a partir del análisis de la fracturación: a partir de la síntesis de más de 1500 direcciones de compresión en el NE peninsular Liesa (2000) distingue tres principales campos de esfuerzos compresivos: un campo de compresión ibérica, con la dirección del esfuerzo máximo NE-SW, un campo de compresión Bético (s.l.), con la dirección del esfuerzo horizontal máximo NW-SE y un campo compresivo pirenaico en dirección N a NNE. El campo compresivo ibérico es el mejor representado en el conjunto de la Cordillera Ibérica, y Liesa (2000) y Capote et al. (2002) consideran que puede relacionarse con la formación de las principales macroestructuras de la cadena. Los distintos campos compresivos sufren desviaciones en el espacio, debido fundamentalmente a la presencia de macroestructuras (ver, por ejemplo, Casas et al., 1992).

Finalmente, la distensión tardía, especialmente presente en el sector oriental de la Cordillera Ibérica, es la responsable de la formación de macroestructuras distensivas y de la reactivación como fallas normales de muchas de las mesoestructuras formadas durante las etapas anteriores. El campo de esfuerzos distensivo es considerado por Capote et al. (2002) como de dirección NW-SE a WNW-ESE, y relacionado con el rifting en el margen oriental de la península y la apertura del surco de Valencia. Estos mismos autores consideran

que este campo evolucionó durante el Plioceno-Cuaternario a un régimen de esfuerzos radial, responsable de la formación de domos y de la reactivación de las fallas formadas en anteriores etapas.

4. ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO.

La zona de estudio se caracteriza por presentar afloramientos exclusivamente de rocas de edad Mesozoica y Cenozoica, con los materiales más antiguos situados en el Jurásico inferior-medio. Sin embargo, existen tres sondeos profundos que permiten determinar los espesores de materiales más antiguos, como es el caso del Triásico (Figura 3.1). Las series Jurásicas presentan un carácter relativamente homogéneo en toda la zona, aunque con algunas variaciones en relación con su proximidad al mar abierto, mientras que las series del Cretácico inferior muestran variaciones de potencia y facies muy importantes, en relación con la estructuración de las cuencas extensionales (Figura 3.1). Las facies Weald, situadas sobre los materiales del Jurásico marino, son de origen continental o marino somero, y evolucionan hacia la parte superior a materiales netamente marnos (facies Urgon, de edad en general Aptiense), para pasar posteriormente a facies nuevamente continentales (Formaciones Escucha-Utrillas), con poca representación en el área de estudio. El ciclo mesozoico culmina con las calizas del Cretácico superior, también con escasos afloramientos en la zona estudiada.

Los materiales cenozoicos aparecen asociados bien a las fosas miocenas, bien a las fosas cuaternarias, ya que prácticamente no aparecen materiales detríticos contemporáneos con las etapas compresivas, como sucede en áreas más próximas a la cuenca del Ebro. La mayor parte de las rocas terciarias son de origen continental, relacionadas con abanicos aluviales con área fuente en los relieves formados durante la extensión neógena.

En cuanto al Triásico, aparece bien representado en el sondeo de Bobalar, con más de 1500 metros atravesados por el mismo. Sin embargo, la potencia del Triásico se reduce considerablemente hacia el E y el W, disminuyendo a unos 500 metros en el sondeo de Salsadella. Dentro de la serie Triásica es relevante, además de la existencia de dolomías, la presencia de un espesor importante de evaporitas a nivel del Muschelkalk medio, que ha funcionado como nivel de despegue regional para muchas de las estructuras distensivas y compresivas de la zona (Guimerà, 1988).

En cuanto al Jurásico, los afloramientos son relativamente escasos, y solamente aparece en el bloque levantado de las fallas normales neógenas en algunos de los horst del sistema de fosas. También aparece cortado en los sondeos citados anteriormente (figura 4.1). La potencia máxima de todo el conjunto de la serie Jurásica (exceptuando la secuencia Titónico-Berriasiense) está en torno a los 500 metros, y se mantiene relativamente homogénea en toda la zona de estudio. Hacia el norte, en el sondeo Maestrazgo-1 (figura 4.2) se ha interpretado sin embargo una serie jurásica más potente, con más de 1000 metros, aunque probablemente incluya parte de la secuencia Titónico-Berriasiense. Las facies jurásicas son similares a las del resto de la Cordillera Ibérica con niveles de calizas y alternancias de calizas y margas.

La secuencia Titónico-Berriasiense, correspondiente en parte al Jurásico superior reviste una gran importancia por sus características de cara al estudio hidrogeológico, y en ella se ha centrado gran parte de la investigación de la fracturación reflejada en el presente informe. Su espesor se sitúa entre los 200 y 300 metros, aumentando suavemente desde el oeste hacia el este. La formación más característica de este tramo es la Fm. Bobalar (figura 4.3), aunque parte de la secuencia se considera formada por la Fm. Talaies. Las facies características son calizas bien estratificadas o masivas, en algunos casos dolomitizadas.

La secuencia del Cretácico inferior de la cuenca del Maestrat es una de las más características, ya que en el conjunto de la Cordillera Ibérica corresponde a una de las dos áreas con subsidencia importante durante esta etapa. En general esta serie se caracteriza, a diferencia de otros lugares de la cuenca ibérica, por un neto predominio de los carbonatos marinos someros, interrumpido solamente por sistemas clásticos de carácter deltaico durante el Aptiense basal y el Albiense (Mas y García, 2004; Salas, 1989; Salas et al., 1995). En el conjunto de la cuenca las variaciones de espesor son muy importantes debido a la existencia de fallas activas y bloques basculados (figura 4.4). La zona más subsidente en esta etapa corresponde en el sector estudiado a la cuenca de la Salzedella, con 2500 m de espesor (Salas et al., 2005).

Las series del Albiense y Cretácico superior están poco representadas a nivel de afloramiento en la zona de estudio, y en general presentan una tendencia inversa en cuanto a variaciones de espesor, disminuyendo progresivamente desde el oeste (donde llegan a alcanzar potencias totales de más de 500 m) hacia el este.

Finalmente, la sedimentación terciaria está representada por materiales continentales correspondientes a abanicos aluviales, con importantes variaciones de facies (Simón, 1985), y con potencias difíciles de estimar debido a que se presentan subhorizontales y ocupan el fondo de las fosas tectónicas. En algunos lugares se han detectado hasta 150 metros de materiales neógenos (Mioceno fundamentalmente) y hasta 200 metros de sedimentos pliocuaternarios.

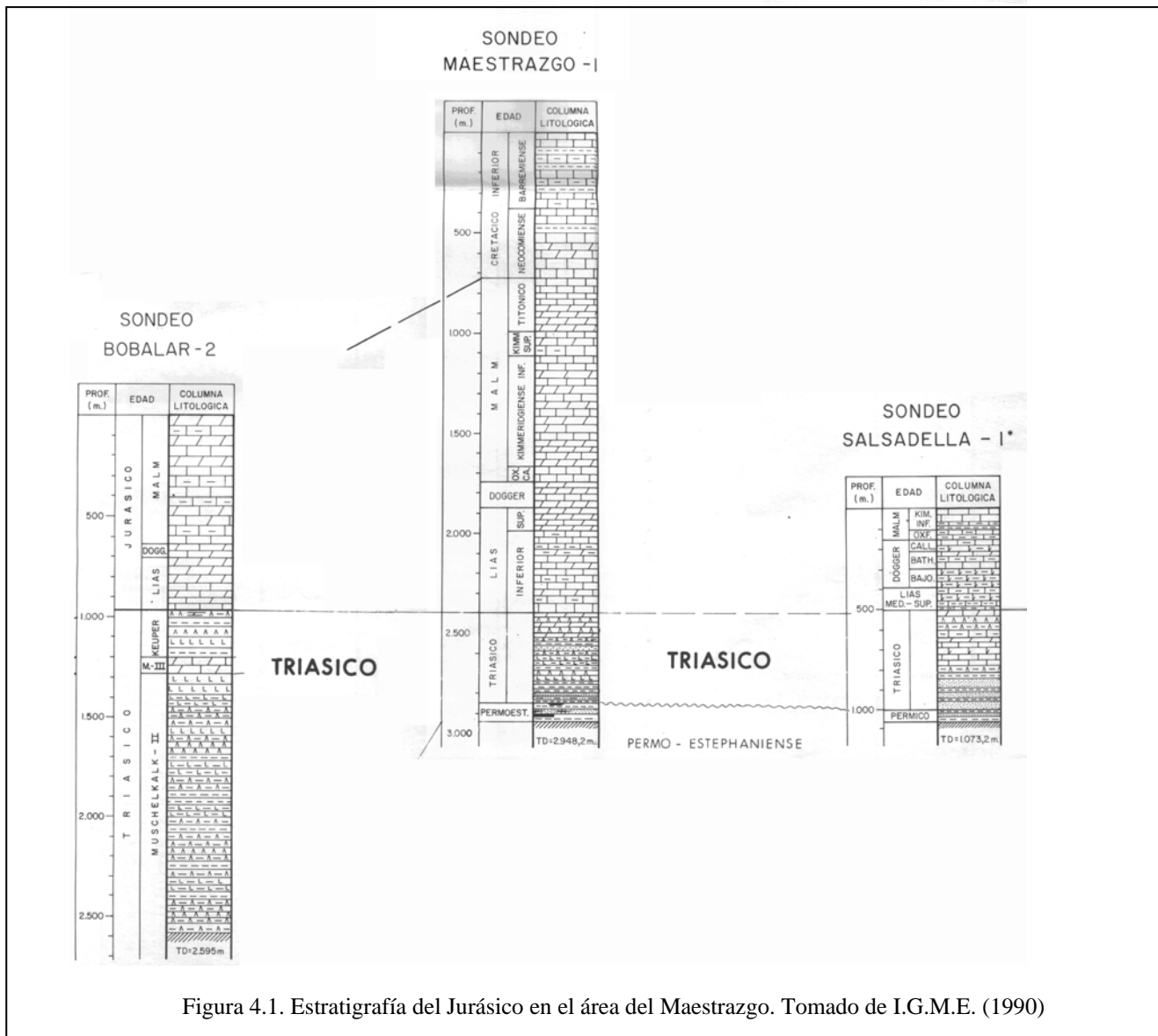


Figura 4.1. Estratigrafía del Jurásico en el área del Maestrazgo. Tomado de I.G.M.E. (1990)

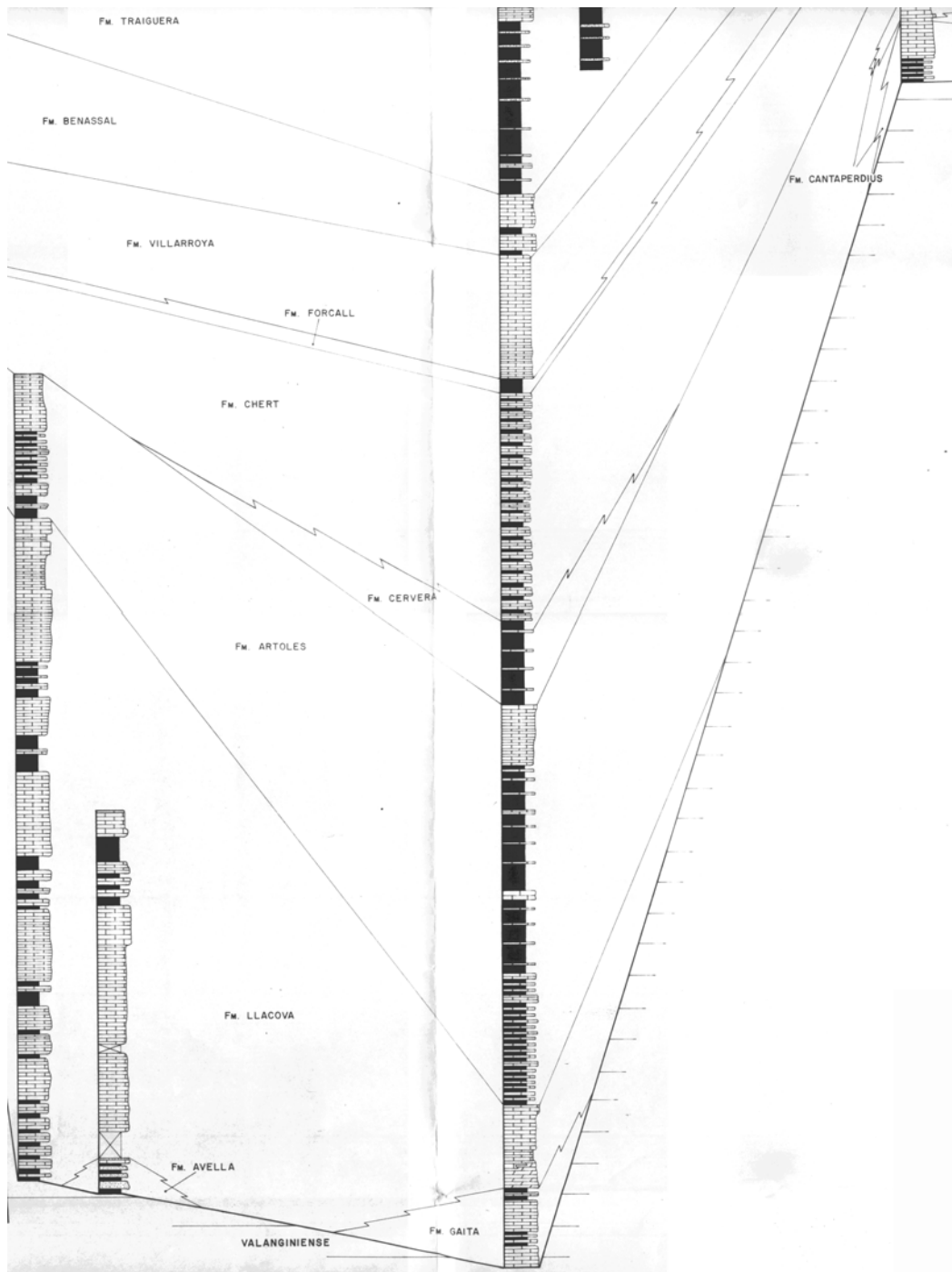


Figura 4.2. Estratigrafía del Cretácico inferior en el área del Maestrazgo. Tomado de I.G.M.E. (1990)

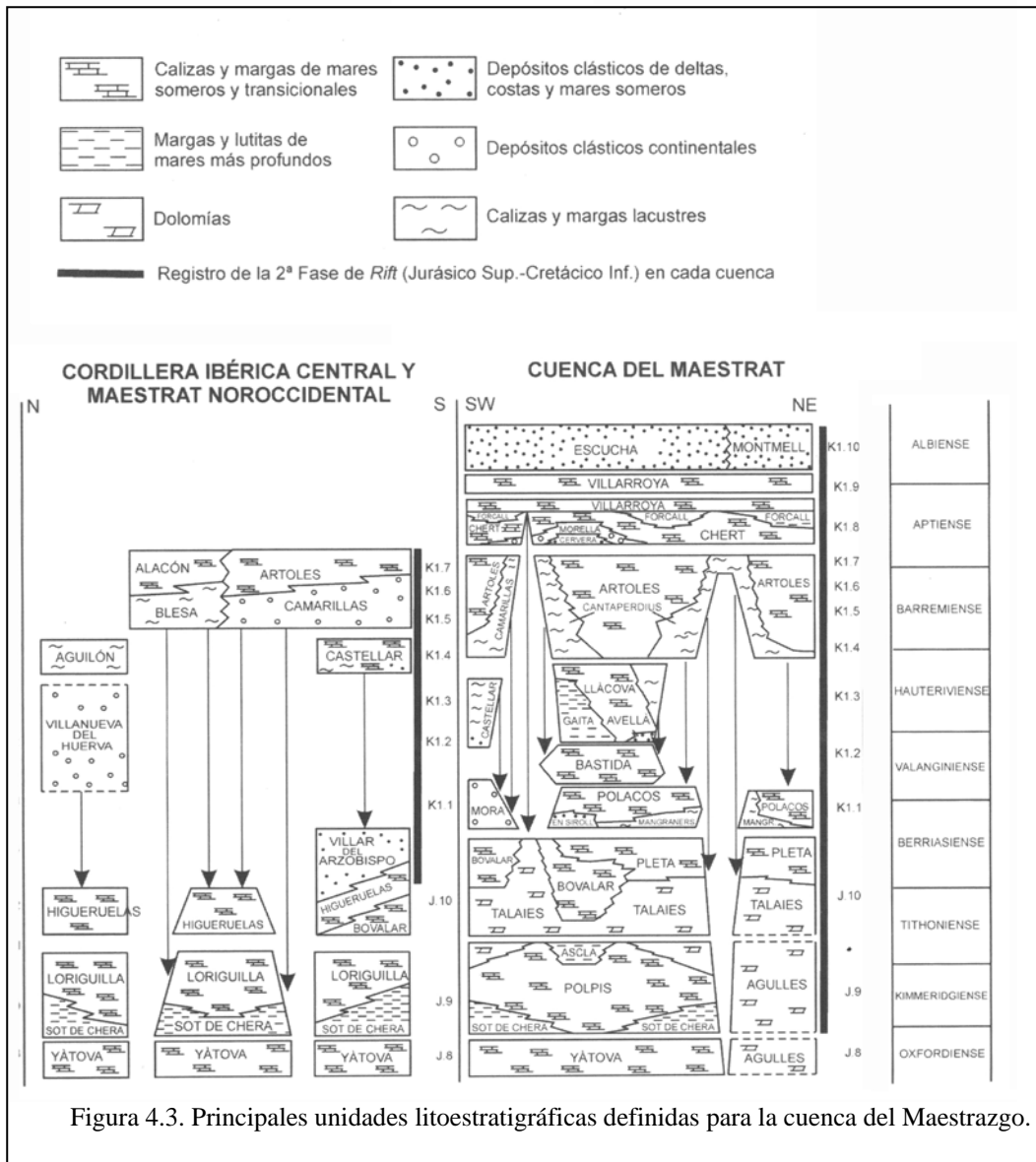


Figura 4.3. Principales unidades litoestratigráficas definidas para la cuenca del Maestrazgo.

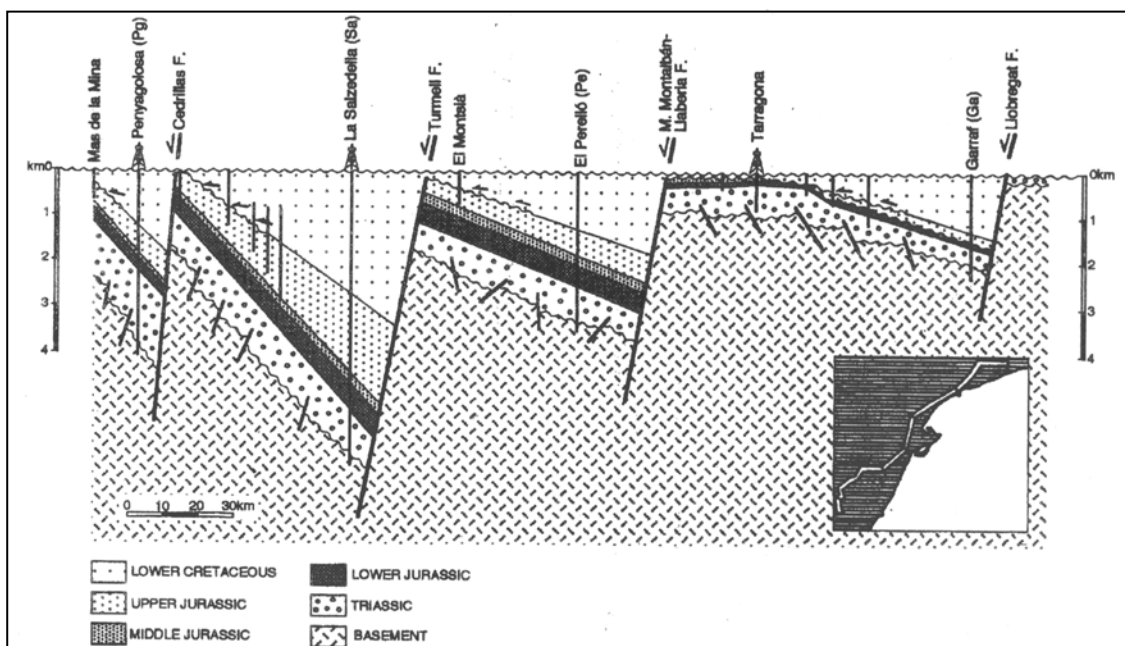
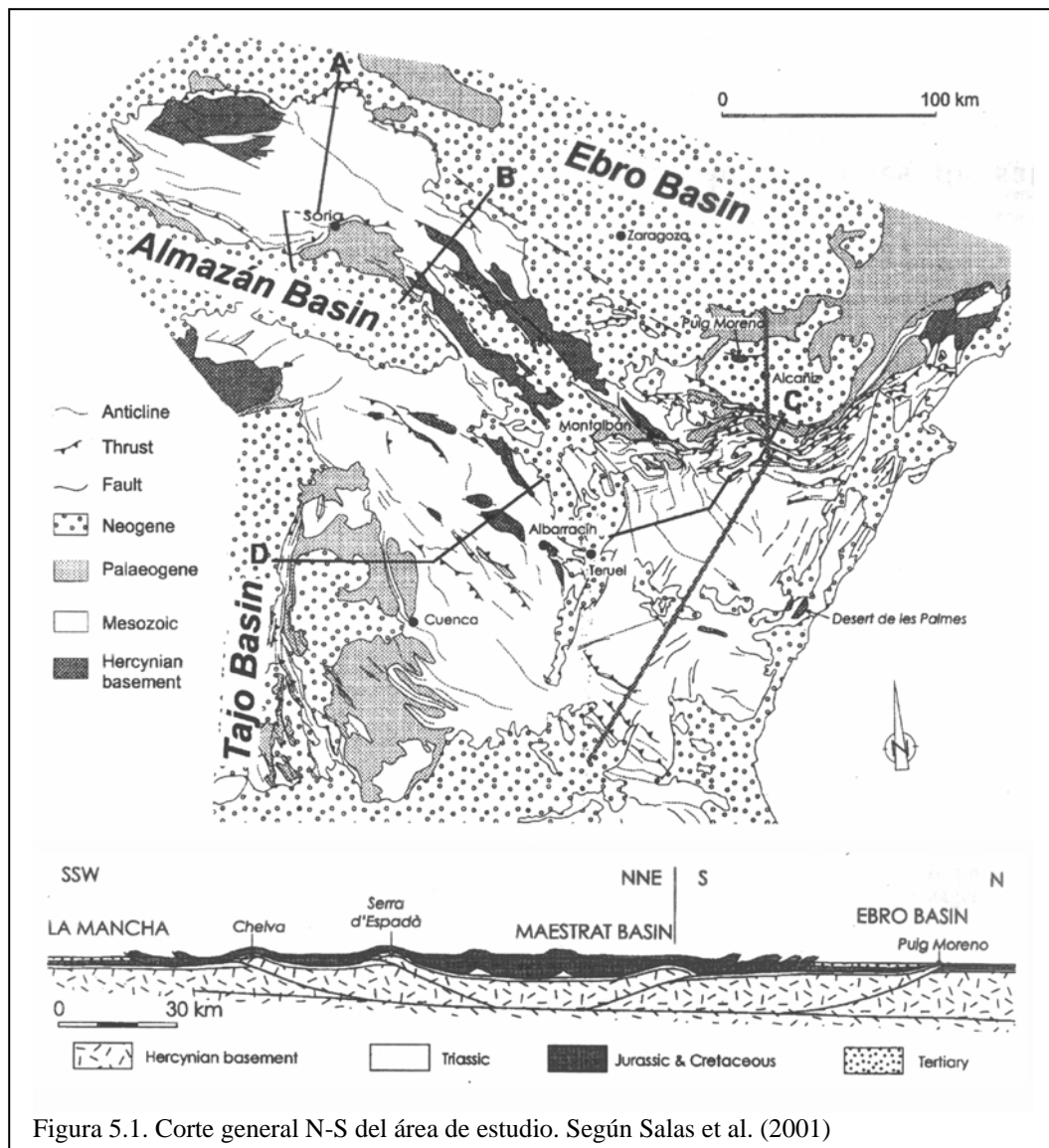


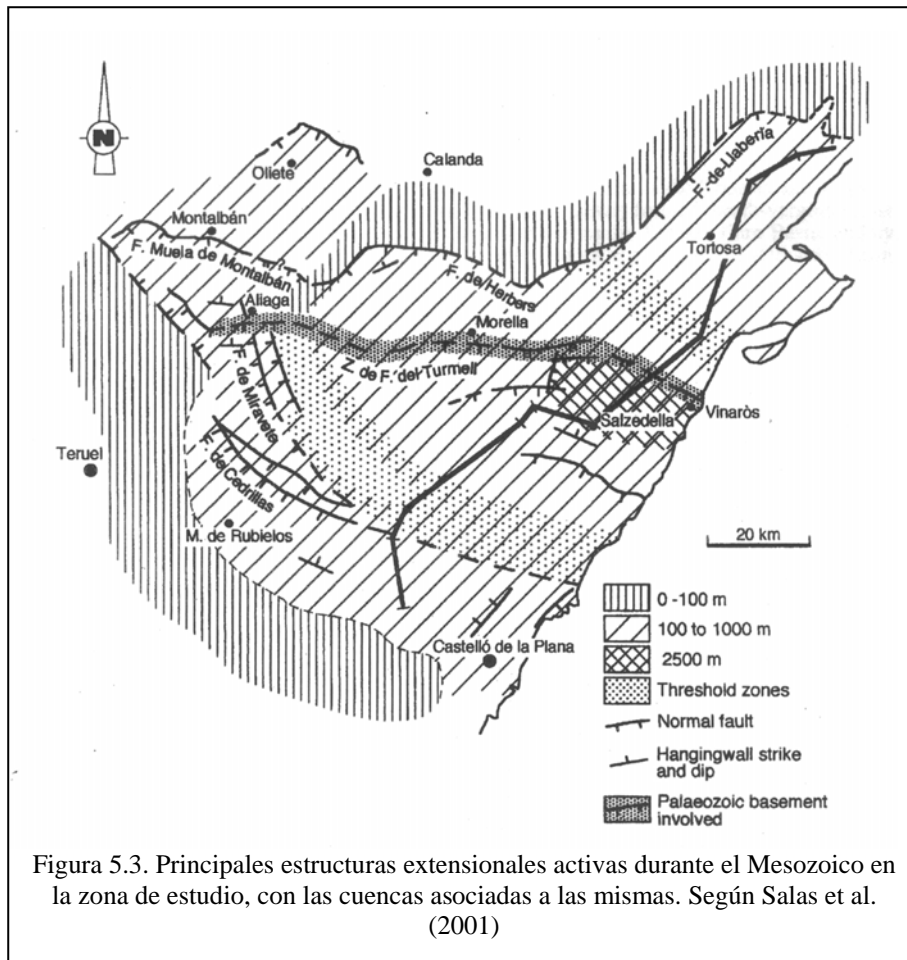
Figura 4.4. Variaciones de espesor de las series estratigráficas ligados a fallas extensionales mesozoicas. Tomado de Salas et al. (2005)

5. MACROESTRUCTURA DE LA ZONA DE ESTUDIO

5.1. Estructuras compresivas

La zona estudiada presenta una estructura relativamente sencilla, ya que la mayor parte de las estructuras compresivas que forman el esqueleto de la Cordillera Ibérica desaparecen al oeste de Morella (Fig. 5.1). De hecho, la única estructura compresiva importante que aparece en la zona de estudio es el anticlinal de Bobalar, de dirección aproximada N-S. Esta estructura se prolonga hacia el sur en el anticlinal de Villafranca, que presenta una traza cartográfica considerablemente más irregular. En el caso de las dos estructuras la geometría que presentan es asimétrica, con uno de los flancos de fuerte buzamiento, que llega a presentarse vertical en el caso del anticlinal de Villafranca, y otro con buzamientos más suaves, en torno a 30-40°. El anticlinal de Bobalar presenta una zona de charnela subhorizontal amplia, en torno a 2 km, presentando en conjunto una geometría de pliegue en caja (box-fold). Los dos anticlinales descritos son de escasa amplitud, ya que el buzamiento de las capas pasa rápidamente a la horizontal a menos de 1 km de distancia de las zonas con fuerte buzamiento. Esta circunstancia, unida a su orientación, hace pensar en el origen de los dos anticlinales como el resultado de formación de estructuras compresivas sobre fallas mesozoicas extensionales.





5.3. Estructuración neógena

En cuanto a la extensión neógena en todo el sector oriental de la zona de estudio, las estructuras formadas durante esta etapa son las principales responsables del relieve actual y de la configuración estructural de la zona (Fig 5.4 , 5.5 y 5.6). Las fallas normales de escala cartográfica presentan orientaciones dominantes NNE-SSW, que varían hasta N-S y NE-SW, de modo que en muchos puntos los grandes accidentes de orientación NNE-SSW están formados por anastomosamiento de fallas con diferente orientación. Teniendo en cuenta la estructura mesozoica, es muy probable que muchos de estos accidentes correspondan a fallas o fracturas mesozoicas reactivadas durante la distensión neógena, aunque durante el mesozoico esta dirección de fracturación no da lugar a cambios importantes en la potencia de las secuencias sedimentarias.

En conjunto la estructuración neógena ha dado lugar a una serie de horst y graben de los cuales los más importantes son, de oeste a este: el horst de Ares, la fosa de Catí, horst de la Mola, fosa de Tirig, que empalma hacia el sur con las fosas de Albocàsser y la Rambla de la Viuda, horst de Engarcerán, fosa de las Covas de Vinromá, que hacia el norte enlaza con la fosa de Sant Mateu, conectada a su vez con la de Tirig, horst de Valdancha, fosa de Alcalá de Xivert, que enlaza sin solución de continuidad hacia el N con el Plà de Benicarló, y horst de la Serra d'Irta, en cuyo margen oriental se sitúa el sistema de fosas off-shore de la costa mediterránea. En general todo este sistema de horst y graben es a grandes rasgos paralelo a la línea de costa actual y a la tendencia general de las curvas de anomalías gravimétricas de Bouguer que indican un adelgazamiento continuo de la corteza desde la placa ibérica hacia el mar (Mezcua et al., 1996). Además, hacia el oeste aparecen otras dos fosas menores, con origen quizá erosivo pero con indudable control estructural, que también están controladas por fracturas de la misma orientación: el polje de Vistabella y la fosa de la Rambla de la Cana. El alineamiento de estas dos depresiones, de dirección NNE-SSW marca el final del sistema de alineaciones de depresiones y graben que puede seguirse desde la costa hacia el interior.

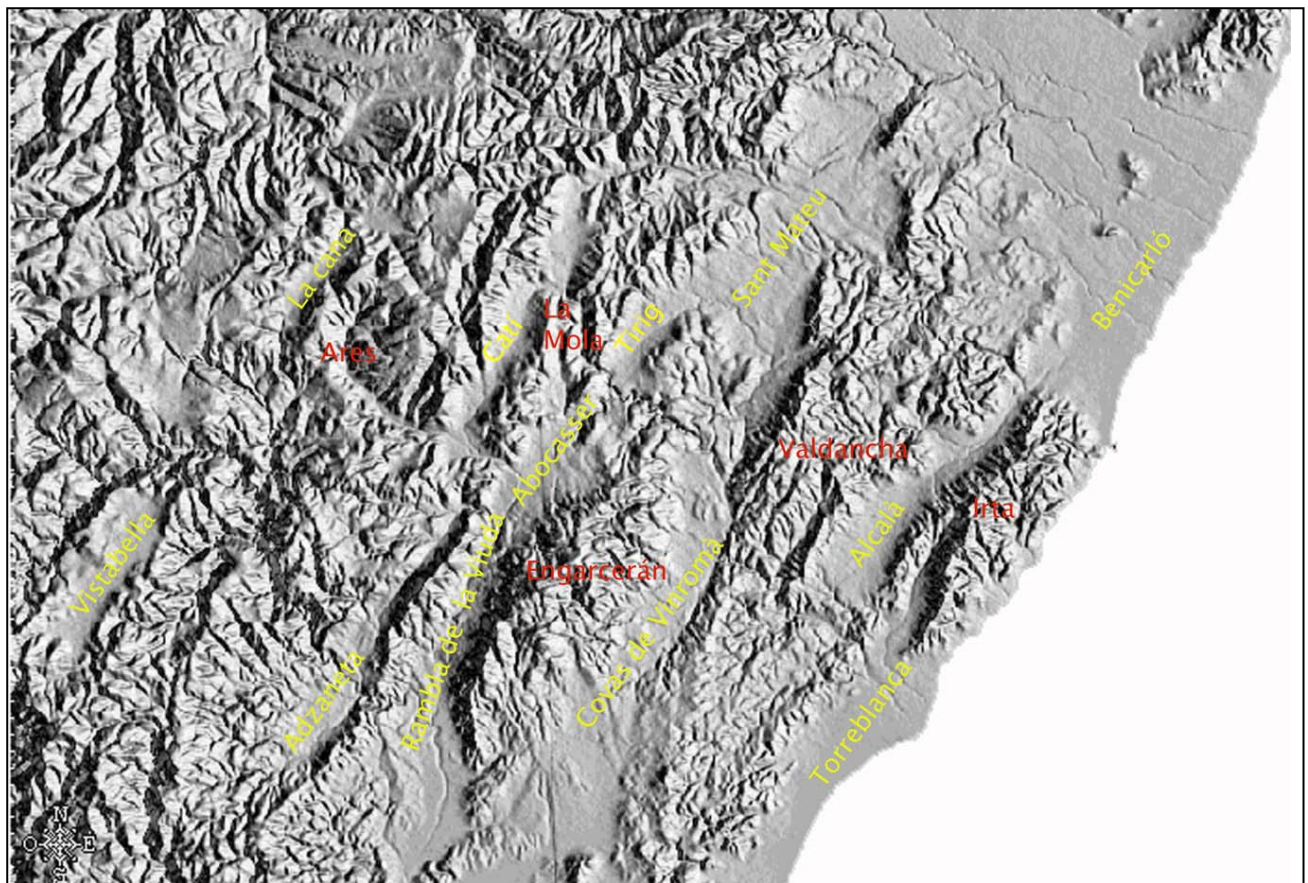


Figura 5.4. Modelo digital del terreno mostrando la estructura en horsts y graben

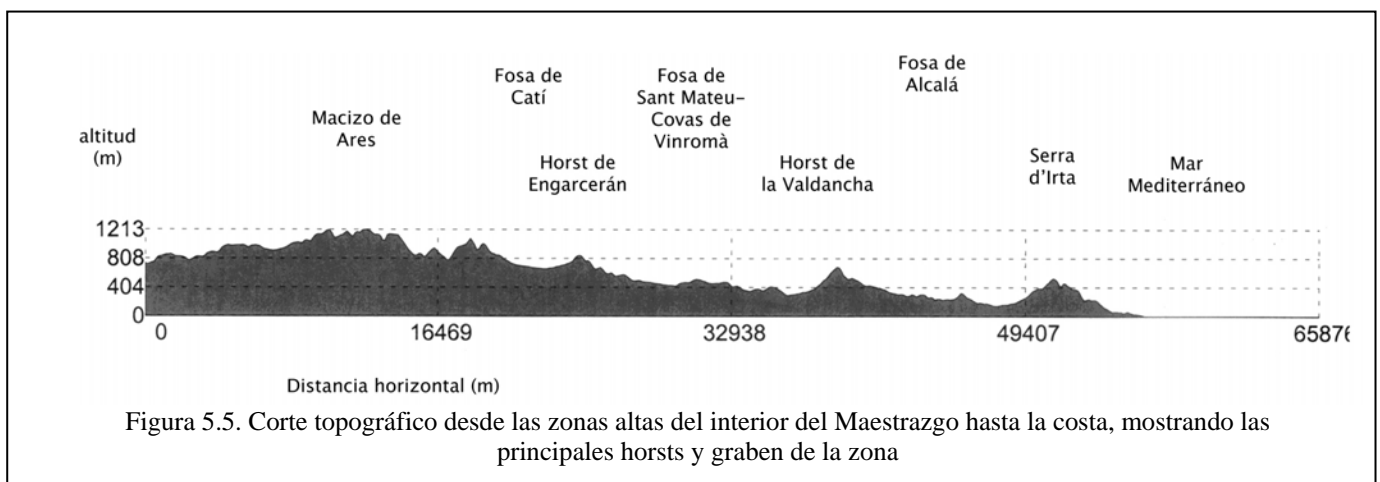


Figura 5.5. Corte topográfico desde las zonas altas del interior del Maestrazgo hasta la costa, mostrando las principales horsts y graben de la zona

A pesar de la existencia de perfiles de reflexión sísmica en zonas cercanas a la costa (figura 5.7), su calidad no es óptima para la interpretación de la estructura general de las fosas litorales del Maestrazgo, por lo que en gran parte la interpretación de la estructura profunda del sector debe considerarse un tanto especulativa. No obstante, a partir de la macroestructura de la zona pueden obtenerse algunos datos que permiten constreñir la estructuración general del área y los saltos de las principales fallas normales. Teniendo en cuenta además la escasez de estructuras compresivas paleógenas en toda la zona de estudio, se puede asumir que, al menos en parte, el buzamiento adquirido por las series estratigráficas está en relación con las estructuras extensionales. Existe además la posibilidad de separar estructuras extensionales mesozoicas, en general de orientación E-W y relacionadas con las variaciones de potencia y facies de las series del

Cretácico, de las estructuras que han funcionado durante el Neógeno, en general de orientación NNE-SSW (Simón, 1985). Por tanto, parte de las asunciones que utilizaremos aquí están plenamente justificadas por el marco macroestructural.

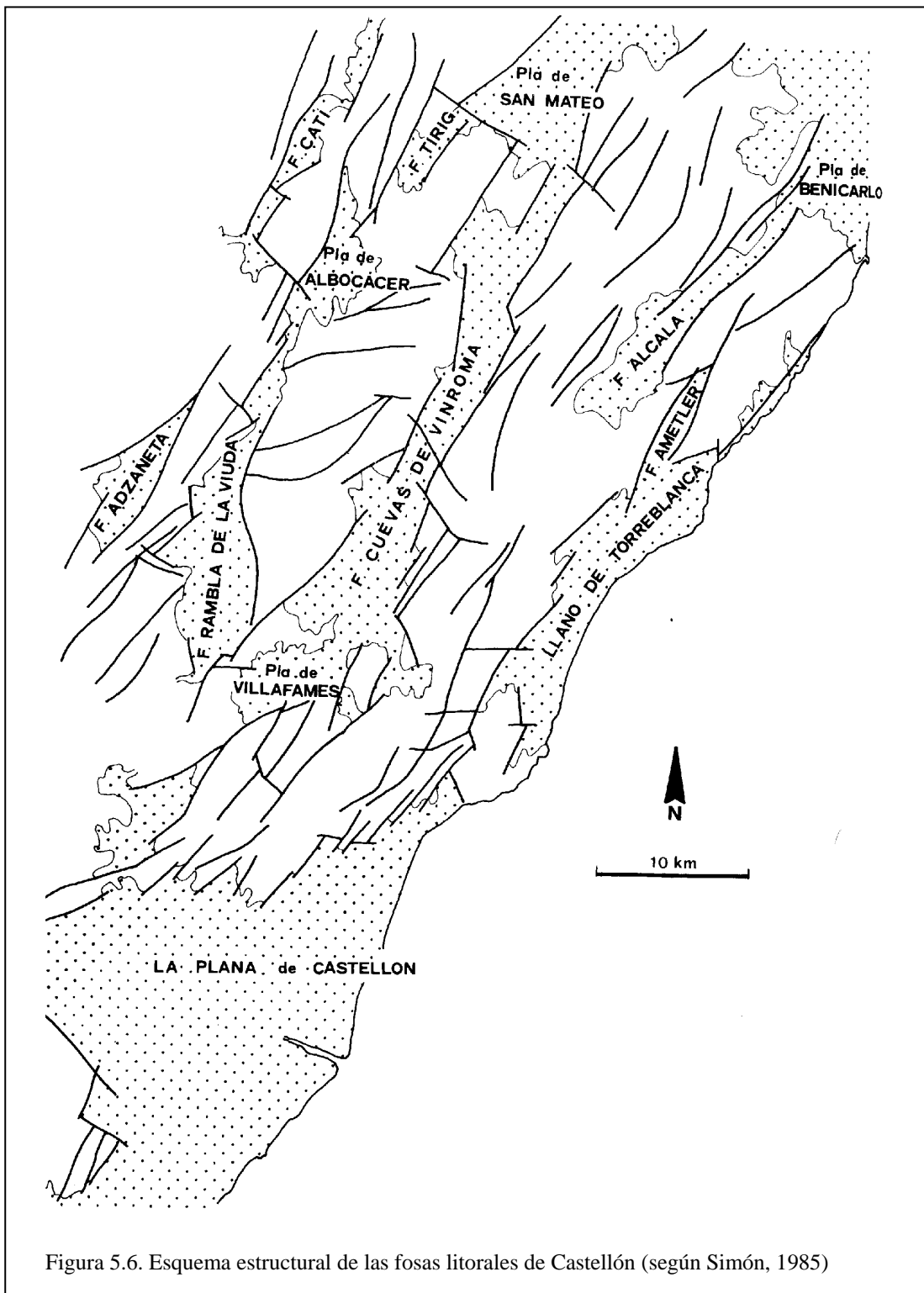


Figura 5.6. Esquema estructural de las fosas litorales de Castellón (según Simón, 1985)

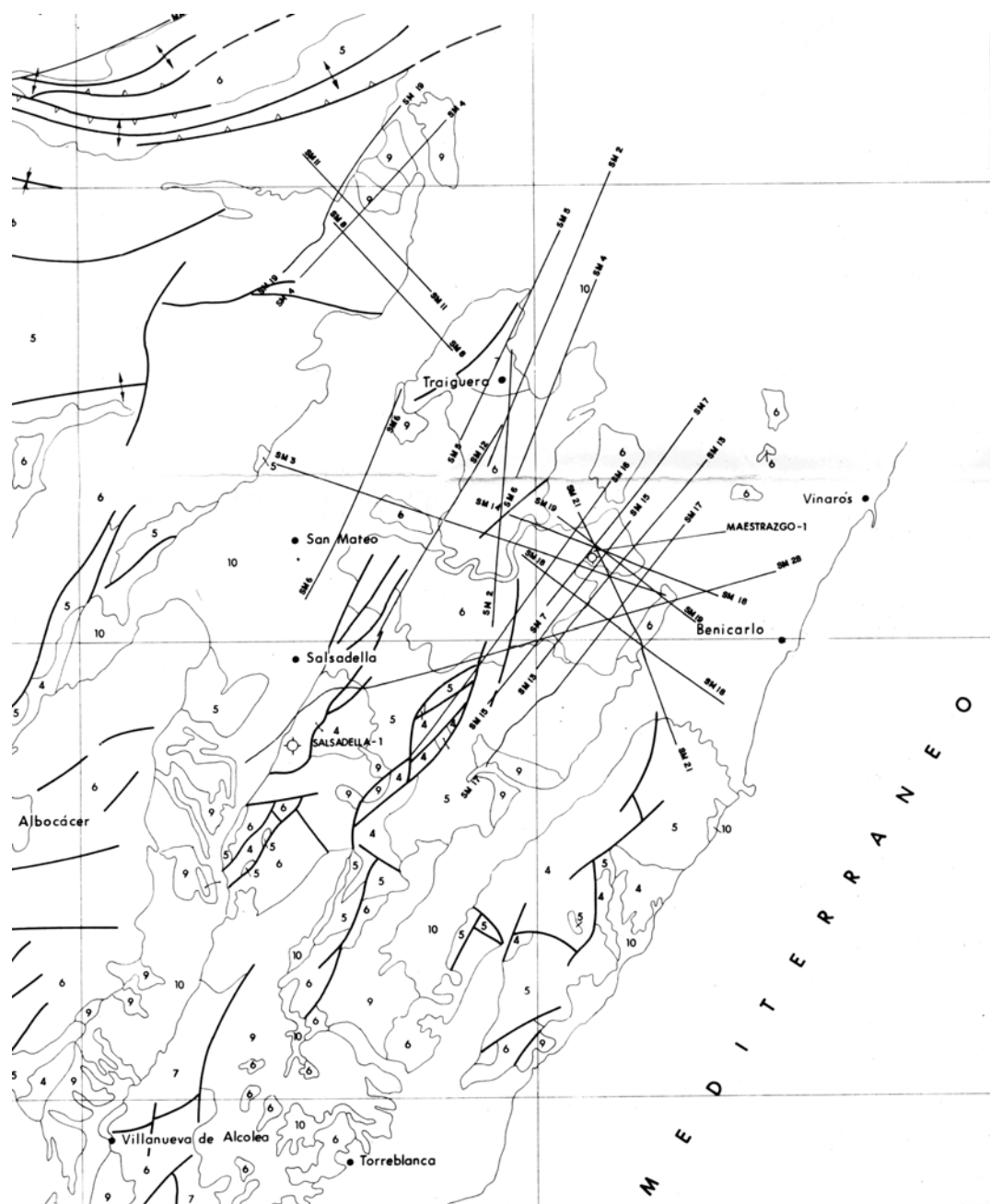


Figura 5.7. Localización de los perfiles de reflexión sísmica con fines de prospección petrolífera realizados en el sector oriental del área de estudio. Tomado de I.T.G.E. (1990).

Uno de los aspectos fundamentales que hay que intentar dilucidar es el del salto vertical de las fallas, y la relación de este con la potencia de las formaciones acuíferas, ya que la posibilidad de segmentar y establecer límites a estas viene definido precisamente por las fallas normales. El cálculo de los desplazamientos de las fallas fue establecido por Simón (1985) utilizando como marcador la superficie de erosión fundamental (o penillanura fundamental) de la Cordillera Ibérica. Sin embargo, algunas contradicciones con los datos estratigráficos (por ejemplo el hecho de que de acuerdo con el desplazamiento de la penillanura el salto de la falla es superior al indicado por el desplazamiento de la serie estratigráfica aflorante en ambos bloques) hace surgir dudas sobre la posibilidad de utilizar este marcador. Además, hay que tener en cuenta que numerosos trabajos han resaltado el carácter más complejo de las superficies de erosión en la Cordillera Ibérica (Gracia et al., 1999; Gutiérrez y Gracia, 1997; Casas-Sainz y Cortés-Gracia, 2002). En estos trabajos se pone de manifiesto la existencia de varios niveles de superficies de erosión determinadas por condicionantes erosivos y de nivel de base, y por tanto, no relacionados con accidentes tectónicos que las desnivelan. Por ello en el presente trabajo, la estimación de los desplazamientos de las fallas se ha realizado a partir de los saltos estratigráficos medidos en las distintas unidades desplazadas. Como en nuestro caso la edad del movimiento de la falla no es especialmente relevante, ya que lo que afecta realmente al funcionamiento hidrogeológico es



Figura 5.9. Buzamiento regional hacia el oeste de la serie del Cretácico inferior en el bloque oriental de la fosa de Catí



Figura 5.10. Buzamiento hacia el oeste de la serie del Cretácico inferior en el bloque occidental de la fosa de Catí.

En cuanto a los saltos calculados para las fallas, se han tenido en cuenta los propuestos por Simón (1985) a partir de indicadores geomorfológicos, y se han calculado también de acuerdo con los saltos estratigráficos observados en la cartografía (Tabla 5.1). Se ha considerado también la posibilidad de calcular los saltos en la vertical de las fallas a partir de los basculamientos de la serie y las distancias horizontales entre los afloramientos del bloque superior y del bloque inferior (figura 5.11). Los cálculos realizados mediante este último método arrojan saltos de falla considerablemente mayores que los obtenidos mediante los otros

métodos. Estas diferencias pueden deberse bien a que el buzamiento de las capas no se mantienen por debajo de las zonas de fosa donde no afloran y existen drags (pliegues de arrastre) normales, o bien a la existencia de sedimentos miocenos por debajo de los depósitos cuaternarios que afloran en el fondo de las fosas. Esta última posibilidad es factible en algunas de las fosas, que presentan fallas normales con buzamiento al E, ya que Simón (1985), a partir de cambios de facies, interpreta la geometría de las fosas costeras durante el Mioceno en este mismo sentido.

En cuanto a los saltos estimados, los más importantes corresponden a las fosas de Catí y de Alcalá de Chivert, con desplazamientos que podrían llegar a segmentar la Fm. Bobalar, aislando por una parte el conjunto de la zona oriental del área de estudio del sector occidental, y por otra parte la unidad de la Serra d'Irta del resto del acuífero. En el caso de las otras fallas los desplazamientos son intermedios por lo que probablemente la continuidad lateral de las formaciones acuíferas se mantenga en el resto del área de estudio (Tabla 5.1).

Fosa	Lugar	Buzamiento medio bloque hundido	Salto de la serie +salto topo-gráfico	Distancia horizontal considerada	Salto vertical calculado considerando el buzamiento constante	Salto vertical estimado a partir de la serie estratigráfica	Salto vertical máximo estimado a partir de indicadores geomorfológicos (Simón, 1985)
Alcalá de Xivert	Alcalá de Xivert	30 E	200 m	3500 m	2220 m		150 m (margen opuesto)
Alcalá de Xivert	Santa Magdalena de Pulpis	Horizonta				500 m	400 m
El Ametler	Rambla del Ametler	30 E	450 m	1000 m	1027 m		
Covas de Vinromà	Torre Endoménech	20 W	300 m	300 m	410 m		
Adzaneta	Adzaneta	30 E		2000 m	1154 m		
Tirig-Albocàsser	Tirig					100 m	
Tirig-Albocàsser	Albocàsser	30 W	200 m	1000 m	777 m		
Catí	Pico Espaneguera	Horizonta	400 m			600 m	>600 m
Catí	Catí					400 m	>600 m
La Canà	La Canà					50 m	

Tabla 5.1. Saltos de falla calculados para las principales fallas de las fosas litorales

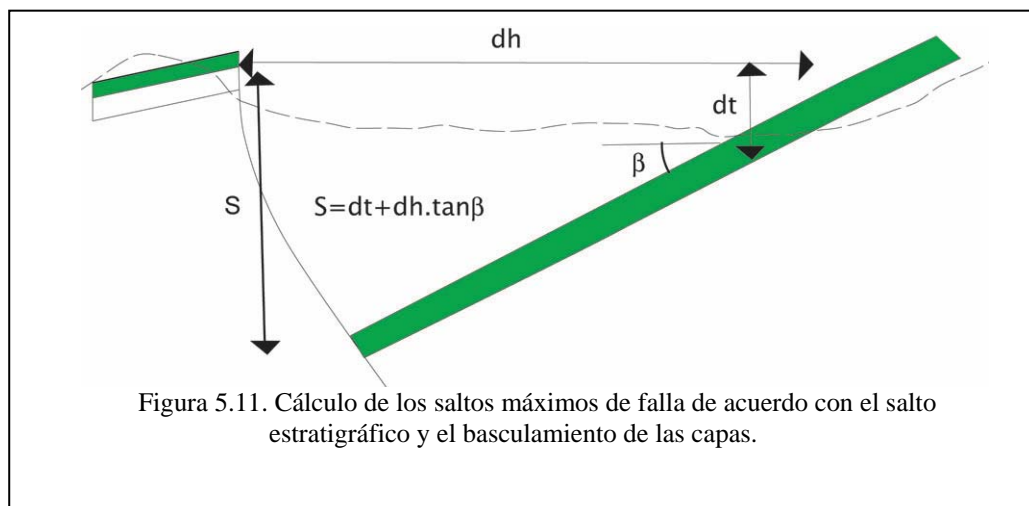
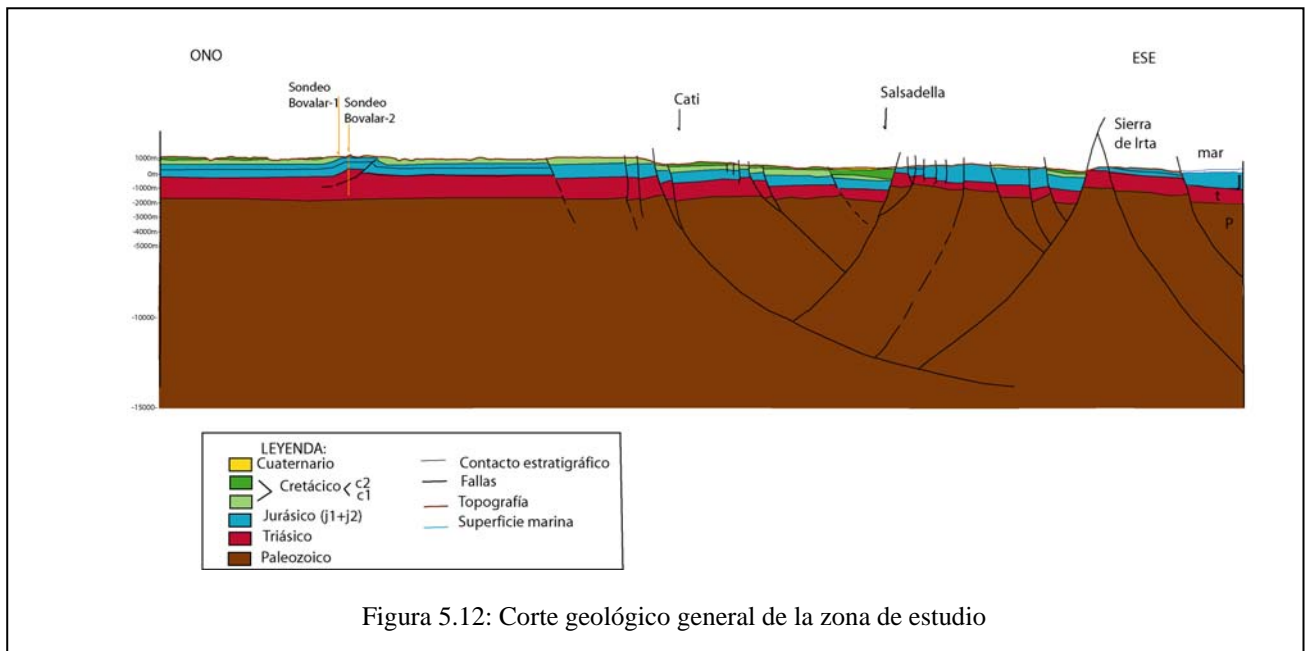


Figura 5.11. Cálculo de los saltos máximos de falla de acuerdo con el salto estratigráfico y el basculamiento de las capas.

Después de analizar los datos anteriores y la bibliografía se ha realizado un corte geológico general con el fin de tener un correcto punto de vista de la zona (Fig. 5.12).



6. Variaciones regionales del patrón de fracturación

6.1. La fracturación a escala cartográfica

En cuanto a la fracturación de escala cartográfica, se ha realizado una cartografía de síntesis a partir de los mapas geológicos realizados por el I.G.M.E., en el cual se recogen todas las fallas de escala cartográfica de la zona. A pesar de los inconvenientes de una cartografía de este tipo, en la que probablemente los criterios de definición de fallas cartografiables han variado de unos mapas a otros, y en la que además existen diferencias en la cartografía debido a condiciones de afloramiento y de posibilidad de detección de las fallas por medio de la fotografía aérea, este documento proporciona una idea general de la localización y orientación de las principales estructuras.

Dentro de la zona de estudio se pueden distinguir varios sectores en función del patrón de distribución de la fracturación de escala hectométrica a kilométrica, distinguible en cartografía geológica y fotografía aérea:

- Sector costero con predominio de la fracturación NE-SW (materiales del Triásico, Jurásico y Cretácico). Relacionada con la fracturación tardía ligada a la extensión en el margen mediterráneo. Las fallas y fracturas cortan a las estructuras compresivas y delimitan zonas de horst y graben próximas a la costa. A veces se relacionan con las fracturas de dirección E-W. Constituye el grupo dominante de fracturas hasta 20 km tierra adentro desde la costa y se mantienen en el fondo marino.

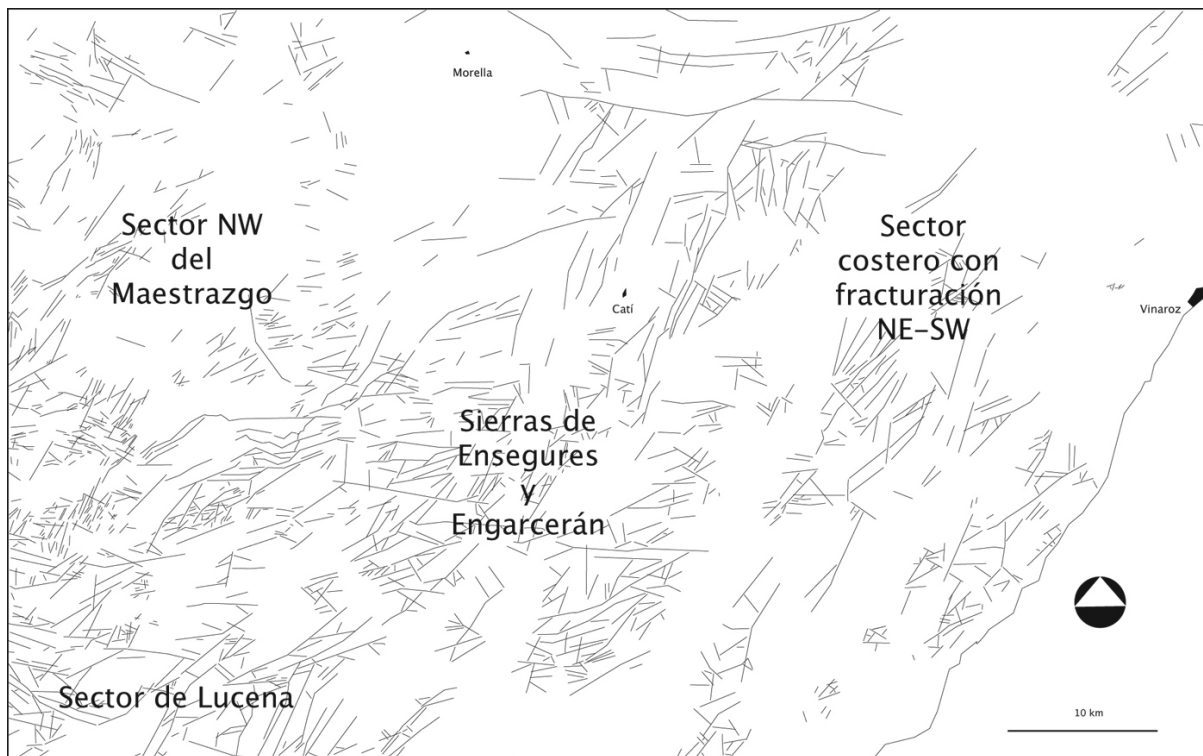


Figura 6.1. Sectores en que se distinguen distintos patrones de fracturación generales

- Sector NW del Maestrazgo, en el que dominan los afloramientos de materiales del Cretácico inferior y Jurásico. La estructura está controlada en esta zona por la dirección dominante de las estructuras compresivas de la Cordillera Ibérica, con pliegues de dirección N-S (Portell de Morella), probablemente resultantes de la inversión de estructuras extensionales mesozoicas, y E-W (Castellfort), con un espaciado entre pliegues que disminuye fuertemente hacia el N, al aproximarse a las estructuras frontales del borde norte de la Cordillera Ibérica. Existen también en este sector algunas fallas de orientación NE-SW, pero la mayor parte de la fracturación, de dirección E-W es probablemente heredada de la etapa de rifting del Cretácico inferior, y las estructuras compresivas paleógenas corresponden a la inversión de estructuras extensionales previas.

- Sierras de Ensegures y Engarcerán: es probablemente la zona más compleja desde el punto de vista de la fracturación, en parte debido también a que las fracturas se identifican mejor en los materiales carbonatados del Cretácico Superior. En este sector desaparecen las estructuras compresivas de orientación propiamente ibérica (NW-SE) que se prolongan desde el W, y son sustituidas por una estructura tabular con fallas de direcciones NW-SE y E-W.

- Sector de Lucena del Cid, donde aparece bien representada toda la serie del Cretácico inferior, especialmente el Aptiense (facies Urgon). Las fracturas dominantes en esta unidad presentan también dirección dominante NE-SW, aunque existen diferencias entre la zona norte del anticlinorio de Lucena y la zona sur (Fig. 6.1).

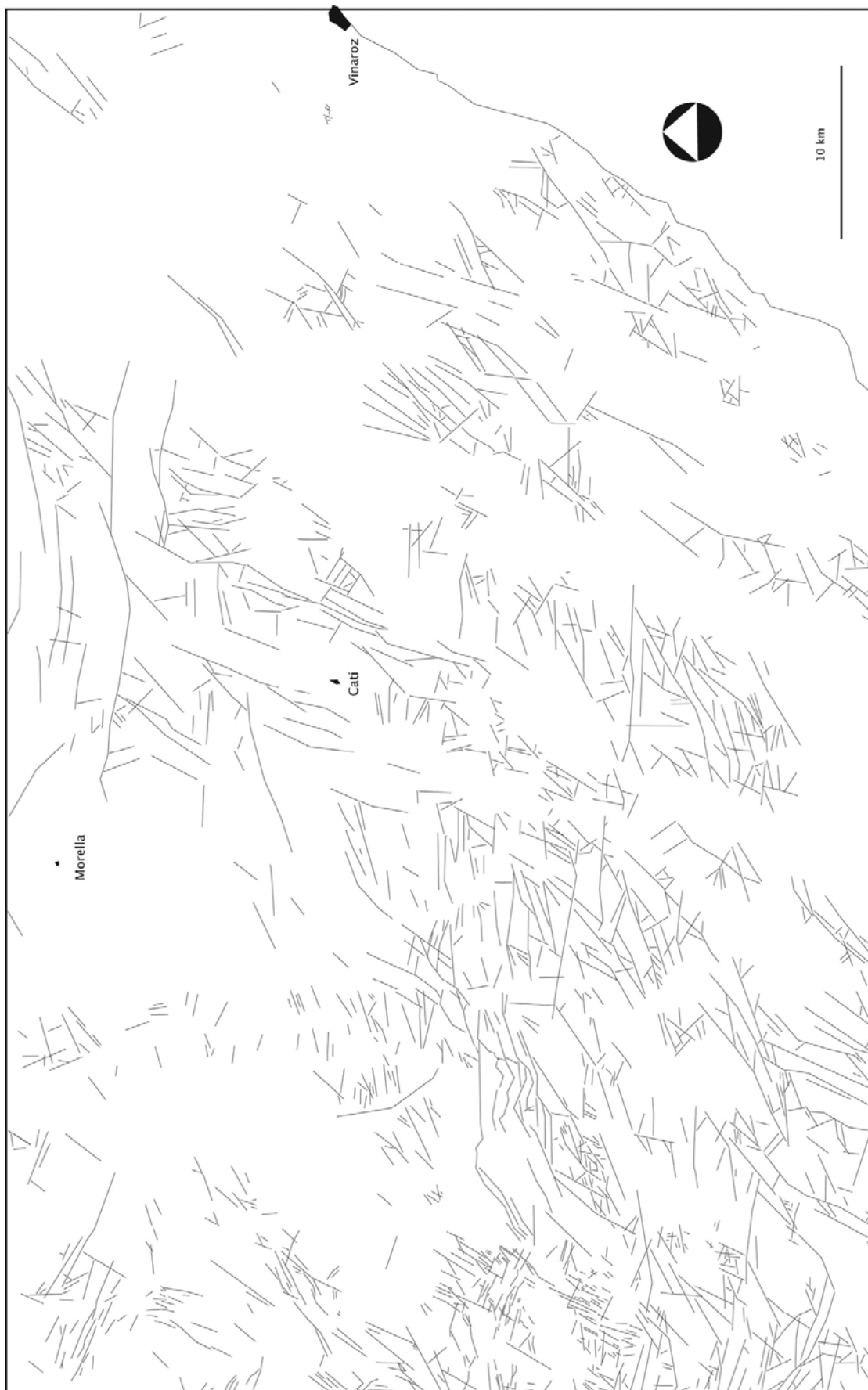


Figura 6.2. Fracturación a escala cartográfica del acuífero del Maestrazgo

6.2. Análisis de imagen de la fracturación a escala cartográfica

El análisis de lineamientos mediante métodos informáticos proporciona una herramienta importante para definir las direcciones preferentes de fracturación y sus variaciones espaciales. En algunos casos se puede aplicar incluso la definición de áreas con distinta densidad de fracturación (Casas et al., 2000). En el área de estudio se ha podido aplicar el análisis de orientaciones de lineamientos a partir de la cartografía de la fracturación, pero no el análisis de densidad de los mismos, debido a que existen áreas cubiertas por materiales pliocenos y cuaternarios donde no puede definirse el patrón de fracturación. La existencia de estas bandas, correspondientes a las zonas de fosa tectónica impone variaciones en la densidad que están pues relacionadas con el tipo de material y no con la fracturación de la zona.

La relación longitud-frecuencia para las fallas analizadas (figura 6.3) muestra una distribución normal, cuyo límite inferior viene dado por el límite de resolución de la cartografía, y el límite superior muestra un descenso logarítmico hacia los valores altos. Las longitudes de las fallas analizadas a escala cartográfica muestran máximos de frecuencia para las fallas con longitudes en torno a los 800-900 m. Existe también una cierta relación entre la longitud de las fallas y su orientación (figura 6.4). Las fallas de dirección cercana a E-W presentan las mayores longitudes de las analizadas, seguidas por las de dirección NNE-SSW. Entre las fallas de menores dimensiones no se observa una relación directa entre orientación y longitud cartográfica de las mismas, dando una nube relativamente homogénea en la parte baja del diagrama.

En cuanto a las orientaciones del total de fracturas, puede observarse en la figura 6.5 que existe un amplio espectro en la orientación de fallas, con un máximo absoluto en dirección NNE-SSW, y máximos relativos muy próximos al máximo absoluto en direcciones prácticamente continuas desde NNE hasta E-W. En cambio, a partir de esta última orientación, el porcentaje de fallas disminuye gradualmente y muy pocas se sitúan en orientación NW-SE, de modo que en conjunto se observa una anisotropía muy marcada de la fracturación con dominancia absoluta del cuadrante NE.

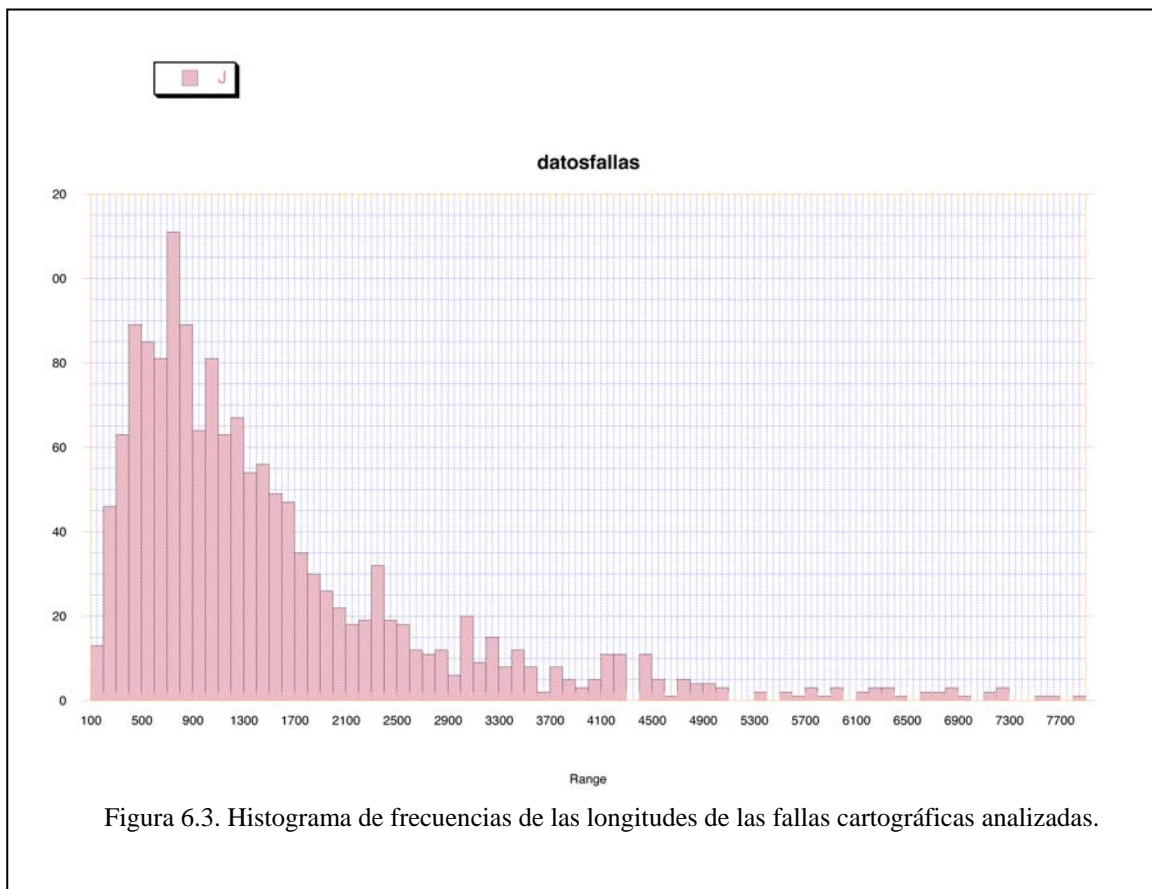
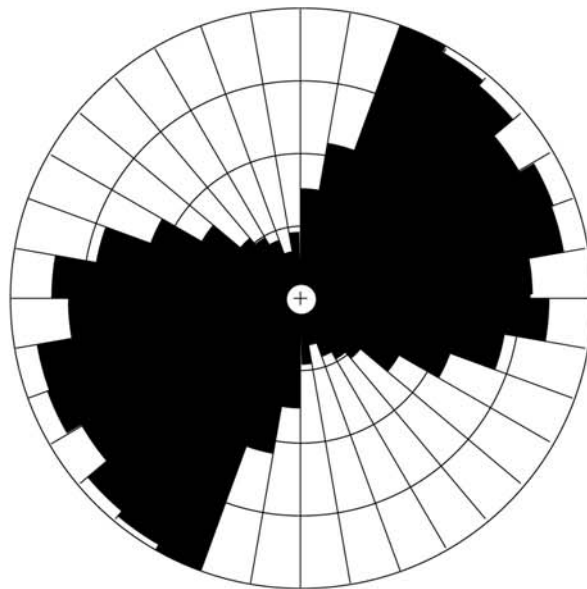


Figura 6.3. Histograma de frecuencias de las longitudes de las fallas cartográficas analizadas.



fallastotales	Statistics
N = 1517	Vector Mean = 61.7
Class Interval = 10 degrees	Std. Error = 3.06
Maximum Percentage = 9.0	R Magnitude = 0.328
Mean Percentage = 5.55 Standard Deviation = 2.78	Rayleigh = 0.0000

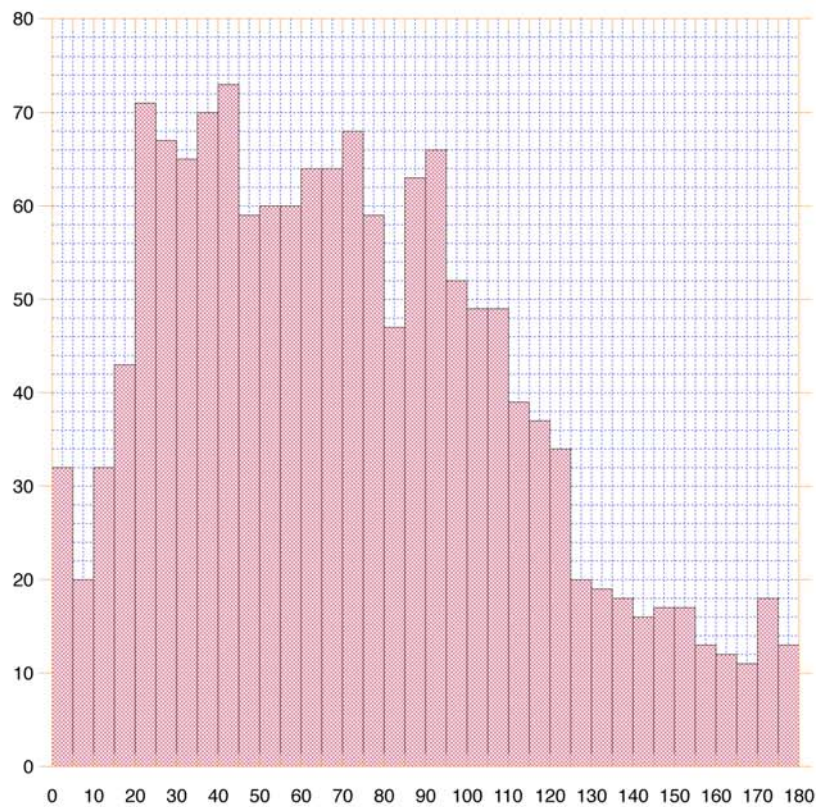


Figura 6.4. Diagramas de frecuencia (en rosa, arriba, e histograma, en la parte inferior), de las direcciones de fallas analizadas, considerando el conjunto total de fallas.

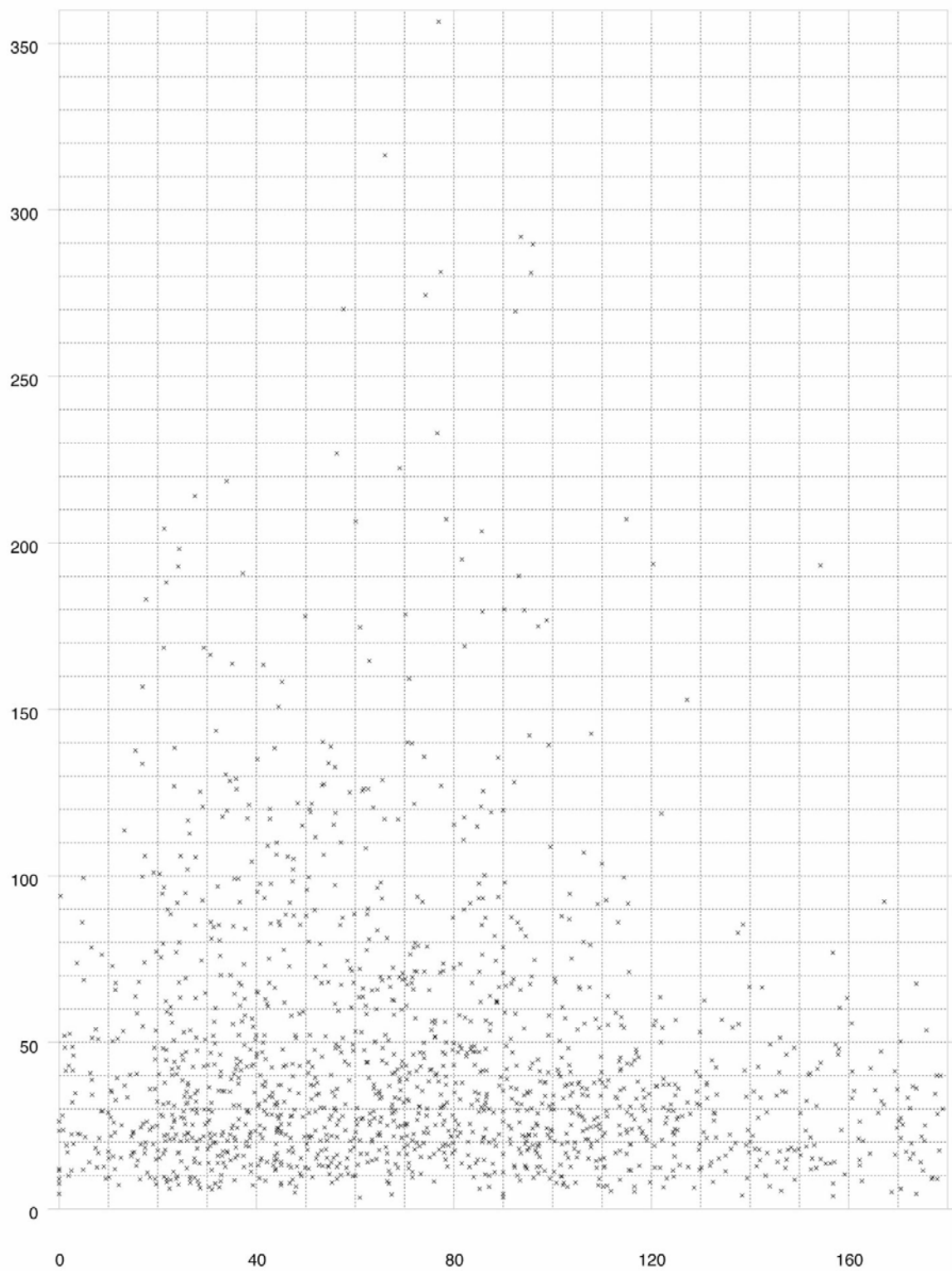


Figura 6.5. Representación de la longitud de las fallas frente a su orientación para la mayor parte de las fallas cartográficas existentes en la zona de estudio.



Figura 6.6: Histogramas de frecuencia de direcciones de fallas cartográficas por sectores

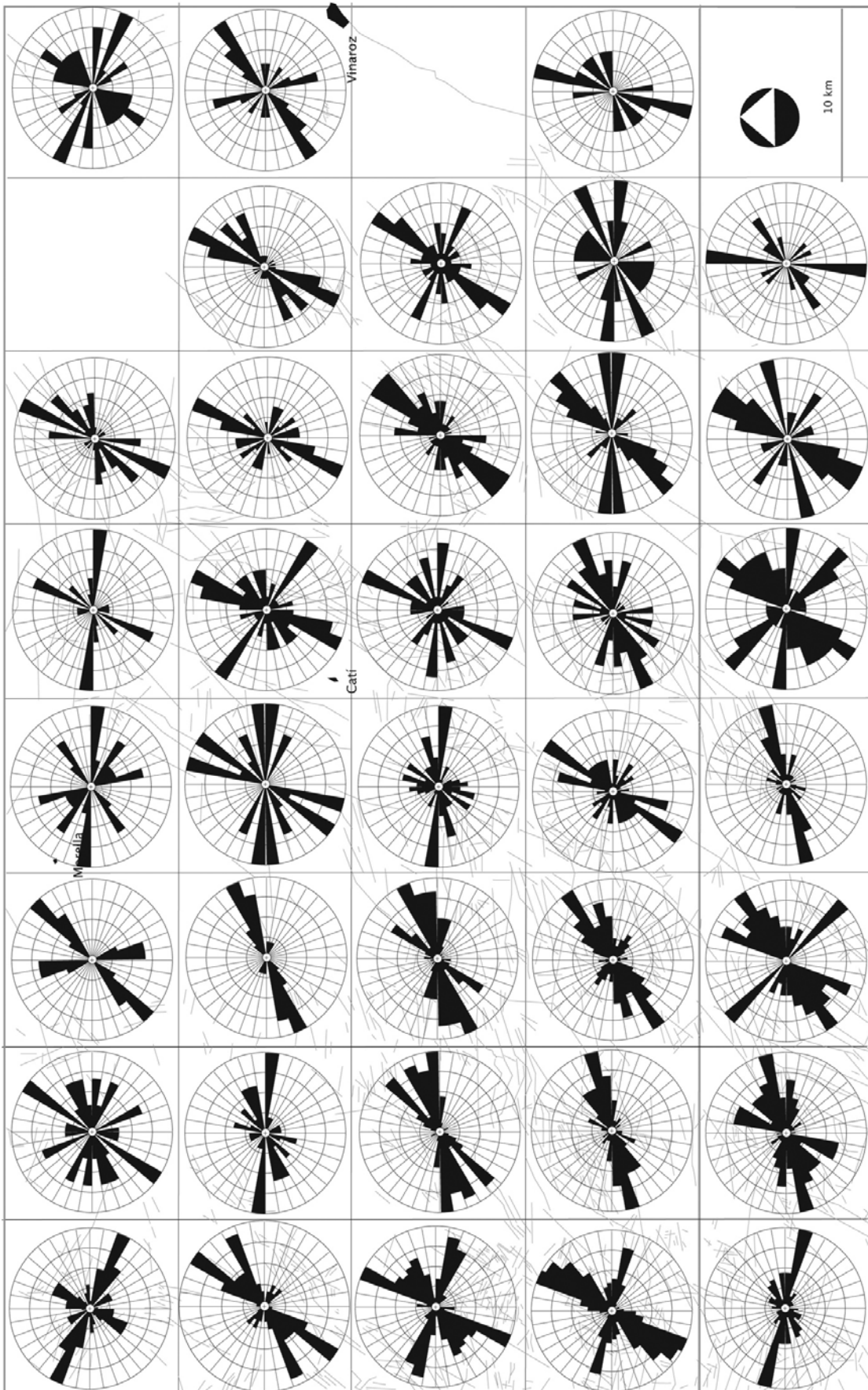


Figura 6.7. Rosas de frecuencia de direcciones de fallas cartográficas por sectores

Para el análisis de las variaciones de la fracturación se ha establecido una cuadrícula de 10x10km, y se ha analizado la orientación de las fallas cuyo origen está dentro de cada uno de los cuadros así definidos. Los resultados se expresan en forma de histogramas de frecuencia de direcciones (figura 6.6) y de rosa de frecuencia de direcciones (figura 6.7).

Los resultados obtenidos del análisis de las orientaciones muestran importantes variaciones espaciales del patrón de fracturación, incluyendo la orientación y el número de fracturas (ver histogramas de la figura 6.6). No obstante, en relación a este último aspecto hay que tener en cuenta que el número de fallas cartografiadas dependen en gran parte de las condiciones de afloramiento y de los criterios utilizados para definir las fallas cartografiables, por lo que los datos no pueden considerarse como representativo. De hecho, en el apartado 7 presentamos cartografías de detalle realizadas a partir de la fotografía aérea que muestran la existencia de importantes redes de fracturación de escala hectométrica en el sector de las fosas litorales, que no aparecen reflejadas en la cartografía geológica. Sin embargo, consideramos que la orientación de las fallas sí que da una idea clara de cuáles son las familias dominantes en cada uno de los elementos en que se ha dividido el sector estudiado (figura 6.7).

La distribución de orientaciones a nivel regional muestra que la dirección NNE-SSW se mantiene prácticamente en toda el área estudiada, pero con importantes variaciones en su dirección, que pasa de prácticamente NE-SW en algunas zonas, a prácticamente N-S en otras. Sin embargo, cuando la familia dominante se coloca en dirección ENE, muy separada de su dirección habitual, suele aparecer un máximo secundario en dirección NNE. Esta situación es especialmente evidente en el sector limítrofe de la zona de fosas litorales hacia el oeste, donde existe una franja de orientación N-S en la que la dirección NNE prácticamente desaparece.

Otra de las direcciones dominantes de fracturación es la E-W, que presenta variaciones hasta 100-120°, y que es especialmente importante en el área N de la zona de estudio, al acercarnos a la zona de falla del Turmell. Hacia el S y hacia el W esta dirección es sustituida por la ENE, que es la dominante en la franja N-S que comentábamos en el párrafo anterior. La interpretación de algunos perfiles sísmicos de la zona norte permite establecer algunas diferencias en la geometría de las fallas de dirección E-W, ligadas fundamentalmente a la formación de las cuencas mesozoicas y a variaciones de potencia de las mismas, y las fallas de dirección NNE-SSW, también ligadas a la distensión mesozoica pero reactivadas de forma muy importante durante el Neógeno, a diferencia del sistema citado anteriormente. La geometría de los anticlinales de roll-over asociados a las diferentes fallas permite inferir niveles de despegue más someros para las fallas de dirección E-W (probablemente dentro de la serie paleozoica), frente a niveles de despegue más profundos para las fallas de dirección NNE-SSW, que probablemente despegan en la corteza media. A partir de todos estos datos hemos podido realizar un modelo conceptual de la fracturación a escala regional (Fig. 6.9).

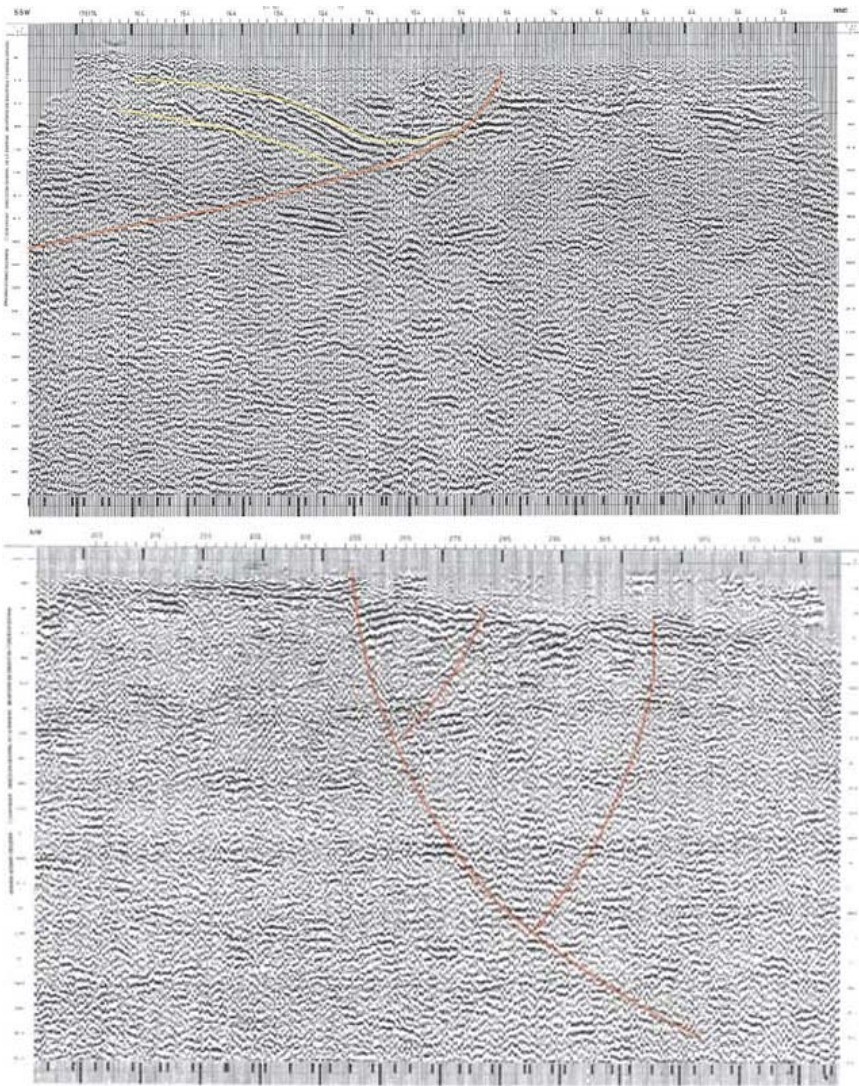


Figura 6.8. Dos perfiles sísmicos que muestran la diferencia de geometría de las fallas mesozoicas de dirección E-W (en la parte superior) y las fallas neógenas, de dirección NNE-SSW (perfil inferior), y la interpretación de los distintos niveles de despegue asociadas a las mismas, a partir de los diferentes tipos de anticlinales de roll-over observados en los bloques superiores de las fallas normales.

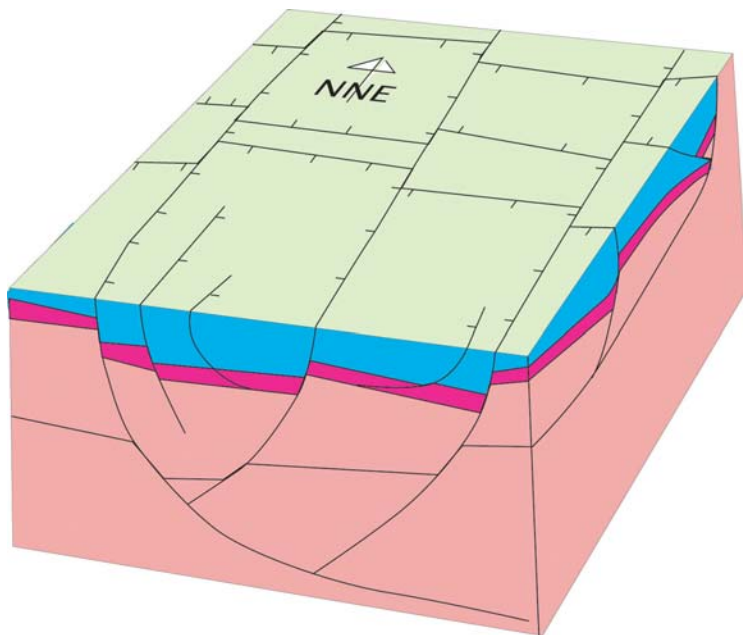


Figura 6.9: Modelo conceptual de la facturación a escala regional.

6.3. Analisis de la fracturación a partir de fotografía aérea (escala 1:30.000)

Con el fin de establecer una relación entre el estudio de afloramiento y el cartográfico, hemos realizado un estudio de imagen a partir de una selección de fotografías aéreas.

Las fotografías aéreas han sido seleccionadas según dos criterios. El primer criterio es simple, hemos seleccionado las fotografías donde existen estudios previos de afloramiento para poder establecer comparaciones entre los resultados a gran escala (cartográficos) y los de escala mesoestructural. Y el segundo se refiere a la calidad de la imagen.

Imágenes seleccionadas:

- Sector occidental del acuífero: Puerto de Querol y Mas de Guimerà.
- Anticlinal de Bovalar.
- Zona de Catí- Avellà.
- Valdancha.
- Sierra de Irta (zona de Peñíscola).

En el sector occidental del acuífero se han seleccionado dos áreas por la calidad de los fotogramas y la expresión de las fracturas en superficie. En ambos sectores los estratos están subhorizontales por lo que la mayor parte de los lineamientos observados pueden asociarse con fracturas, algunas de ellas con desplazamiento lateral de las unidades estratigráficas involucradas y la mayor parte sin desplazamientos aparentes. En el sector de Mas de Guimerà se observa una cierta variación en la orientación de las fracturas en distintos niveles de la serie estratigráfica, predominando la dirección NNW-SSE en los niveles inferiores del Jurásico superior y la dirección NNE-SSW en los superiores. Ambas direcciones son altamente penetrativas, con densidades de fracturación difíciles de estimar a partir de la fotografía aérea. El hecho de encontrarse esta área lejos de la zona de fosas litorales permite establecer que la fracturación de dirección NNE-SSW tiene su origen en la distensión mesozoica, aunque en el interior de la península estas fracturas no se hayan reactivado como fallas normales durante la distensión neógena.

A pesar de que las fallas próximas a N-S forman el sistema dominante es importante resaltar que aparecen numerosas fracturas de dirección próxima a E-W (ENE-WSW), que presentan en muchos casos aperturas importantes y cortan a las de los sistemas anteriores.



Figura 6.10. Fotografia aèrea i fotointerpretació del sector de Mas de Guimera

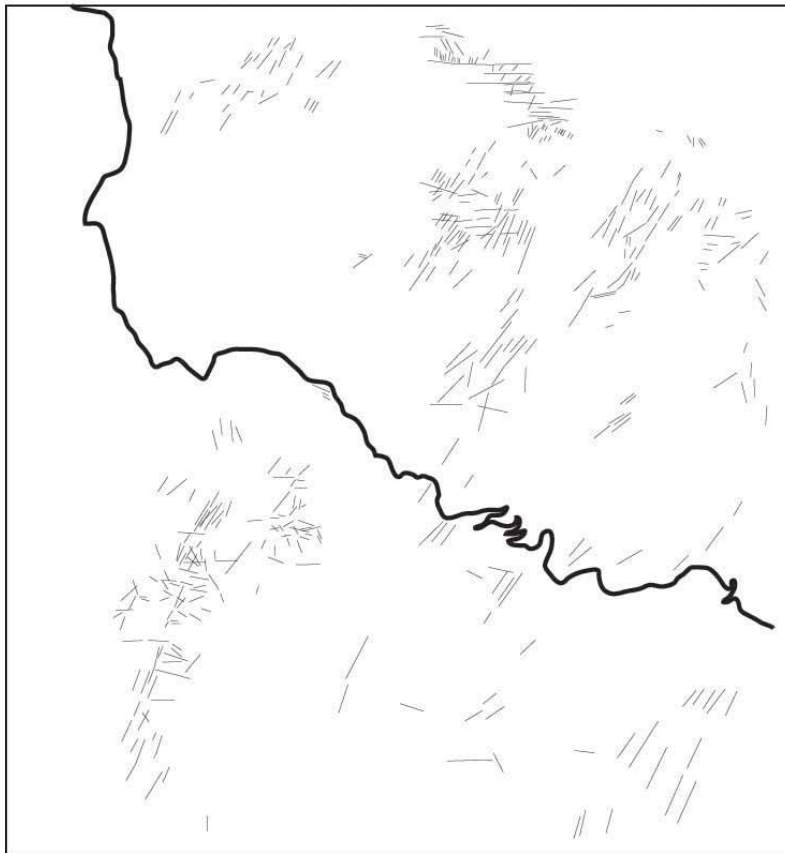


Figura 6.11. Fotografía aérea y fotointerpretación del área del puerto de Querol.

En el caso del puerto de Querol se observa también una dirección dominante NNE-SSW, acorde con las observaciones de afloramiento (ver apartado 7). También aparece representada la familia de dirección E-W, aunque no tan bien marcada como el caso de Mas de Guimerà. Las condiciones de afloramiento,

influenciadas por la presencia de vegetación boscosa y karstificación de las calizas, impiden definir de forma neta las diferentes direcciones.

En la zona del Anticlinal de Bovalar hemos observado la dominancia de las fracturas de dirección NE-SW que también aparece en los estudios de afloramiento del apartado 7.



Figura 6.12. Fotografía aérea y fotointerpretación del área del Anticlinal de Bovalar.

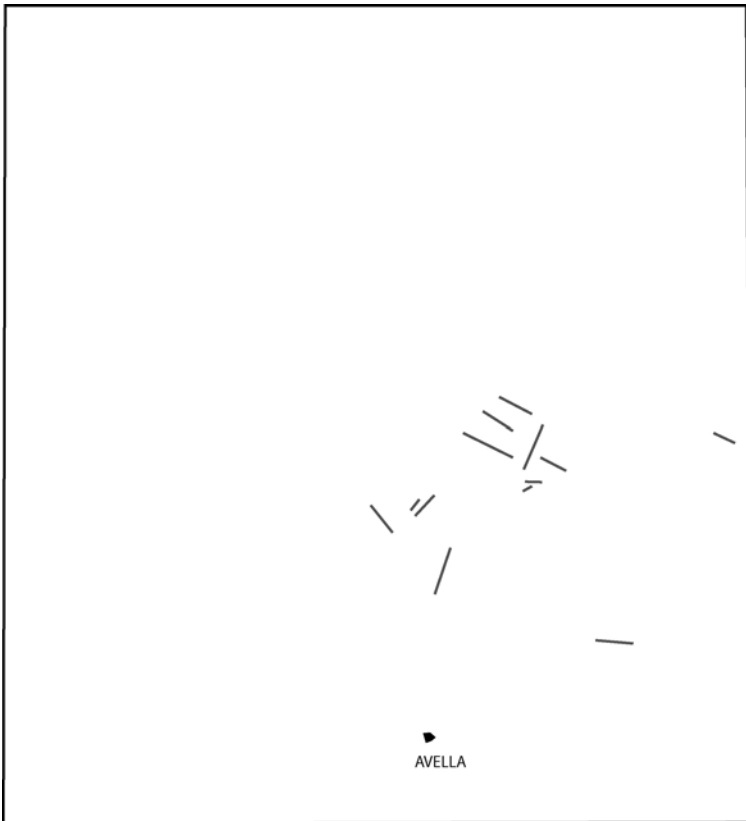
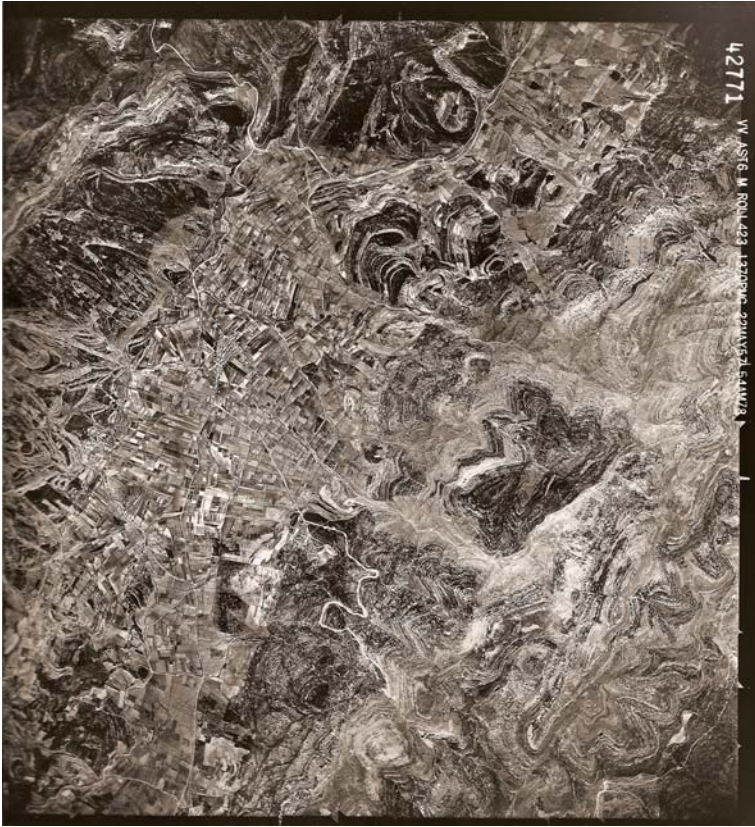


Figura 6.13. Fotografía aérea y fotointerpretación del área de Catí y el Avella.

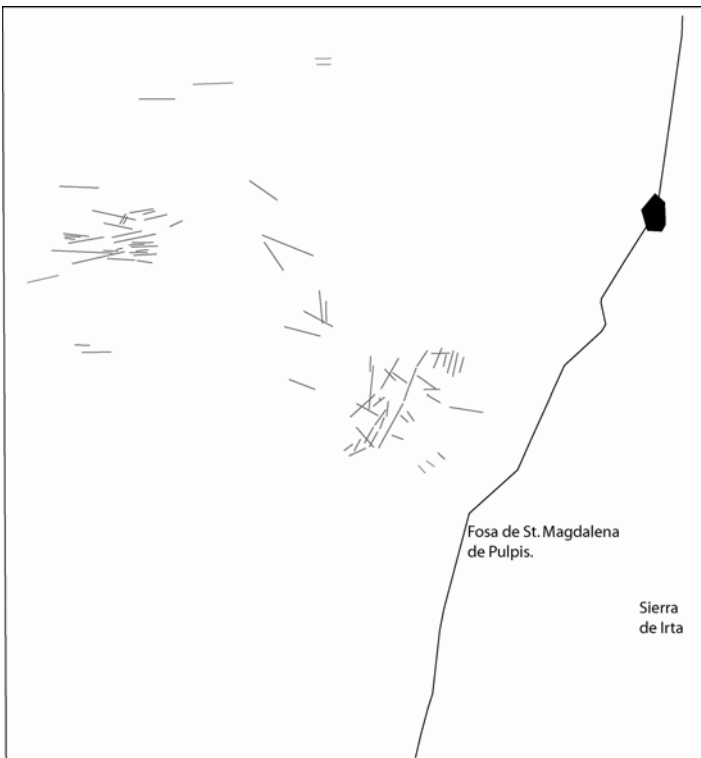
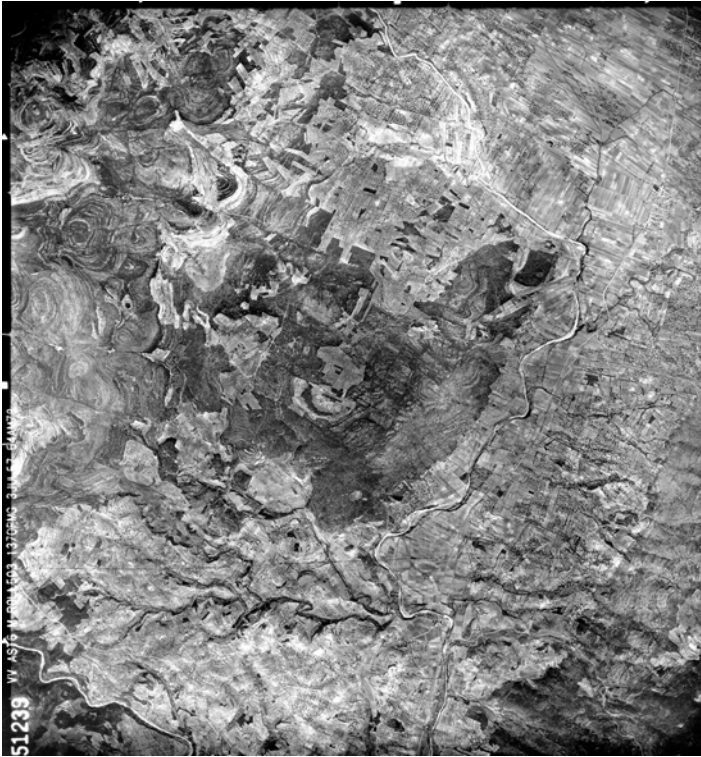


Figura 6.14. Fotografía aérea y fotointerpretación del área de la Valdancha. En el caso de la zona de la Valdancha, entre Salsadella y St. Magdalena de Pulpis se observa una dirección NNE-SSW, acorde con las observaciones de afloramiento (ver apartado 7). También aparece representada la

familia de dirección E-W en la parte superior izquierda de la foto.



Figura 6.15.
Fotografía aérea y
fotointerpretación
de la Sierra de Irta
al oeste de
Peñíscola

En el caso de la Sierra de Irta (fotograma de Peñíscola) las fracturas aparecen peor definidas por las condiciones de afloramiento. Es importante resaltar el hecho de que la mayoría de las fracturas presentan orientaciones NNW-SSE a NW-SE, distintas de la orientación general de los horsts y graben presentes en las fosas litorales.

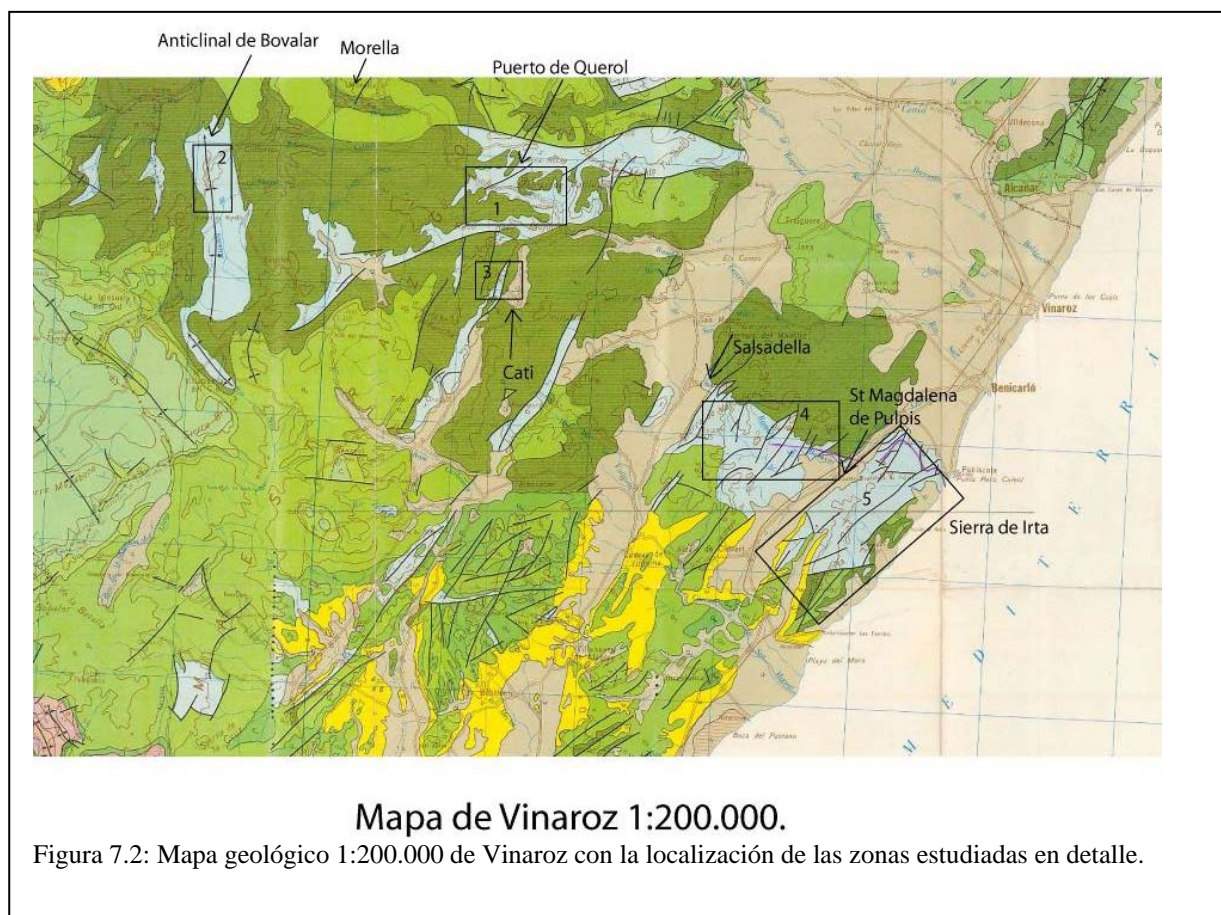
7. LA FRACTURACIÓN A ESCALA DE AFLORAMIENTO

7.1. Introducción

El estudio de la facturación del acuífero del Maestrazgo a escala de afloramiento se ha centrado en 5 zonas, de la comunidad Valenciana: El Puerto de Querol, el Anticlinal de Bovalar, El Balneario del Avellà y Catí, Salsadella-St Magdalena de Pulpís y La Sierra de Irta (Fig 7.2). El estudio de los afloramientos se ha realizado sobre materiales carbonatados Jurásicos. Generalmente sobre la Formación Bovalar, donde se conserva aceptablemente la fracturación Mesozoica por ser un paquete carbonatado muy potente (ver apartado de estratigrafía). Esta formación es la más característica de la secuencia Titónico- Berriasiense (Jurásico Superior) y se caracteriza por la presencia de varios cientos de metros de calizas masivas o en estratos de espesor métrico.

La metodología usada en el campo fue la medición de orientaciones y buzamientos de las distintas familias reconocidas. Posteriormente se midieron los espaciados entre las fracturas de cada familia y se estudio la abertura de las fallas y sus rellenos. Finalmente se realizaron esquemas y fotos generales y de detalle de los afloramientos.

A partir de estos datos se han realizado proyecciones estereográficas de las fracturas a 3 niveles. Un primer nivel de afloramiento o estación, un segundo nivel por zonas y un último nivel 3 general para todo el Maestrazgo. A continuación se han realizado histogramas con los datos de espaciados de las fracturas y se ha calculado la densidad y frecuencia de la fracturación.



7.2. Puerto de Querol

El puerto de Querol es la zona más al norte del Acuífero del Maestrazgo que ha sido estudiada. Las estaciones realizadas en el Puerto de Querol se distribuyen a lo largo de los taludes de la carretera. Desde el comienzo del Puerto a 1000m hasta los 820m de altitud (Fig.7.3).

La primera estación se sitúa a 30m de altitud por debajo del contacto con el Cretácico inferior (C13-14). Las estaciones han sido realizadas bajando 170 m de serie de Jurásico superior (J33-C12), esta potencia ha sido calculada a partir de nuestro buzamiento medio de las capas que es de 19,6 grados hacia el norte. Así podemos observar los cambios de la facturación, a lo largo de la serie que conforma la mayor parte del acuífero profundo del Maestrazgo.

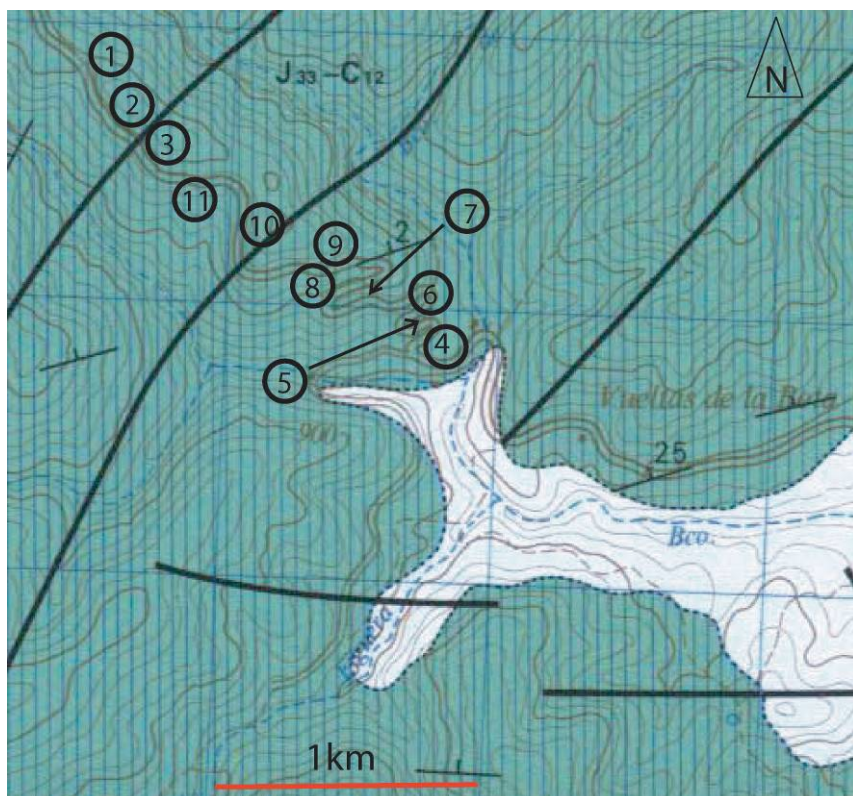


Figura 7.3 mapa de estaciones realizadas en el Puerto de Querol.(detalle del mapa geológico 1:50.000 de Morella-545.)

A continuación pasaremos a describir cada uno de los afloramientos de techo hacia muro de la serie. Y por último hablaremos de las generalidades de la zona.

ESTACIÓN 1:

La primera estación del Puerto de Querol se encuentra en un talud de 2 m en la carretera. Los estratos tienen una dirección de 115 E y un buzamiento de 15° hacia el norte. Las capas presentan una fracturación muy marcada con una gran continuidad en la vertical y conectividad a lo largo de las diferentes capas calcáreas. Existen 2 familias fundamentales de fracturas, la predominante (familia 1) tiene una dirección media de 43° E, es decir NE-SW y un buzamiento medio de 82,5° hacia el NW, como se observa en la proyección estereográfica de las fracturas y en los diagramas de rosas (Fig. 7.5- A, C). Esta casi verticalidad de las fracturas favorece en gran medida la entrada de agua en el subsuelo. Estas fracturas están separadas 74 cm de media y presentan una karstificación muy marcada sobre todo en superficie. Esta karstificación provoca un aumento de la abertura de las fracturas y por lo tanto del espacio real a través del cual puede pasar el agua al acuífero. La abertura media de la familia 1 es del orden de los 5cm y se presenta en la mayoría de los casos rellena de suelo (arcilla poco compactada con vegetación herbácea).

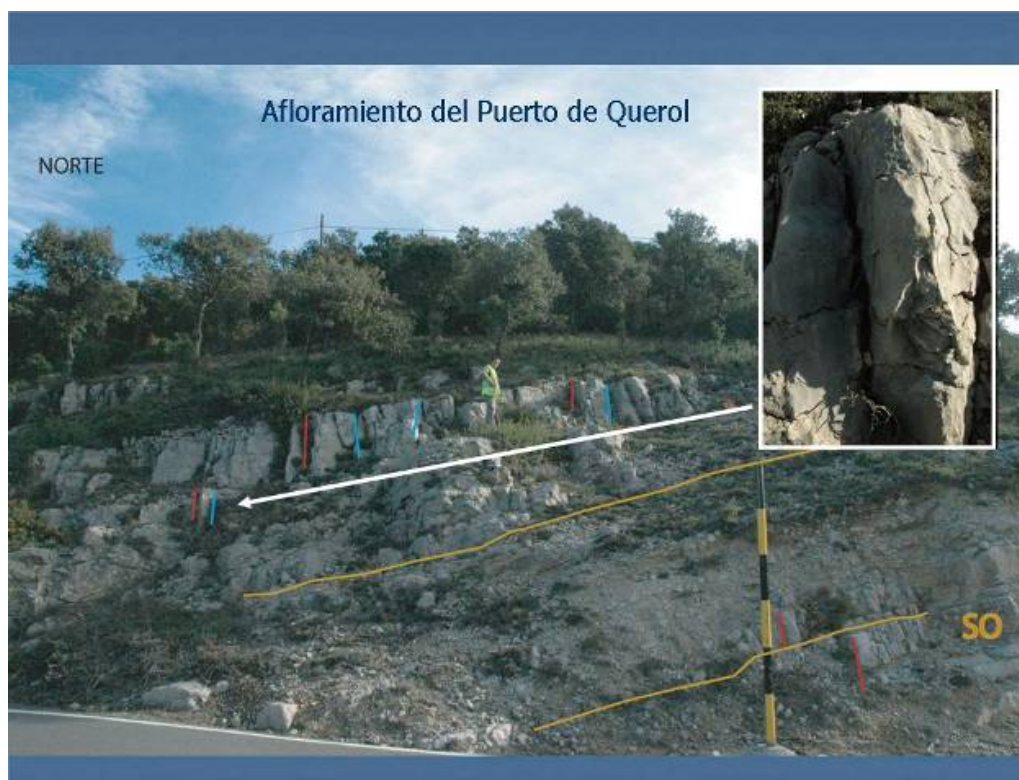


Figura 7.4: Estación 1 de Querol. En rojo la familia 1, en azul la familia 2 y en naranja la superficie de estratificación. En recuadro blanco aparece detalle de las fracturas y de la superficie de estratificación

La familia 2, también importante, tiene una dirección media de 95° E, es decir E-W. Y un buzamiento medio de 77° hacia el S, como se observa en la proyección estereográfica de las fallas y en los diagramas de rosas (Fig. 7.5- B, D). El espaciado medio de las fracturas es del orden de 165cm, aparentemente mayor que el de la familia 1.

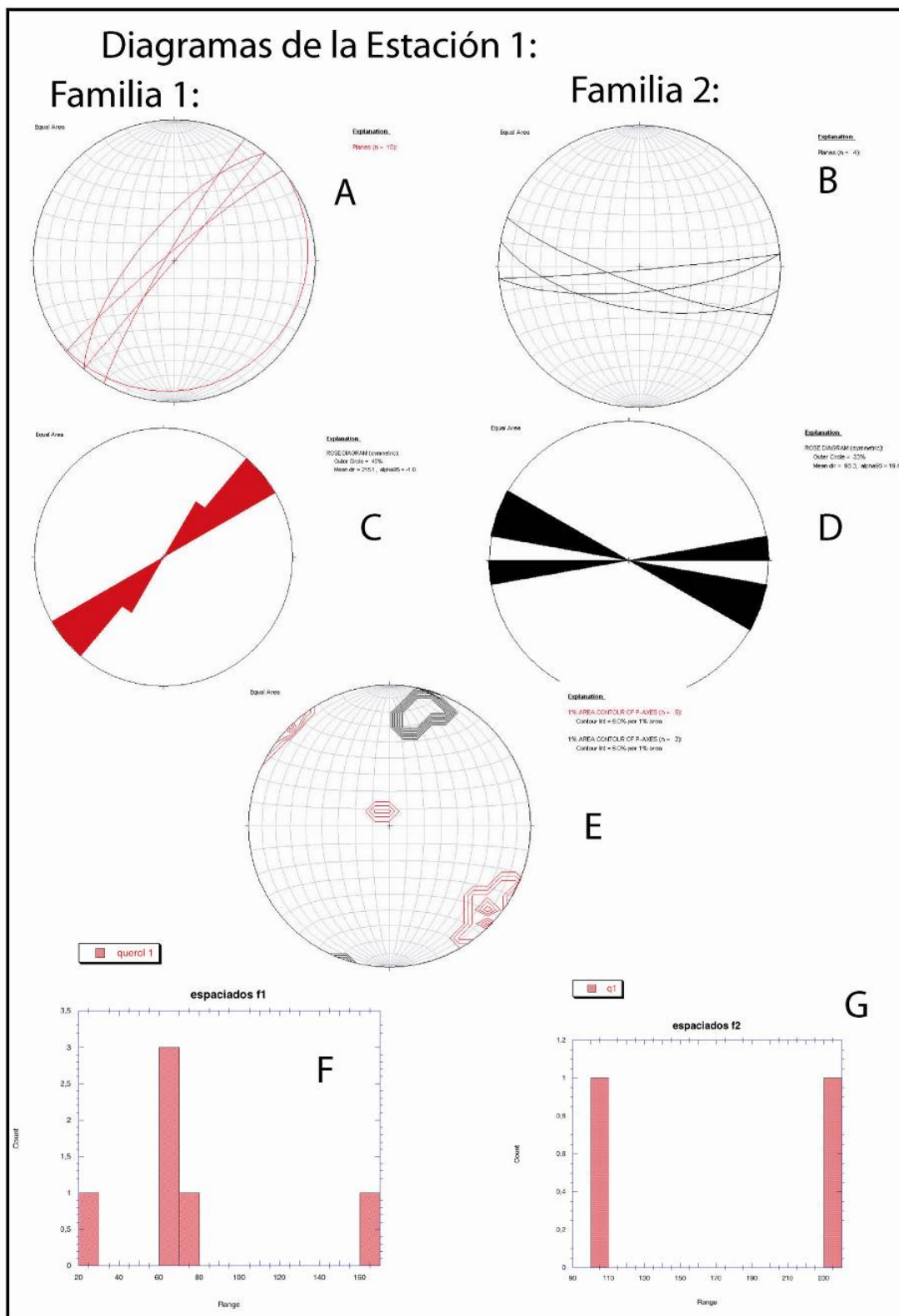


Figura 7.5: A y B- Proyección de las fracturas de la familia 1 y 2 respectivamente. C y D- diagrama de rosas de la familia 1 y 2. E- diagrama de densidades de las dos familias, en rojo familia 1 y en negro familia 2. F y G- Histograma de espaciados de las fracturas.

Las 2 familias descritas forman por tanto un ángulo aproximado de 52°.

Además, estas 2 familias tienen una continuidad en la vertical a lo largo de las distintas capas, es decir existe una conectividad importante. La última característica de esta estación y de las posteriores es la existencia de una superficie de estratificación (S_0) con estilolitos estratiformes fuertemente karstificada (Fig.

7.4). Esta karstificación del plano de estratificación (S0) nos induce a pensar en la existencia de posibilidad de movimientos de agua también a lo largo de este tipo de superficies.

ESTACIÓN 2:

Esta estación se encuentra por debajo de la estación 1, en un talud de la carretera. Los estratos tienen una dirección de N179 E y un buzamiento de 10° hacia el norte. Las capas presentan una clara fracturación con una gran continuidad en la vertical y conectividad a lo largo de las diferentes capas calcáreas (Fig. 7.6).

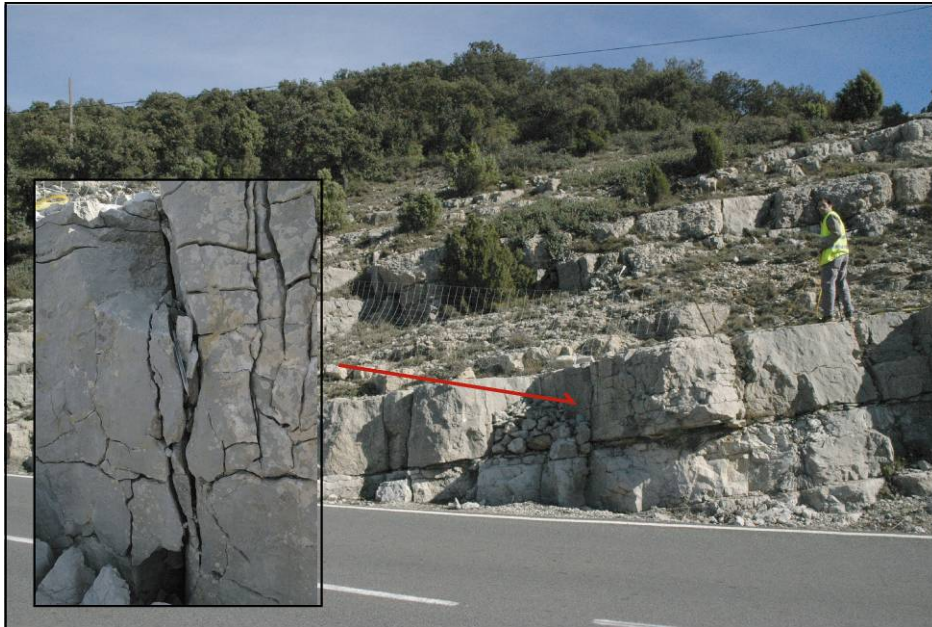


Figura 7.6: Estación 2 con detalle de la fracturación

Existen 2 familias fundamentales de fracturas, la predominante (familia 1) tiene una dirección media de 35° E, es decir NNE-SSW y un buzamiento medio de 82° hacia el NW, como se observa en la proyección estereográfica de las fracturas y en los diagramas de rosas (Fig. 7.7- A, C). Estas fracturas están separadas 174 cm de media y desarrollan una karstificación muy marcada en superficie. La apertura media de la familia 1 es del orden de los 5 cm y se presenta en la mayoría de los casos rellena de suelo actual (arcilla poco compactada con vegetación herbácea). La familia 2 también importante tiene una dirección media de 92° E, es decir E-W. Y un buzamiento medio de 84° hacia el S, como se observa en la proyección estereográfica de las fracturas y en los diagramas de rosas (Fig. 7.7- B, D). El espaciado medio de las fracturas es del orden de 275 cm, aparentemente más grande que la familia 1.

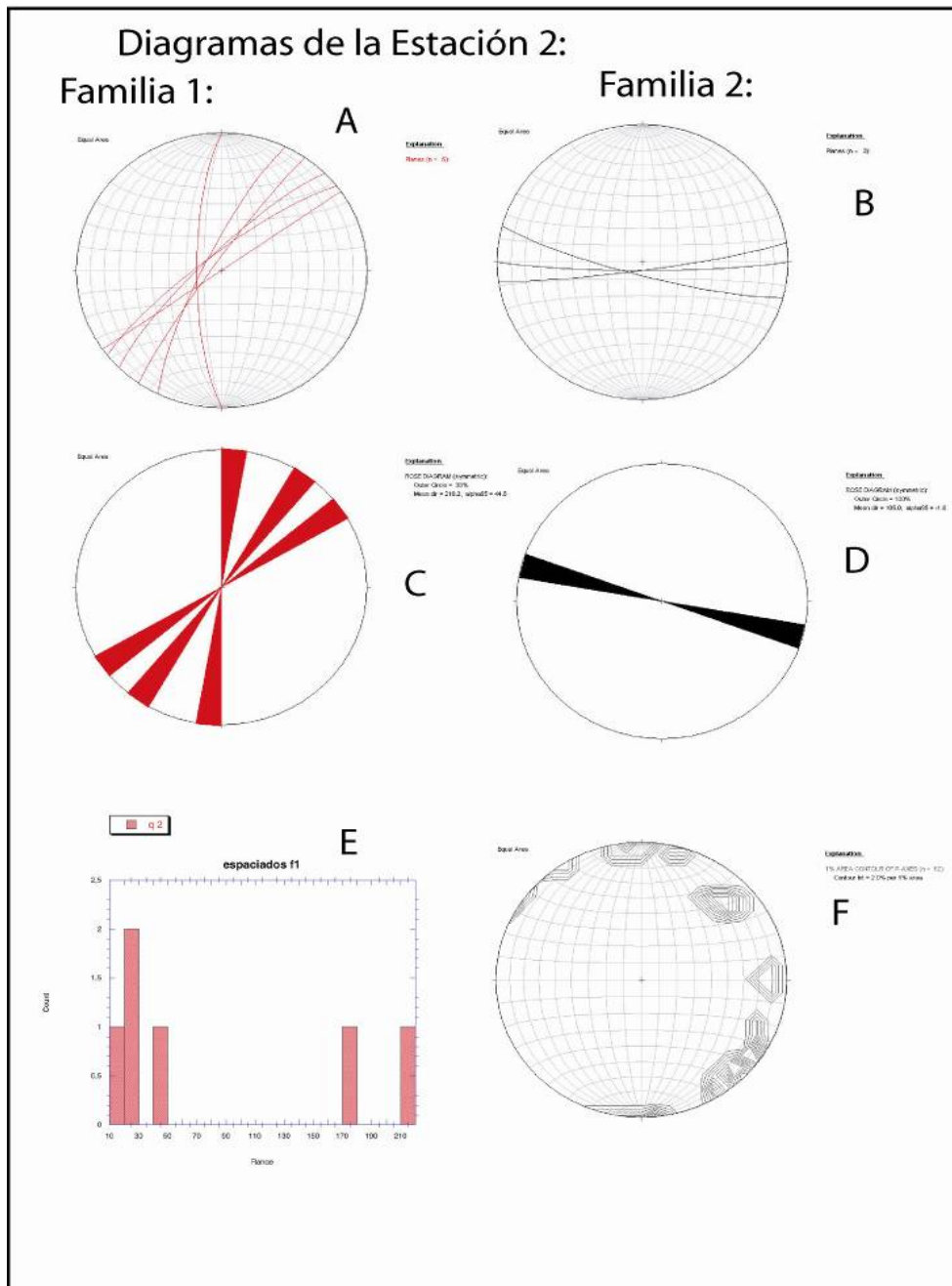


Figura 7.7: A y B- Proyección de las fracturas de la familia 1 y 2 respectivamente. C y D- diagrama de rosas de la familia 1 y 2. E- Histograma de espaciados de las fracturas F1. F- diagrama de densidades de las dos familias.

ESTACIÓN 3:

Esta estación se encuentra por debajo de la estación 2, en un talud de la carretera. Las capas presentan una clara fracturación con una gran continuidad en la vertical y conectividad a través de las diferentes capas Jurásicas (Fig. 7.8).

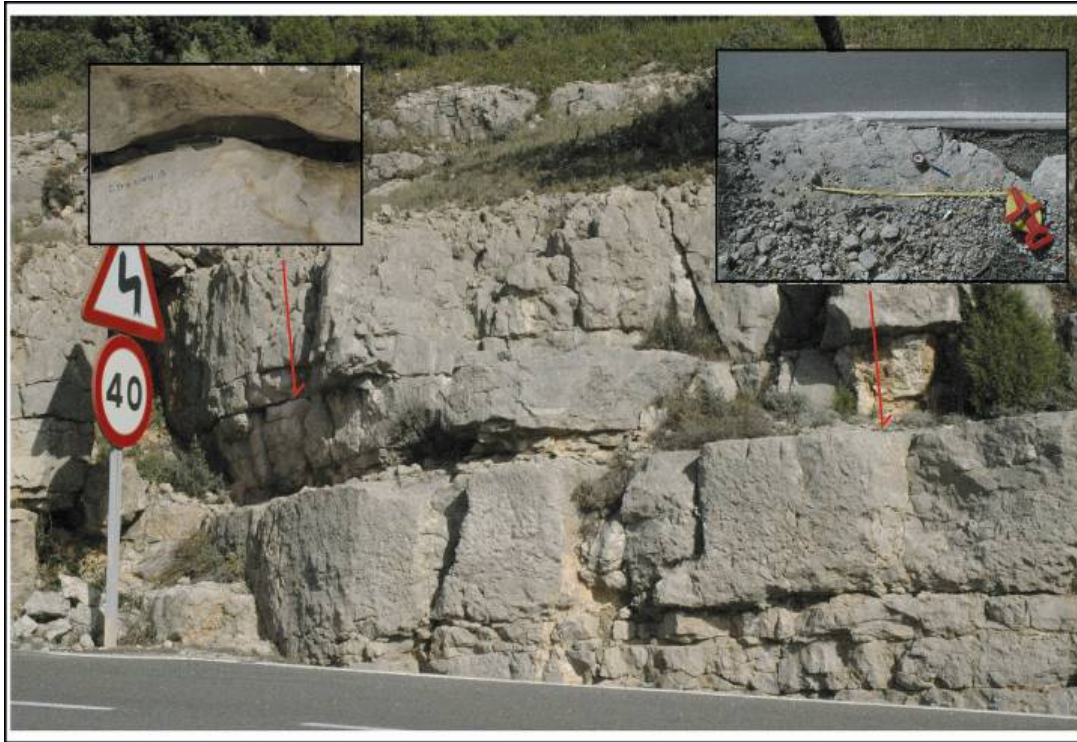


Figura 7.8: Estación 3, con detalle de la karstificación de la superficie de estratificación en la derecha de la figura. Y en el lado izquierdo apariencia de las fracturas en el plano de estratificación.

Existen 2 familias fundamentales de fracturas, la predominante (familia 1) tiene una dirección media de 14° E, es decir NNE-SSW y un buzamiento medio de 77° hacia el NW, como se observa en la proyección estereográfica de las fracturas y en los diagramas de rosas (Fig 7.9- A, C). Estas fracturas están separadas 15 cm de media y desarrollan una karstificación menos marcada en superficie que en las estaciones anteriores. En general son facturas cerradas aunque existen algunas abiertas que presentan un relleno de arcilla poco compactada. La familia 2 menos importante tiene una dirección media de 75° E, es decir EEN-WWS. Y un buzamiento medio de 80° hacia el N, como se observa en la proyección estereográfica de las fracturas y en los diagramas de rosas (Fig. 7.9- B, D).

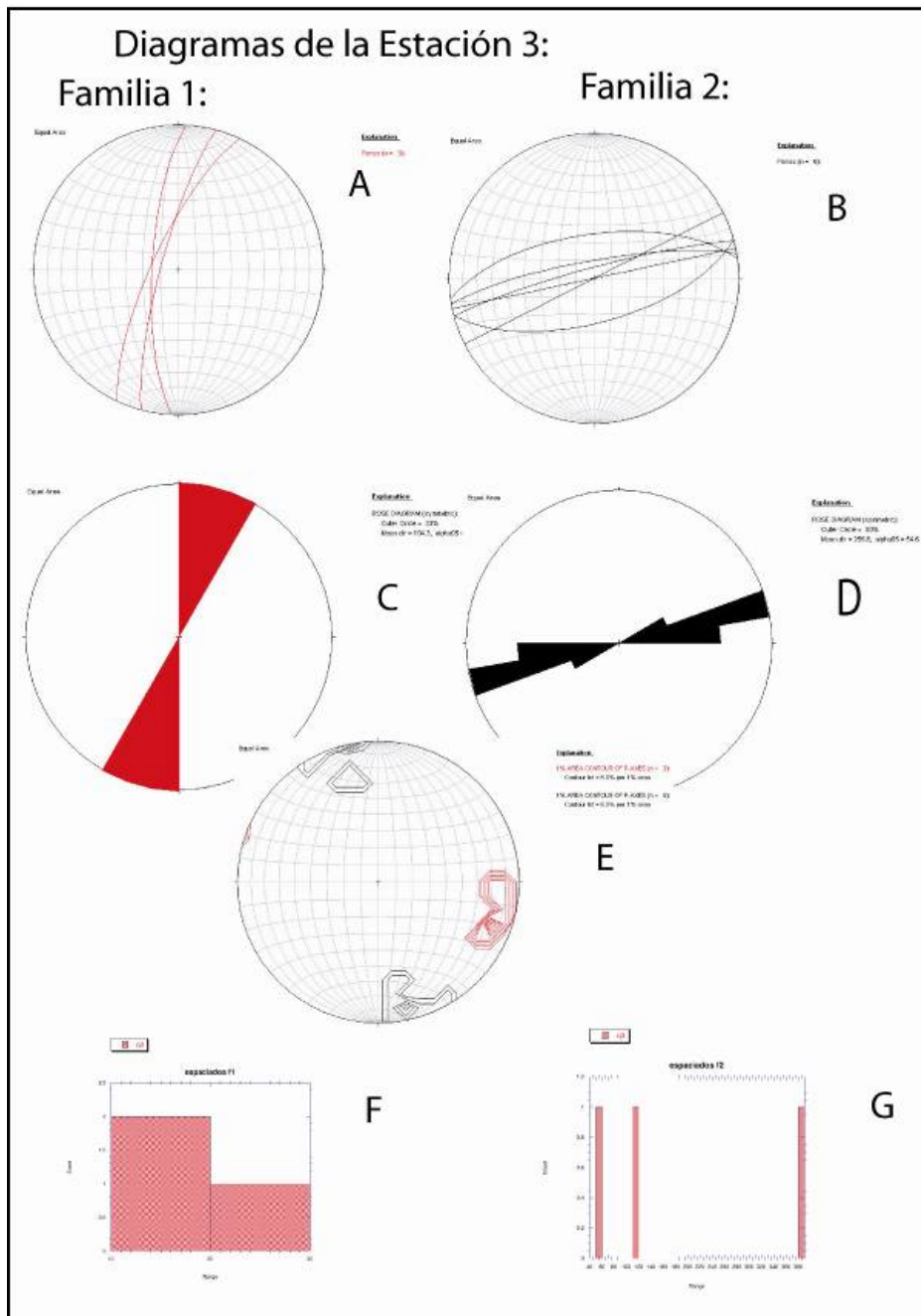


Figura 7.9: A y B- Proyección de las fracturas de la familia 1 y 2 respectivamente. C y D- diagrama de rosas de la familia 1 y 2. E- diagrama de densidades de las dos familias. F y G- Histogramas de espaciados de las fracturas F1 y F2.

ESTACIÓN 4:

La estación 4 es la más baja de la serie y se encuentra en la parte más baja del Puerto de Querol. Las capas presentan una clara fracturación con una gran continuidad en la vertical a lo largo de las diferentes capas Jurásicas (Fig. 7.10).



Existen 2 familias fundamentales de fracturas, la predominante (familia 1) tiene una dirección media de 38° E, es decir NNE-SSW y un buzamiento medio de 85° hacia el NW, como se observa en la proyección estereográfica de las fracturas y en los diagramas de rosas (Fig. 7.11- A, B). En el diagrama de densidades (Fig. 7.11-C) se observa el fuerte buzamiento de la fracturación. En general son facturas cerradas aunque existen algunas abiertas que presentan un relleno de arcilla de color naranja, probablemente rellenos de edad pliocena o plio-cuaternaria. La familia 2 no se observa claramente en este talud por lo que solo nos hemos centrado en el estudio de la familia con orientación NNE-SSW.

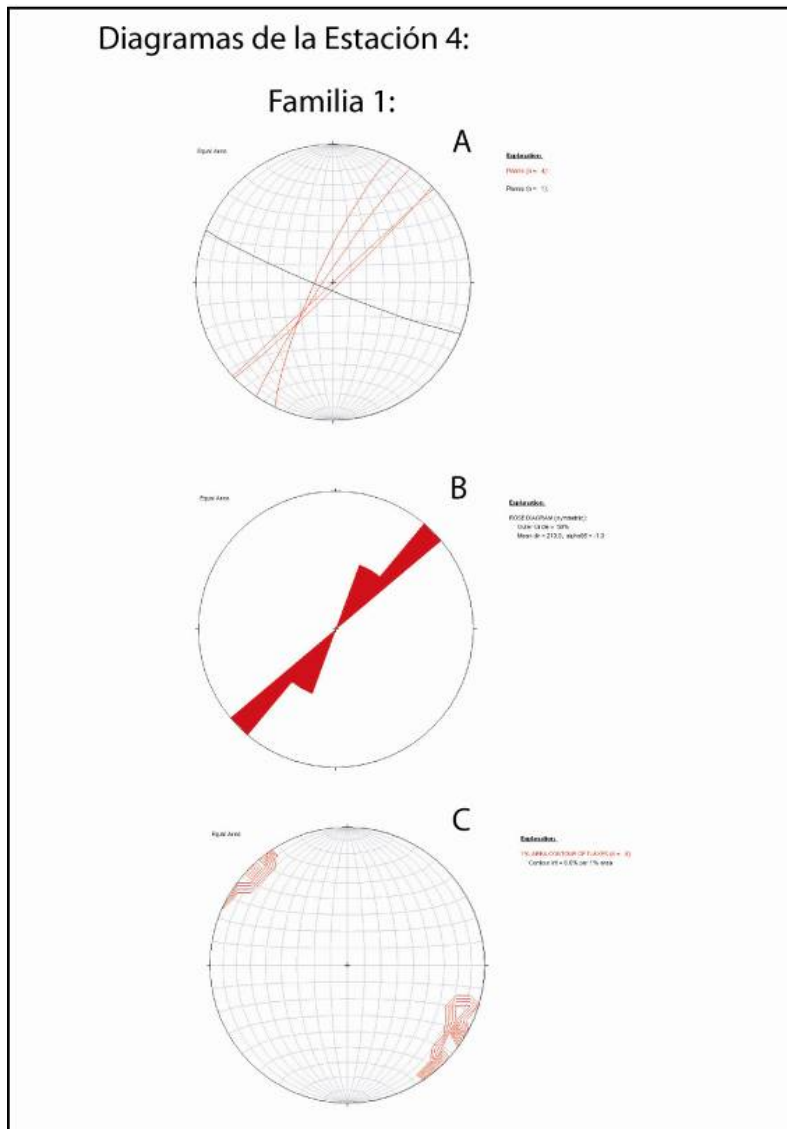


Figura 7.11: A - proyección de las fracturas de la familia 1. B - diagrama de rosas de la familia 1. C- diagrama de densidades.

ESTACIÓN 5:

La estación 5 se encuentra arriba de la estación 4, es decir subiendo serie. Las capas presentan una dirección de 55°E y un buzamiento de 12° hacia el W, además de una fracturación muy importante con una gran continuidad en la vertical a lo largo de las diferentes capas carbonatadas (Fig. 7.12).



Figura 7.12. Talud de la estación 5 atravesado por una falla.

Existen 2 familias fundamentales de fracturas, la predominante (familia 1) tiene una dirección media de 31° E, es decir NNE-SSW y un buzamiento medio de 78° hacia el NW, como se observa en la proyección estereográfica de las fracturas y en los diagramas de rosas (Fig. 7.13- A, C). En general son facturas cerradas aunque existen algunas abiertas que presentan un relleno de arcilla poco compactada. La familia 2 también importante tiene una dirección media de 93° E, es decir E-W. Y un buzamiento medio de 84° hacia el N y el S, como se observa en la proyección estereográfica de las fracturas y en los diagramas de rosas (Fig 7.13- B, D).

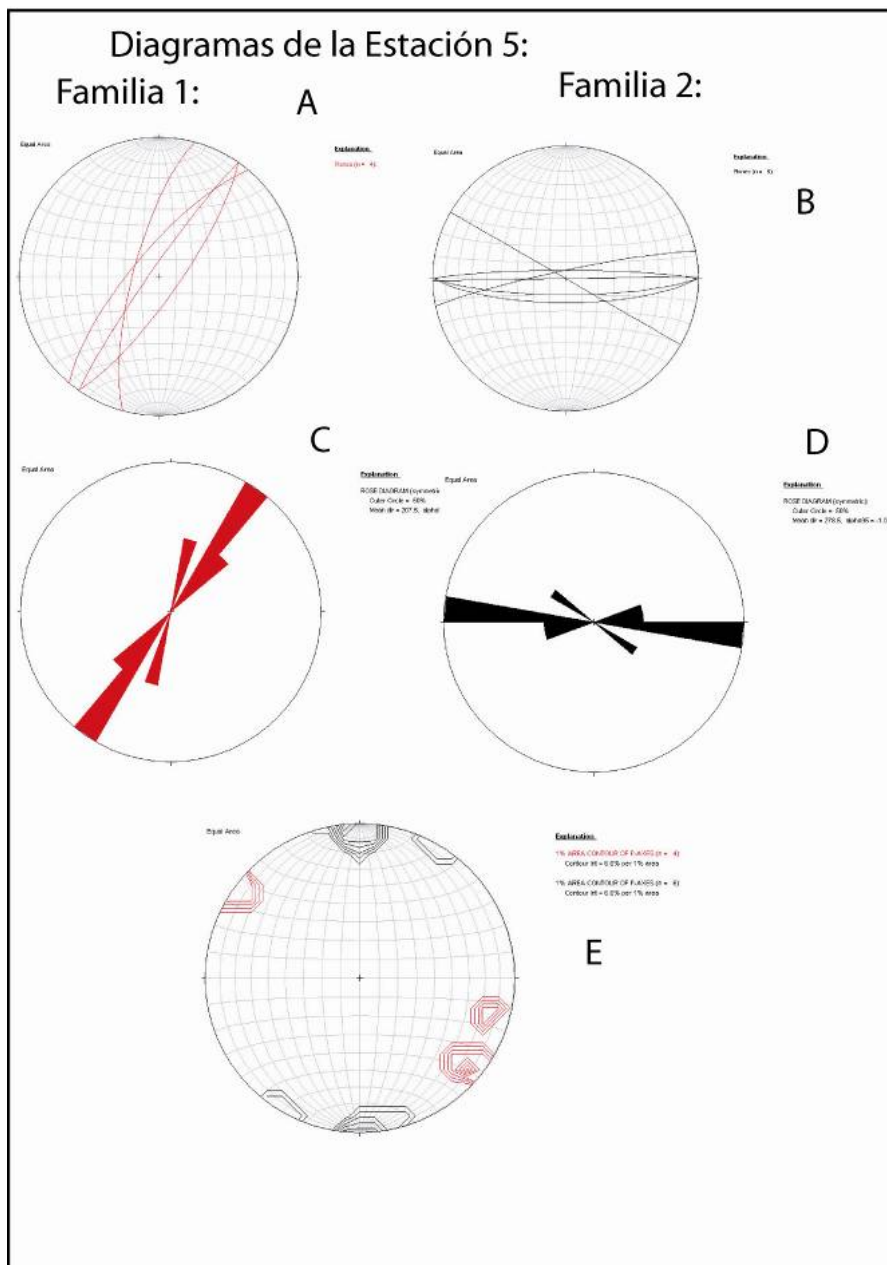


Figura 7.13: A y B- Proyección de las fracturas de la familia 1 y 2 respectivamente. C y D- diagrama de rosas de la familia 1 y 2. E- diagrama de densidades de las dos familias.

ESTACIÓN 6:

La estación 6 se encuentra unos metros más alta que la estación 5, es decir subiendo serie estratigráfica. Las capas presentan una dirección de 75°E y un buzamiento de 25° hacia el N, que es conforme con el resto de las estaciones. El afloramiento presenta una fracturación muy penetrativa con una gran continuidad a lo largo de las diferentes capas carbonatadas (Fig 7.14), lo cual probablemente permite el paso del agua a través de las fracturas abiertas.



Figura 7.14: Aspecto de la estación 6.

Existen 2 familias fundamentales de fracturas, aunque predomina la familia 1, con una dirección media de 50° E, es decir NE-SW y un buzamiento medio de 79° hacia el SE, como se observa en la proyección estereográfica de las fracturas y en los diagramas de rosas (Fig. 7.15- A, B). En general son fracturas cerradas aunque existen algunas abiertas que presentan un relleno de arcilla poco compactada. A su vez las fracturas presentan unas separaciones que como se ve en el histograma (Fig. 7.15-D) son mas pequeños que los 10 cm. La familia 2, de dirección E-W esta menos marcada o la orientación del talud impide su correcta visualización.

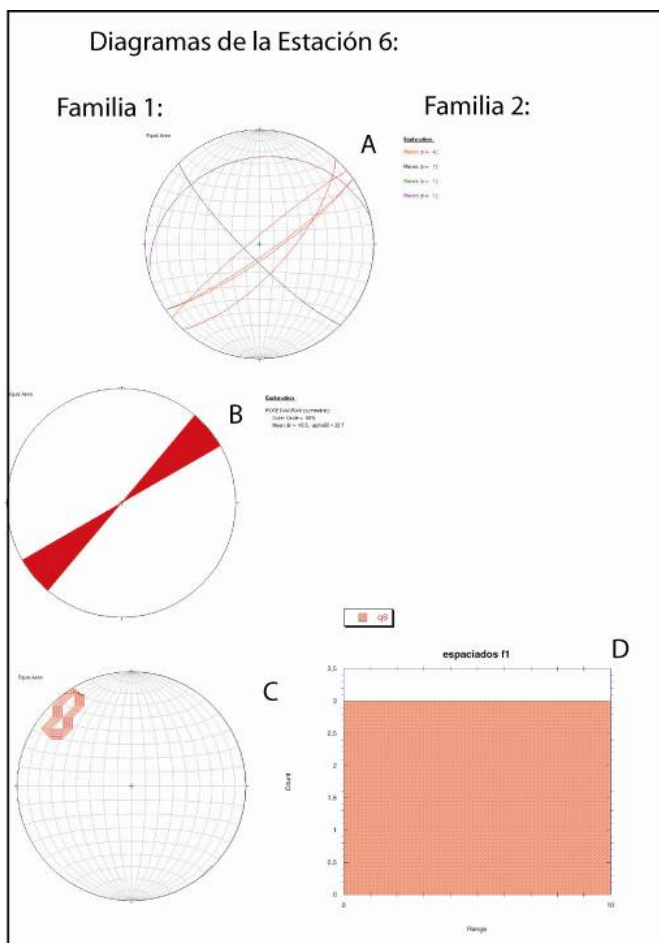


Figura 7.15: A - Proyección de las fracturas de la familia 1 .B- diagrama de rosas de la familia 1. C- diagrama de densidades de la familia 1. D- Histograma de espaciados de las fracturas F1.

ESTACIÓN 7:

La estación 7 se encuentra arriba de la estación 6, es decir subiendo serie. Los estratos están marcadamente fracturados. Las fracturas presentan una importante continuidad en la vertical a lo largo de las diferentes capas calcáreas (Fig. 7.16).



Figura 7.16: Estación 7, con una ampliación del aspecto en superficie de las fracturas karstificadas.

Como en las estaciones anteriores, existen en esta estación 2 familias fundamentales de fracturas, aunque predomina la familia 1, con una dirección media de 33° E, es decir NNE-SSW y un buzamiento medio de 86° hacia el S y hacia el N, como se observa en la proyección estereográfica de las fracturas, en los diagramas de rosas y en el diagrama de densidades (Fig. 7.17- A, C y E). Las fracturas presentan unos espaciados entre ellas que son en general menores de los 10 cm (Fig. 7.17-F). En general son fracturas cerradas aunque existen algunas abiertas del orden de 1mm que presentan un relleno de arcilla roja. Las aberturas de las fracturas presentan una variación importante ya que en superficie encontramos unas aberturas muy importantes del orden de los 3cm pero conforme se desciende en la serie estas aberturas van disminuyendo hasta 1mm o desaparecer. Este hecho es debido a la existencia en superficie de fenómenos de karstificación a favor de las fracturas más marcadas. La familia 2 o E-W presenta una dirección media de N109E, buzando hacia el Oeste y Este 85° .

Las superficies de estratificación presentan estilolitos estratiformes. Este plano presenta una marcada karstificación que produce aberturas del orden de 1cm. Estas aberturas también están rellenas de arcilla poco compacta, aunque en algunas es posible el paso de agua.

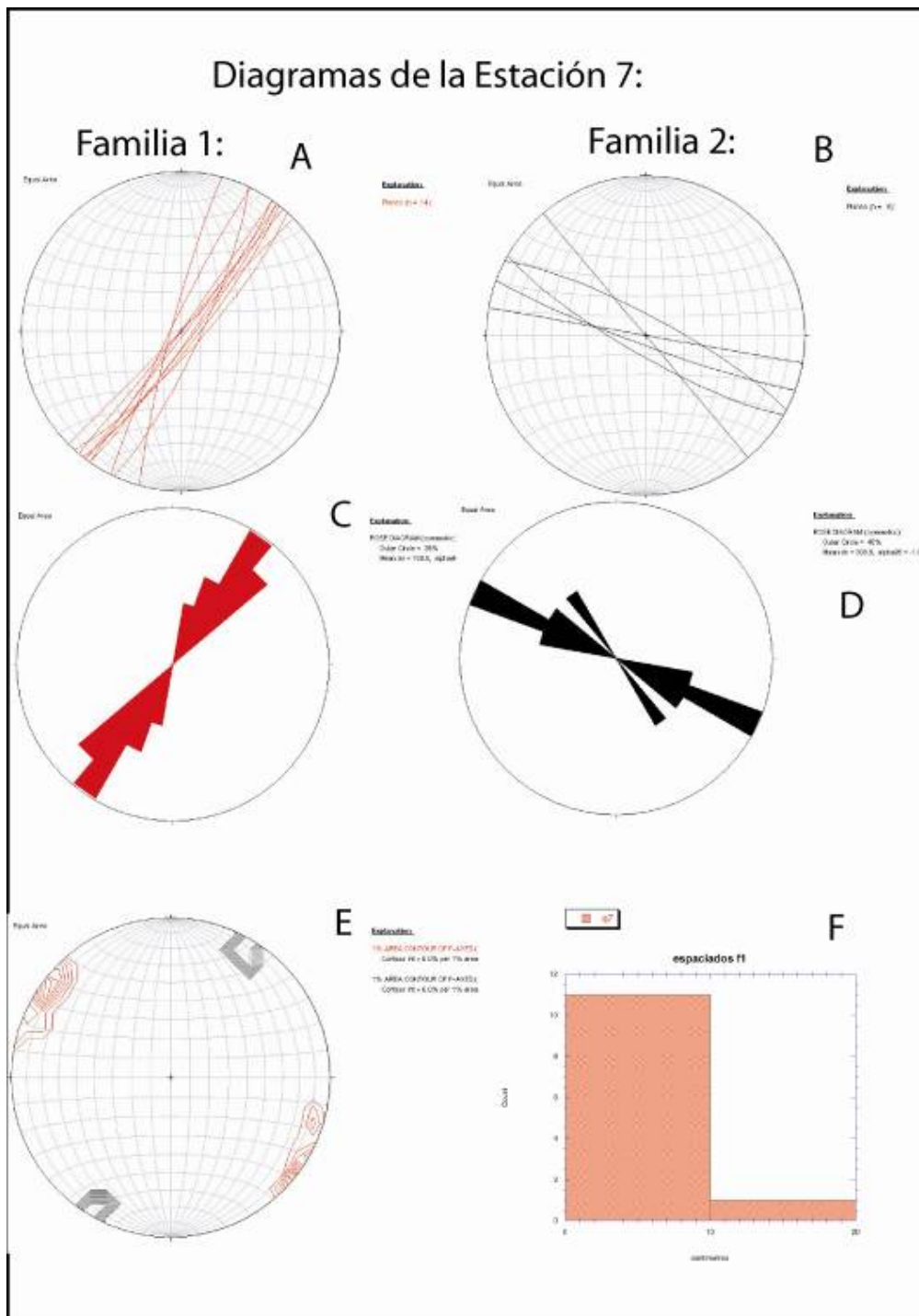


Figura 7.17: A y B- Proyección de las fracturas de la familia 1 y 2 respectivamente. C y D- diagrama de rosas de la familia 1 y 2. E- diagrama de densidades de las dos familias. F - Histograma de espaciados de las fracturas F1.

ESTACIÓN 8:

La octava estación del Puerto de Querol se encuentra en un talud de 12m de altura también en la carretera, unos metros más arriba que la estación 7. Los estratos tienen una dirección de 85° E y un buzamiento de 15° hacia el SE (Fig. 7.18).

Las capas están intensamente fracturadas. Estas fracturas atraviesan sin problemas las diferentes capas calcáreas. Estas fracturas se pueden agrupar, como anteriormente, en 2 familias de fracturas, la más visible (familia 1) tiene una dirección media de 26° E, es decir NNE-SSW y un buzamiento medio de 87° hacia el SE, como se observa en la proyección estereográfica de las fracturas y en los diagramas de rosas (Fig. 7.5-A, C, E). Por otra parte los diagramas de densidades nos ayudan a apreciar la verticalidad de las fracturas,

que favorece la entrada de agua en el subsuelo. Estas fracturas están separadas 30 cm de media y presentan una karstificación muy marcada sobre todo en superficie. La mayoría de las fracturas se presentan cerradas o selladas aunque existe un tanto por ciento de abiertas. La abertura media de la familia 1 varía de 1 mm a 1 cm y se presentan en la mayoría de los casos rellenas de suelo (arcilla poco compactada con vegetación herbácea).

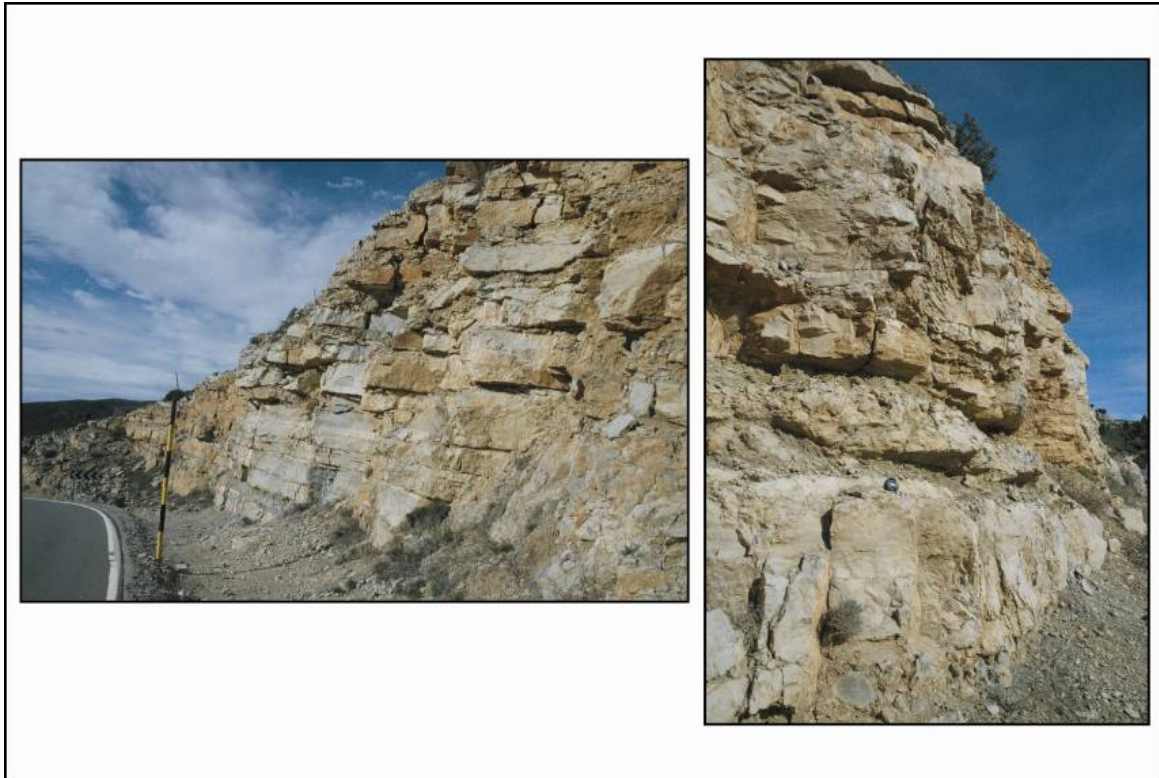


Figura 7.18: Dos puntos de vista de la estación 8 y de la fracturación que se observa en ella.

La familia 2 también importante tiene una dirección media de 121° E, es decir E-W, y un buzamiento medio de 78° hacia el SW, como se infiere de la observación de las proyecciones estereográficas de las fracturas y en los diagramas de rosas (Fig. 7.19- B, D, E).

La familia E-W presenta una continuidad a lo largo del talud menos importante que la familia NNE-SSW.

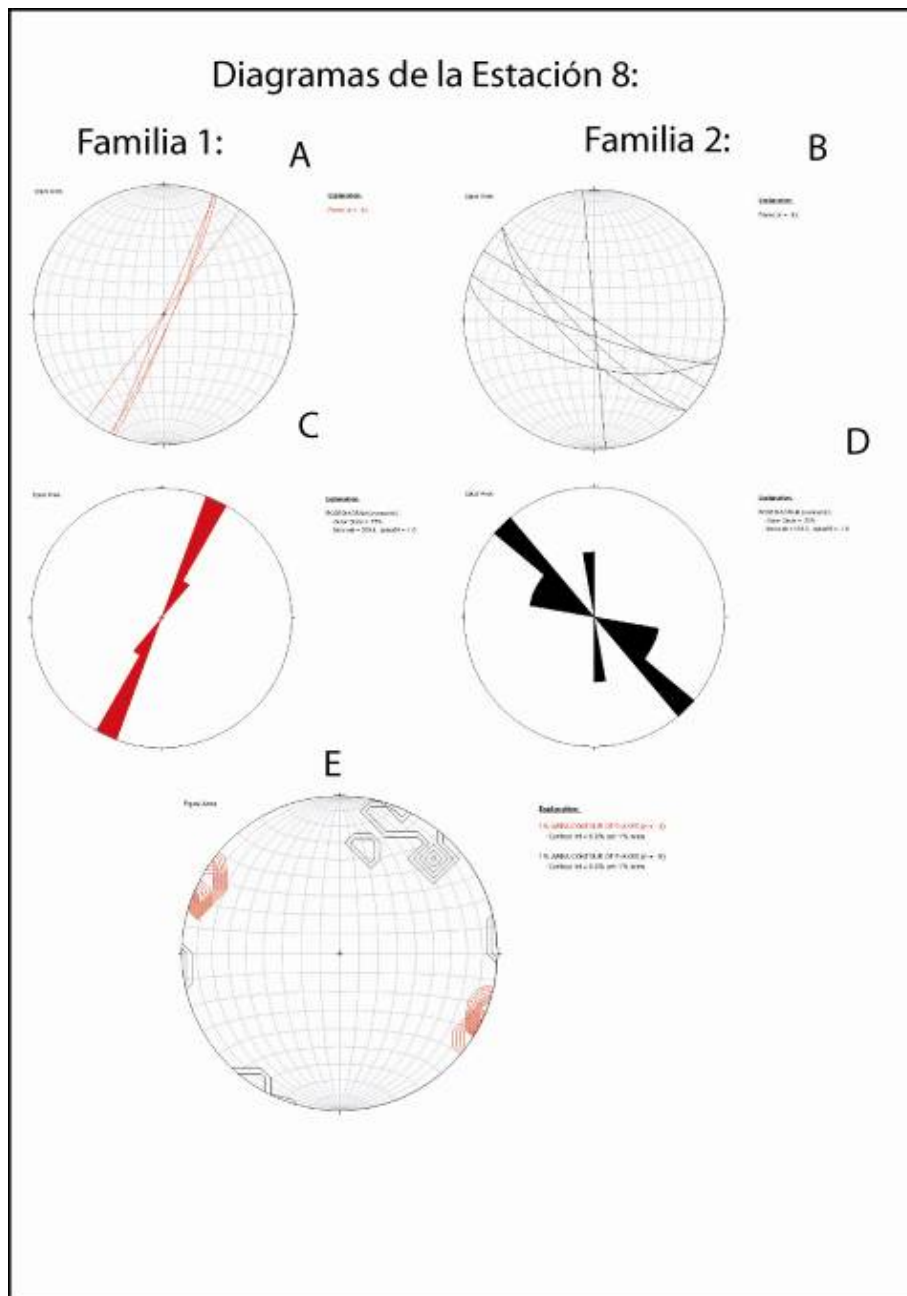


Figura 7.19: A y B- Proyección de las fracturas de la familia 1 y 2 respectivamente. C y D- diagrama de rosas de la familia 1 y 2. E- diagrama de densidades de las dos familias.

ESTACIÓN 9:

La novena estación del Puerto de Querol se encuentra en un talud de 15m de altura, unos metros más arriba que la estación anterior. Las capas calcáreas están intensamente fracturadas (Fig.7.20). Estas fracturas atraviesan sin problemas los diferentes estratos y se pueden agrupar en 2 familias. Aunque La familia predominante es la numero 1 con una dirección media de 19° E, es decir NNE-SSW y un buzamiento medio de 82° hacia el NW, como se observa en la proyección estereográfica de las fracturas y en los diagramas de rosas (Fig.7.5- A, C). Por otra parte los diagramas de densidades nos ayudan a apreciar la verticalidad de las fracturas, que favorece la entrada de agua en el subsuelo. Estas fracturas están separadas de 10 a 20 cm (Fig.7.5- D) y presentan una karstificación marcada en superficie. La mayoría de las fracturas se presentan cerradas o selladas por la precipitación de calcita aunque existe una cierta proporción de fracturas abiertas.

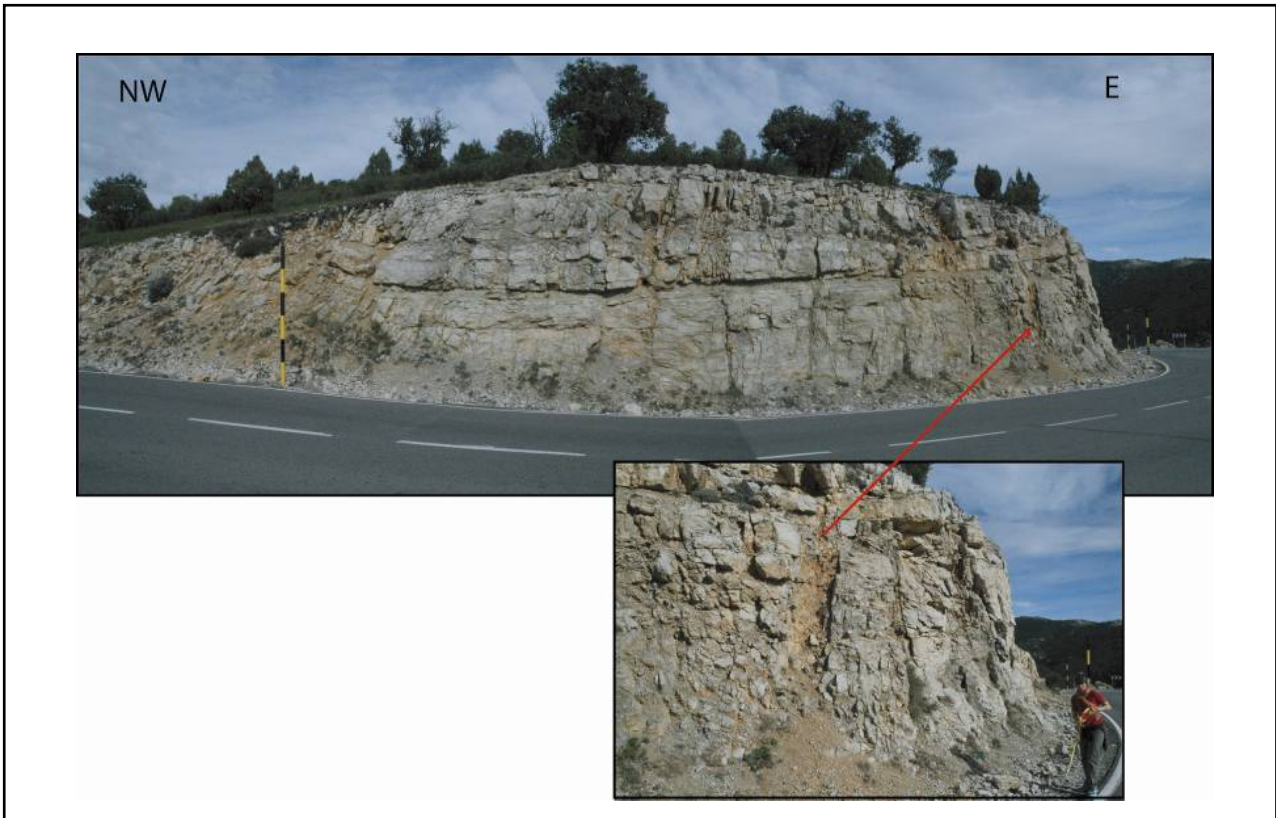


Figura 7.20: Estación 9 y detalle de un relleno.

En la fotografía de la figura 7.20 también podemos observar como existe una aproximada equidistancia de las fracturas NNE-SSW, más marcadas, del orden de 2m. Estas fracturas tienen además una gran continuidad en la vertical.

En el detalle de la fotografía de la figura citada también se observa una gran fractura rellena de fragmentos calcáreos y de arcilla de color rojo-naranja.

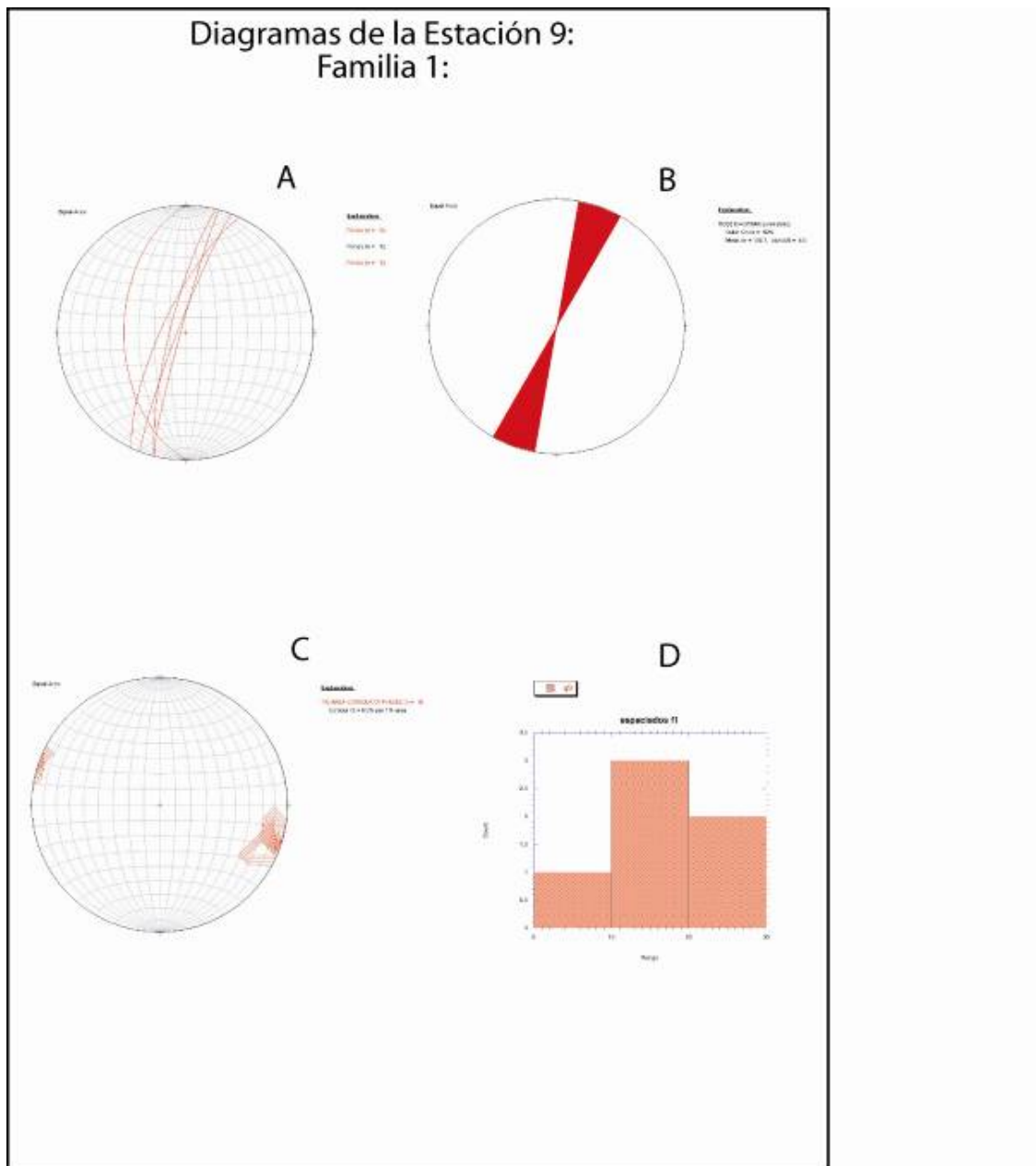


Figura 7.21: A - Proyección de las fracturas de la familia 1. B- diagrama de rosas de la familia 1. C- diagrama de densidades de la familia 1. D- Histograma de espaciados de las fracturas F1.

ESTACIÓN 10:

La décima estación del Puerto de Querol se encuentra en un talud de 7m de altura, unos metros más arriba que la estación anterior. Las capas están intensamente fracturadas y presentan una dirección de 160°E y un buzamiento de 30°S (Fig. 7.22).



Figura 7.22: Toma medidas en el talud de la estación 10.

Estas fracturas atraviesan sin problemas los diferentes estratos y se pueden dividir en 2 familias. Aunque La familia predominante es la numero 1 con una dirección media de 31° E, es decir NNE-SSW y un buzamiento medio de 77° hacia el NW, como se observa en la proyección estereográfica de las fracturas y en los diagramas de rosas (Fig.7.23- A, B). Por otra parte los diagramas de densidades nos ayudan a apreciar la verticalidad de las fracturas (Fig. 7.23- D), que favorece la entrada de agua al subsuelo. Estas fracturas están separadas de 10 a 20 cm (Fig. 7.23- E) y presentan una karstificación marcada en superficie. La mayoría de las fracturas se presentan cerradas o selladas por la precipitación de calcita o por arcilla cuya permeabilidad es muy baja y dificulta en gran medida el paso de agua.

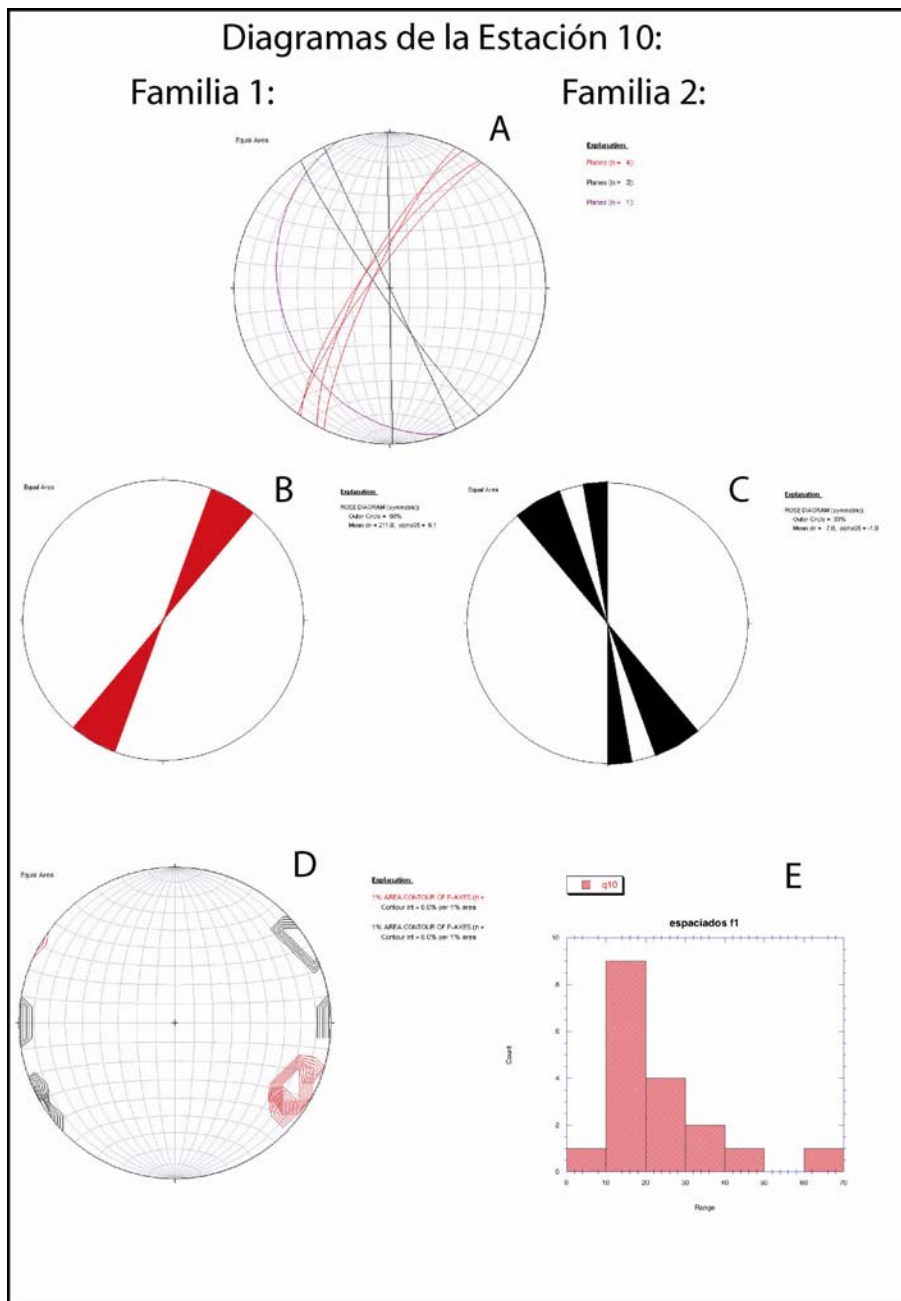


Figura 7.23: A- Proyección de las fracturas de la familia 1 y 2. B y C- diagrama de rosas de la familia 1 y 2. D- diagrama de densidades de las dos familias. E- Histograma de espaciados de las fracturas F1.

La familia 2, también importante, tiene una dirección media de 158° E, es decir NNW-SSE. Y un buzamiento medio de 87° hacia el S, como se infiere al observar los diagramas estereográficos de las fracturas y en los diagramas de rosas (Fig. 7.19- A, C, D). En este caso la familia 2 pensamos que esta muy relacionada con la NNW-SSE y posiblemente se puedan incluir dentro del mismo grupo.

ESTACIÓN 11:

La décima estación del Puerto de Querol se encuentra en un talud de 5m de altura, unos metros más arriba que la estación anterior (10) y justo por debajo de la estación 3. Este afloramiento presenta un aspecto algo caótico y se confunde en algunos casos la estratificación con algunas fracturas de la familia 2. Las capas presentan una dirección de 130° E y un buzamiento de 18° NE (Fig 7.24).



Figura 7.24: Afloramiento de la estación 11.

Las fracturas atraviesan sin problemas los diferentes estratos y se pueden agrupar en 2 familias. Aunque la familia predominante es la número 1 con una dirección media de 48° E, es decir NE-SW y un buzamiento medio de 60° hacia el NW, como se observa en la proyección estereográfica de las fracturas y en los diagramas de rosas (Fig 7.25- A,B). Por otra parte los diagramas de densidades nos ayudan a apreciar la verticalidad de las fracturas (Fig 7.23- D), factor que podría favorecer el paso de agua al acuífero. Estas fracturas están separadas de 5 a 20 cm aproximadamente. Sin embargo, la mayoría de las fracturas se presentan cerradas o selladas por arcilla cuya permeabilidad es muy baja y dificulta en gran medida el paso de agua.

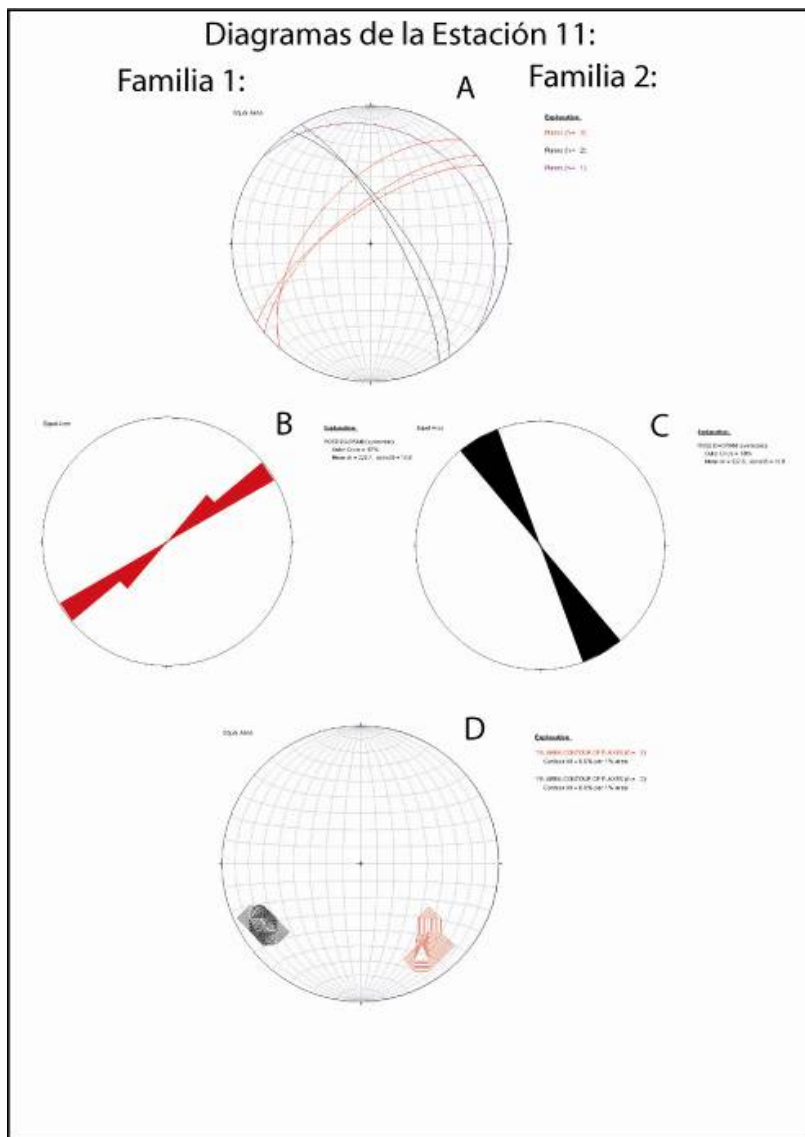


Figura 7.25: A - Proyección de las fracturas de la familia 1 y 2. B y C- diagrama de rosas de la familia 1 y 2. D- diagrama de densidades de las dos familias.

La familia 2 presenta una dirección media de 148° E, es decir NNW-SSE. Y un buzamiento medio de 73° hacia el NE (Fig 7.19- A, C, D.). Esta familia presenta unas aberturas aún menos importantes que la familia NE-SW.

CONCLUSIONES GENERALES DE LA ZONA:

A partir de estas estaciones podemos concluir que existen 2 familias de fracturas en los alrededores del Puerto de Querol. La familia más marcada es la NNE-SSW (familia 1) con buzamientos muy elevados. Esta verticalidad tan acusada de las fracturas es sin duda una ayuda para el paso del agua hacia el acuífero (Fig. 7.27). El espaciado entre fracturas del orden de 70 centímetros. Existe un predominio de las fracturas cerradas sin embargo existen aberturas que varían de 1mm a 4 cm y se caracterizan por estar rellenas de arcilla, de calcita precipitada o “vacías”. Además la superficie de estratificación se presenta generalmente karstificada y con muestras del posible paso del agua (Fig. 7.26)

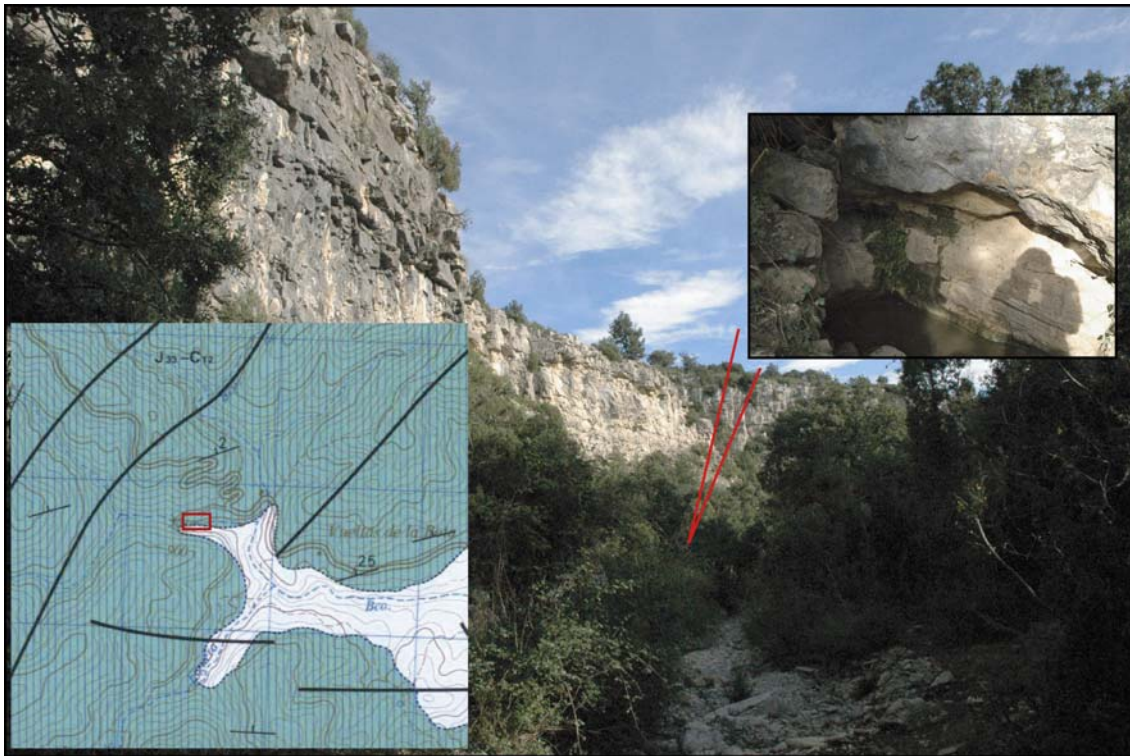


Figura 7.26: Barranco seco que vierte sus aguas al Bco de Vallivana. También se observa el detalle de una fuente, salida de agua a favor del plano de estratificación. Abajo a la izquierda posición en mapa geológico del barranco en recuadro rojo.

Por otro lado la evolución de las direcciones de la familia NNE-SSW a lo largo de la serie estratigráfica no sufre apenas variaciones (Fig. 7.27). Lo que no ocurre con los espaciados de las fracturas que dependen de la potencia del estrato.

La otra familia de fracturas que se repite en la zona y a lo largo de la serie estratigráfica es la generalmente E-W. También con buzamientos muy altos, por lo que hablamos de fracturas verticales. El espaciado entre fracturas es del orden de 200 centímetros, aparentemente más separadas que la familia NNE-SSW. De la misma manera existe un predominio de las fracturas cerradas sin embargo existen fracturas abiertas que se caracterizan por estar rellenas de arcilla, de calcita precipitada o “vacías”.

La evolución de las direcciones a lo largo de la serie estratigráfica no varía apenas solo en las estaciones 11, 10, 8, 6 hacia la mitad de la serie estudiada se observa una orientación más NW-SE, pero que en la zona de la base de la serie vuelve a ser E-W (Fig. 7.27).

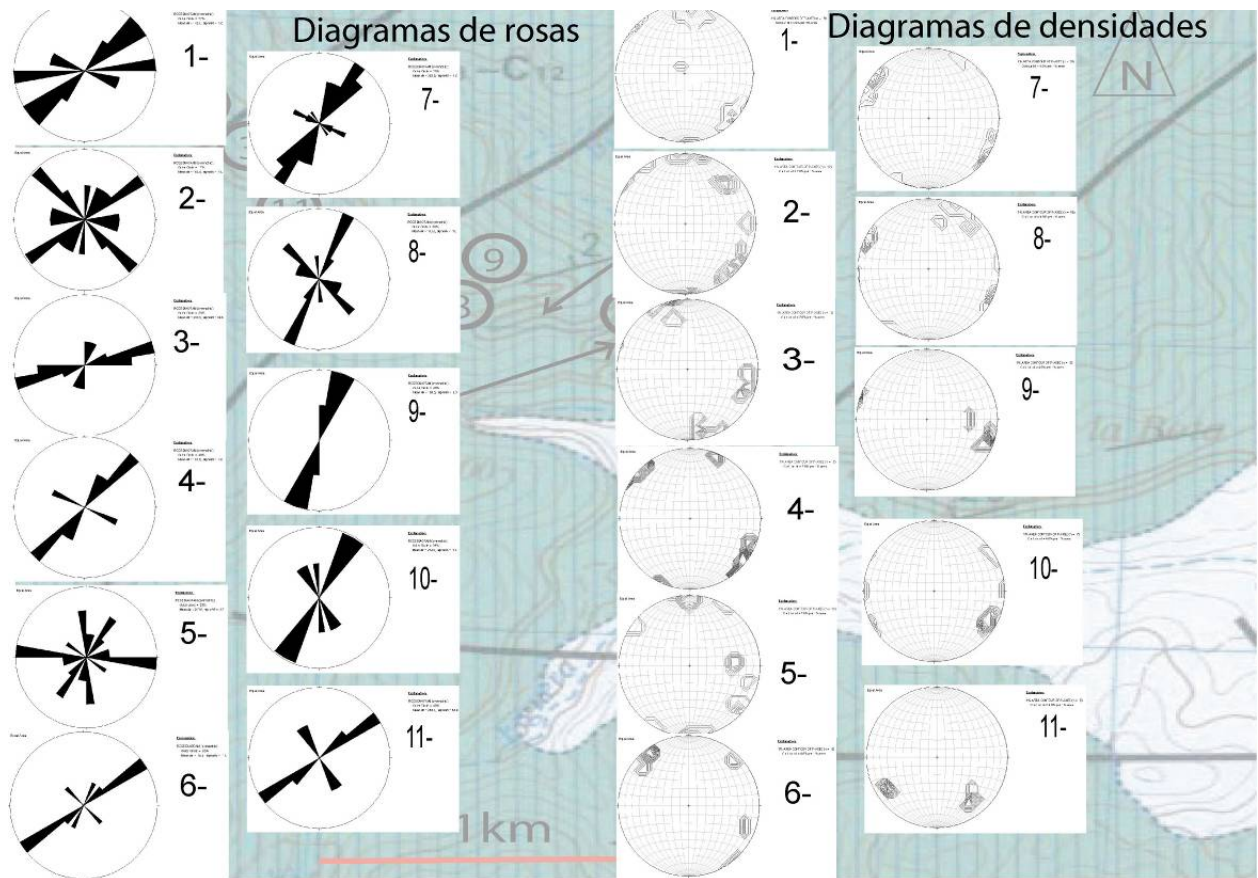


Figura 7.27: Diagramas generales del Puerto de Querol.

La evolución de la fracturación a lo largo de los taludes estudiados no varía en el sentido de su orientación y buzamiento. Sin embargo se observa que en superficie las aberturas de las fracturas son más importantes que en profundidad debido a una mayor tasa de disolución de la caliza en superficie (karstificación).

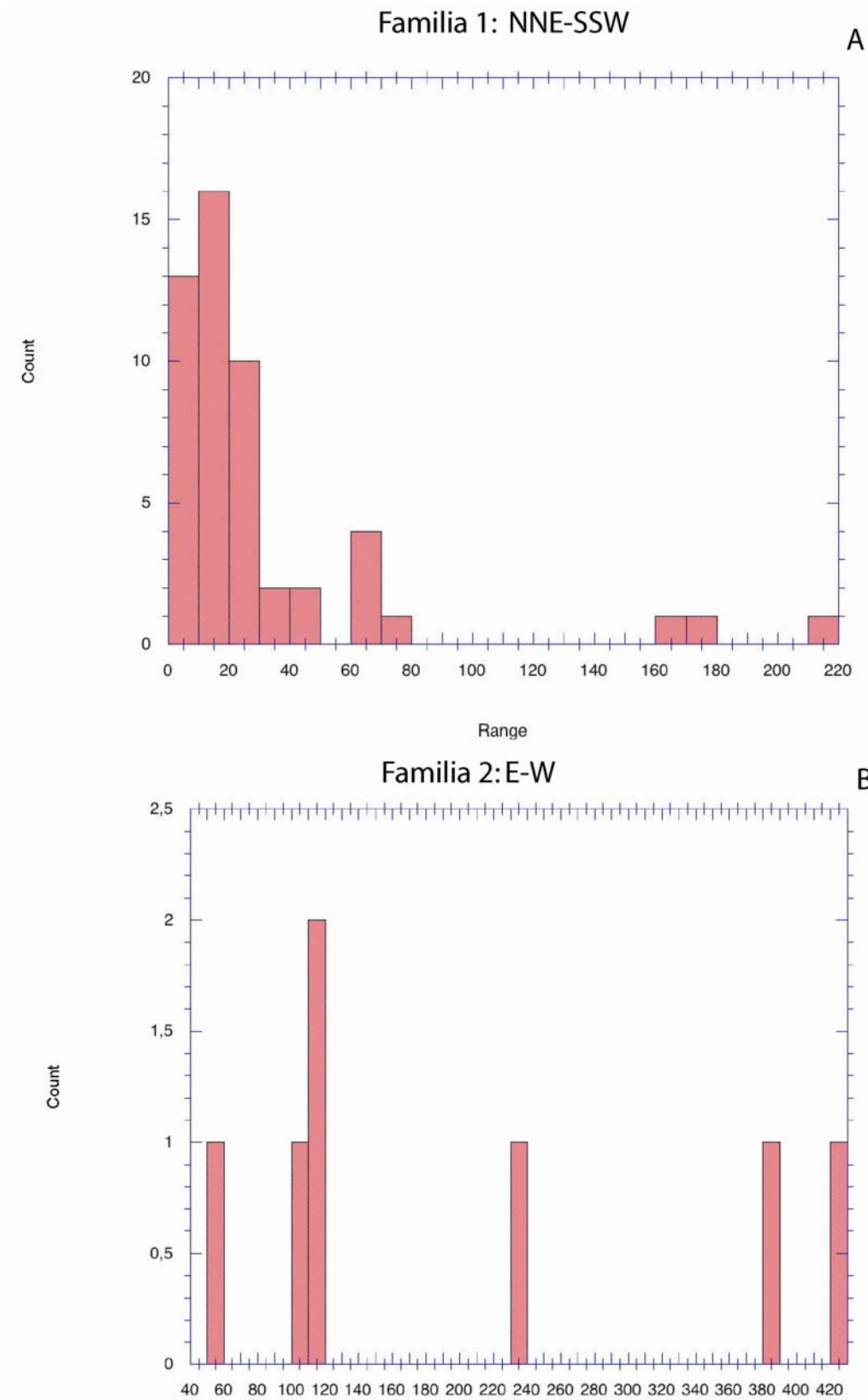


Figura 7.28: Histogramas de espaciados entre fracturas.

7.3. La fracturación en el anticlinal de Bovalar

El Anticlinal de Bovalar es la zona más al oeste del Acuífero del Maestrazgo que ha sido estudiada. Se han realizado 7 estaciones de toma de datos, que se han distribuido más o menos equidistantes a lo largo de los taludes de la carretera que va de Cincorres al Portell de Morella (Fig. 7.29) y se sitúan sobre los flancos

y charnelas de este pliegue que toma nombre de la formación geológica Jurásica superior (J33-C12) (Fig.7.30). La primera estación se sitúa en el contacto con el Cretácico inferior (C13-14) y las siguientes se sitúan bajando por la serie estratigráfica de J33-C12.

Así podemos observar los cambios de la facturación, a lo largo de la serie estratigráfica que forma la mayor parte del acuífero profundo del Maestrazgo.

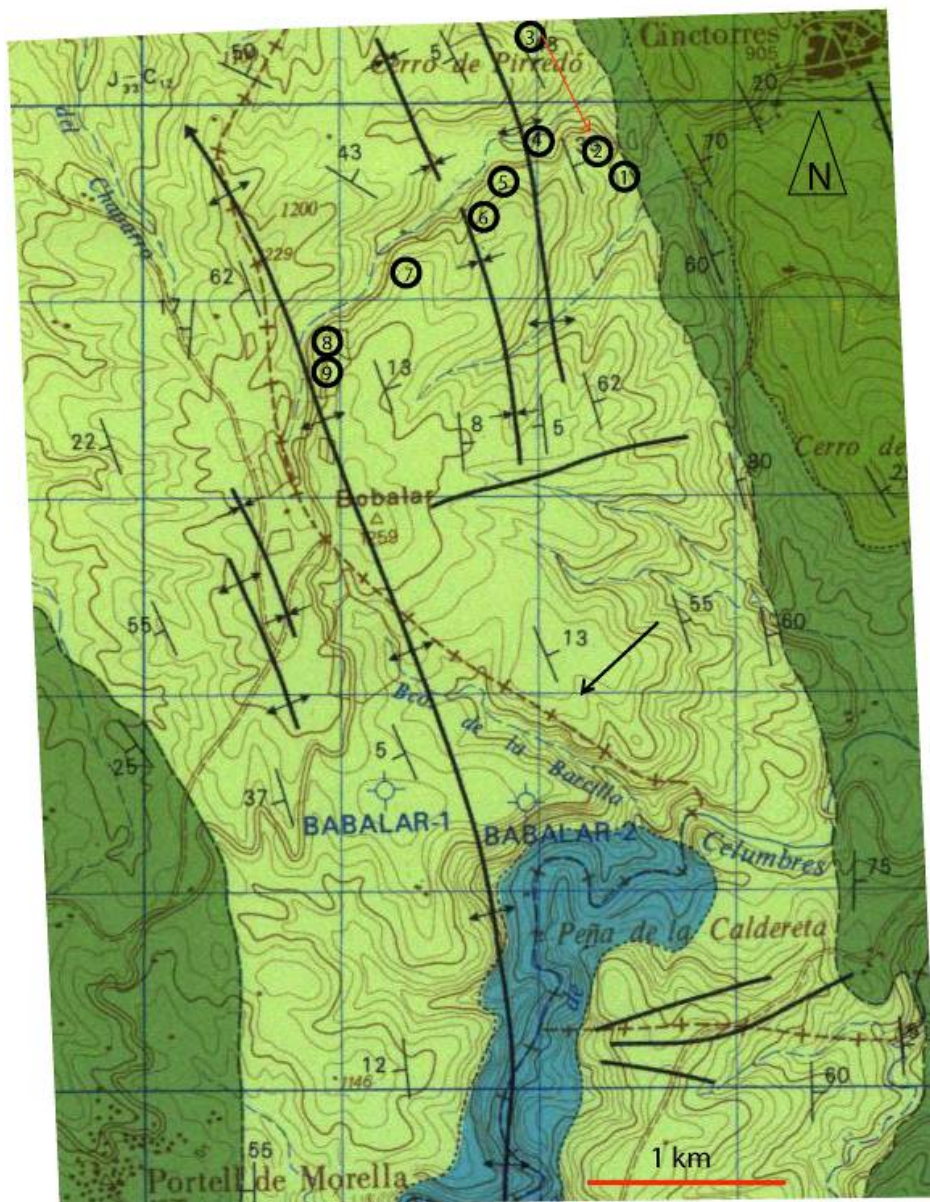


Figura 7.29: Mapa de estaciones en la zona de Bovalar.(detalle de la hoja 544-Forcall del MAGNA 1:50000).



Figura 7.30: Panorama del Anticinal de Bovalar.

ESTACIÓN 1:

La primera estación se encuentra como hemos dicho un metro más abajo que el contacto con el Cretácico inferior. La Formación Bovalar se presenta intensamente fracturada (Fig. 7.31). Estas fracturas atraviesan sin problemas los diferentes estratos y se pueden agrupar en 2 familias. Aunque la familia predominante es la numero 1 con una dirección media de $N175^{\circ} E$, es decir NNW-SSE y un buzamiento medio de 38° hacia el W, como se observa en la proyección estereográfica de las fracturas y en los diagramas de rosas (Fig. 7.32- A, B). Por otra parte los diagramas de densidades nos ayudan a apreciar la verticalidad de las fracturas, que favorece la entrada de agua en el subsuelo. Las fracturas más marcadas están separadas de 10 a 30 cm (Fig.7.32-E) y las más cerradas (venas) 5 cm de media. La mayor parte de las fracturas se presentan cerradas o selladas por la precipitación de calcita aunque existe un tanto por ciento medio-bajo de abiertas (aberturas menores de 1cm).

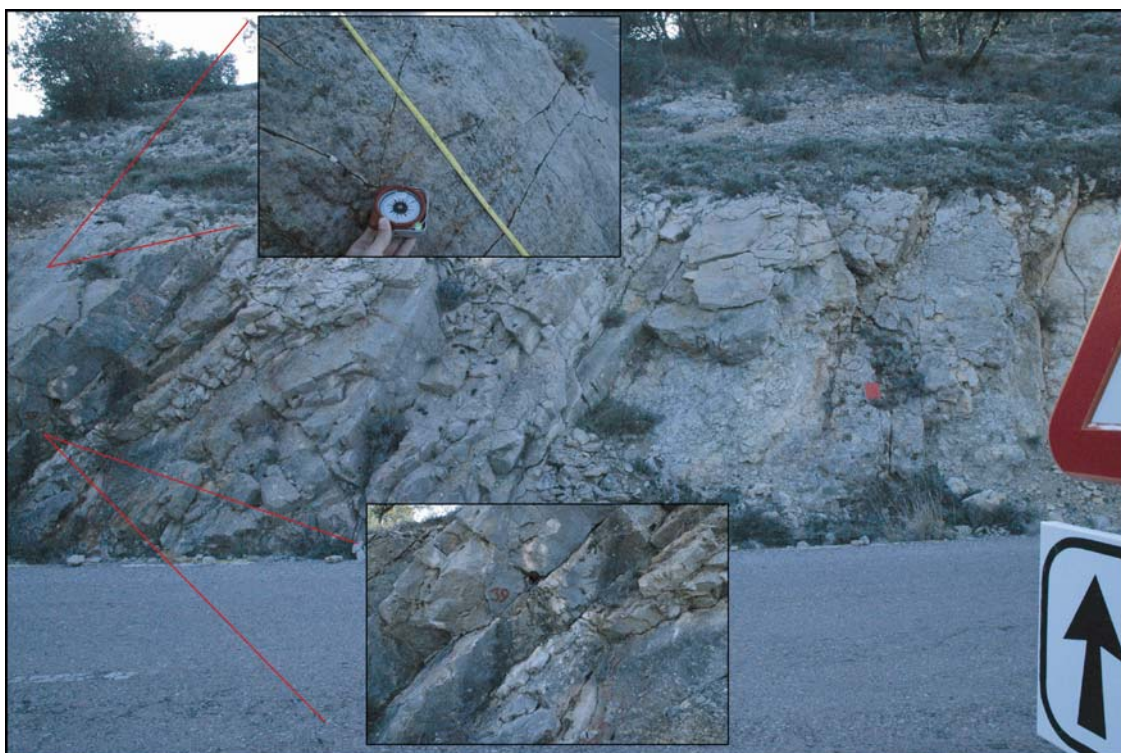


Figura 7.31: Estación 1 del Anticlinal de Bovalar con 2 detalles.

La familia 2 presenta una dirección media de $91^{\circ} E$, es decir W-E. Y un buzamiento medio de 60° hacia el S (Fig.7.32- A, C, D). Las fracturas están cerradas o selladas por la precipitación de calcita aunque existe un tanto por ciento medio-bajo de abiertas (aberturas alrededor de 1mm).

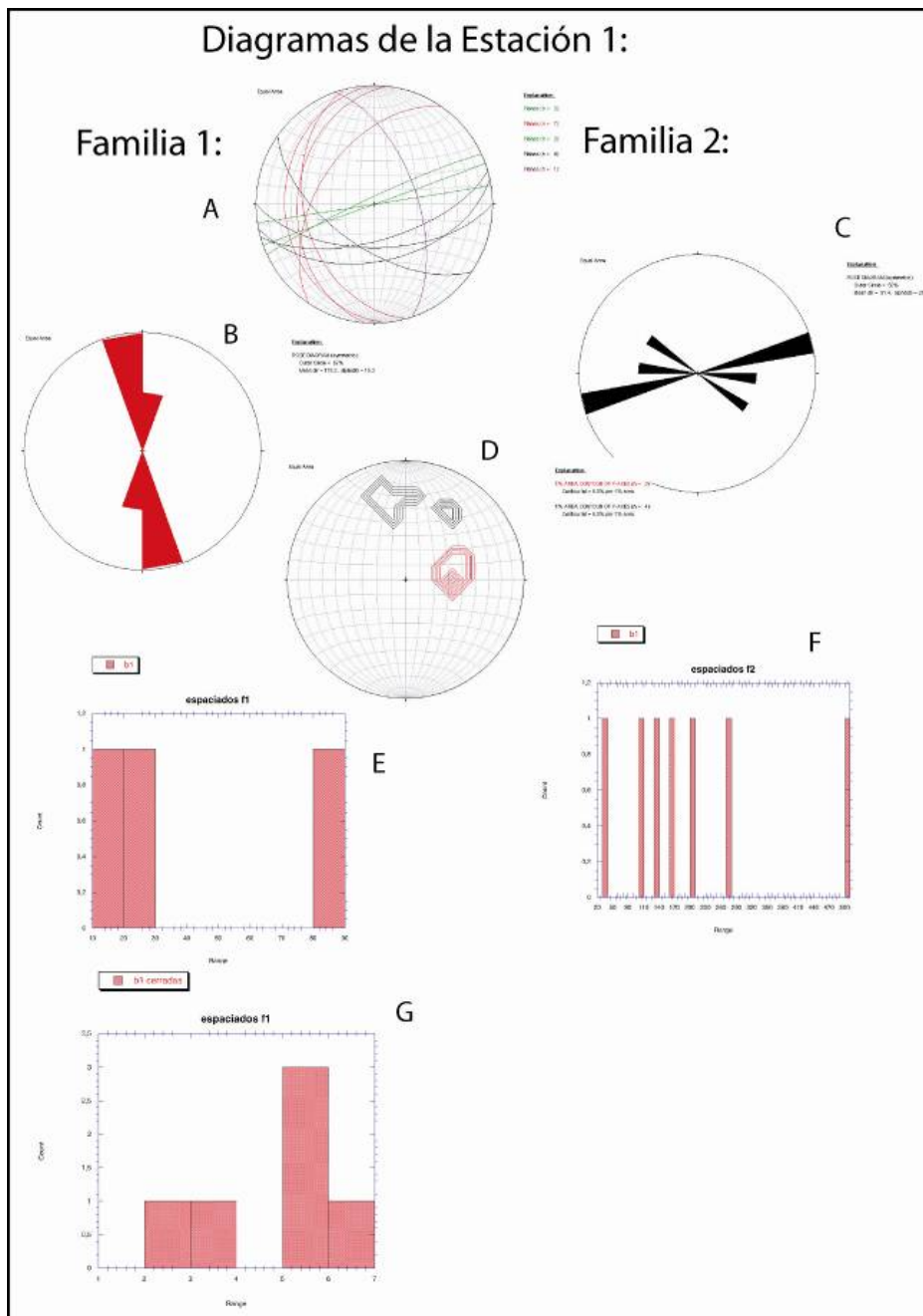


Figura 7.32: A - Proyección de las fracturas agrupadas en familias. B y C- diagrama de rosas de la familia 1 y 2. D- diagrama de densidades de las dos familias. E y F- Histogramas de espaciados de las fracturas F1 y F2. G- Histograma de espaciado de las fracturas cerradas- venas.

ESTACIÓN 2:

La segunda estación se encuentra continuando algunos metros por la carretera hacia el Portell de Morella. La estratificación tiene una dirección de 161°E con un buzamiento de 40° hacia el E. Algunas superficies de estratificación se presentan muy karstificadas alcanzando aberturas de unos 7cm (Fig. 7.33).

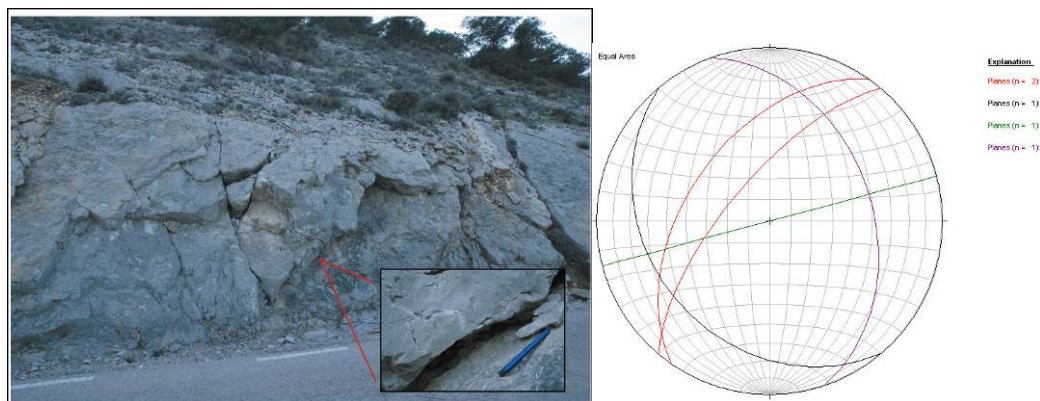


Figura 7.33: Estación 2 con el estereograma de las diferentes fracturas más importantes. En la parte inferior de la foto zoom de la apertura de la estratificación.

Estas fracturas atraviesan sin problemas los diferentes estratos y se pueden agrupar en 2 familias. La primera en rojo, en el estereograma, tiene una dirección media de $N37^{\circ} E$, es decir NNE-SSW y un buzamiento medio de 60° hacia el W (Fig. 7.33). La segunda en verde tiene una orientación media de $80^{\circ} E$ y una inclinación de 80° hacia el N, es decir pertenece a las fracturas E-W.

ESTACIÓN 3:

Esta estación se encuentra bajando serie Jurásica, en un talud de la carretera. Los estratos presentan una orientación de $160^{\circ} E$ y un buzamiento de 40° hacia el E. Las superficies de estratificación pueden presentar una pátina, lámina de precipitación de calcita lo que indica la existencia de un flujo antiguo a favor de estos contactos. Las capas presentan una clara fracturación muy penetrativa (Fig. 7.34).

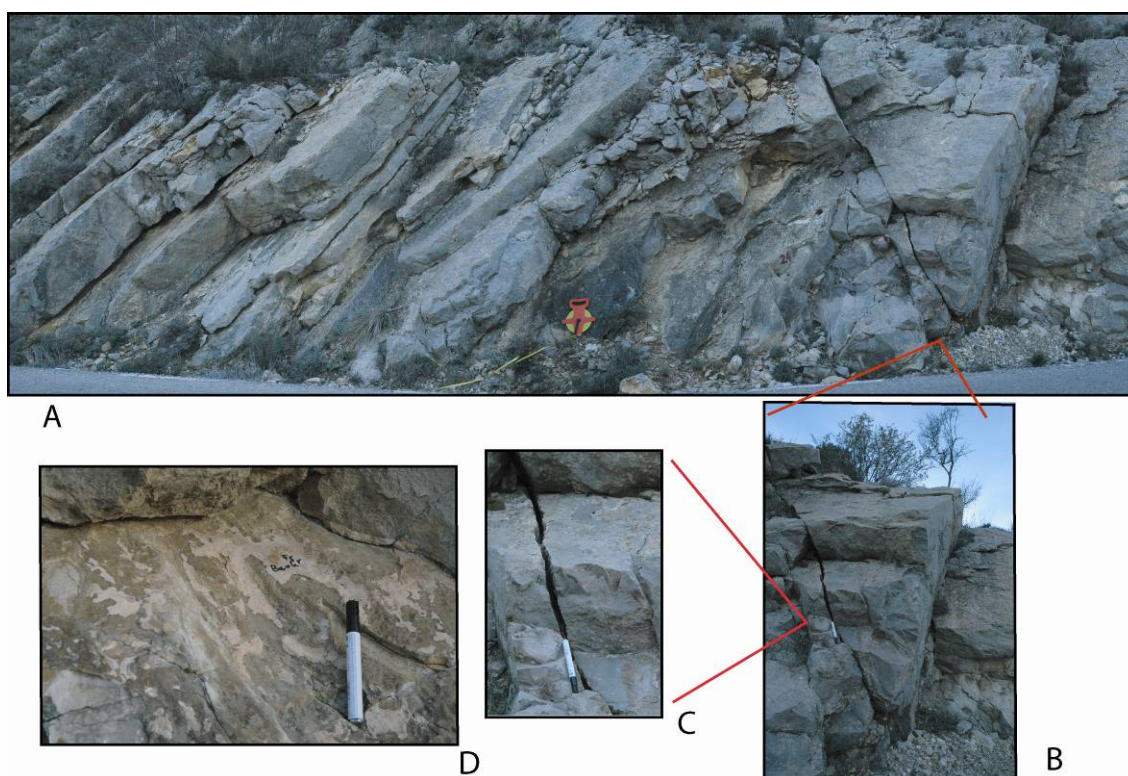


Figura 7.34: A- Foto general del afloramiento. B-Fracturas importantes. C- Detalle de fractura abierta. D- Superficie de estratificación con precipitación de calcita.

En esta estación como en las anteriores la fracturación se puede agrupar según su orientación en 2 familias: La familia 1 tiene una dirección media de $N38^{\circ} E$, es decir NE-SW y un buzamiento medio de 70° hacia el N, como se puede deducir de la observación de la proyección estereográfica de las fracturas y del

diagramas de rosas (Fig. 7.35- A, C, E). La familia NE-SW tiene un espaciado medio de 280 cm. Se observan fracturas cerradas y abiertas algunas rellenas de arcilla poco compactada (Fig. 7.34 y 7.36).

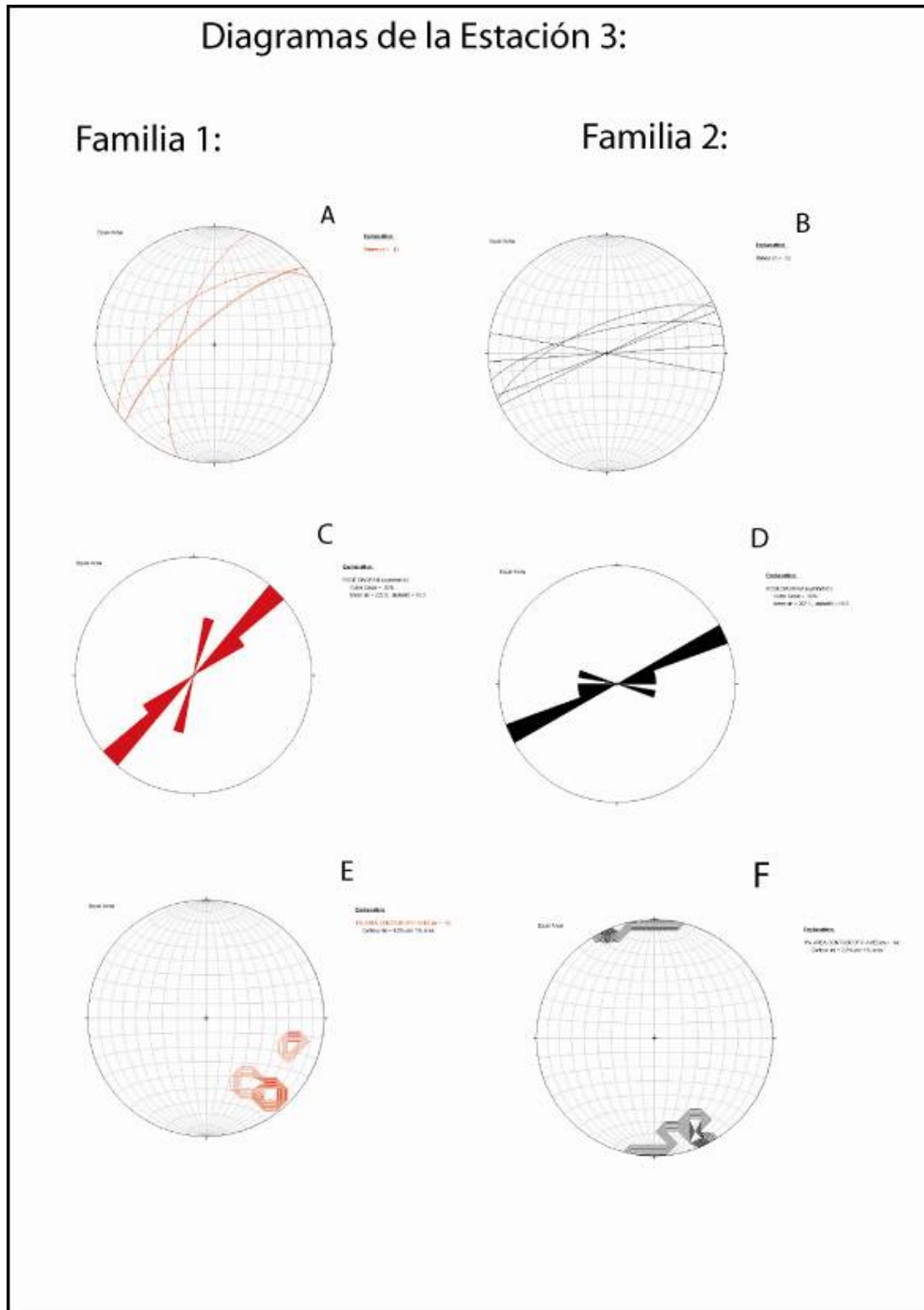


Figura 7.35: A - Proyección de las fracturas de la familia 1. B- Proyección de las fracturas de la familia 2. C y D- diagramas de rosas de la familia 1 y 2. E y F- diagrama de densidades de las dos familias

La familia 2 tiene una dirección media de 83° E, es decir EN-WS y un buzamiento medio de 89° (Fig.7.35- B, D, F). Esta familia presenta un espaciado bastante regular de 250 cm para las fracturas más marcadas y una conectividad importante a través de la serie (Fig.7.36).

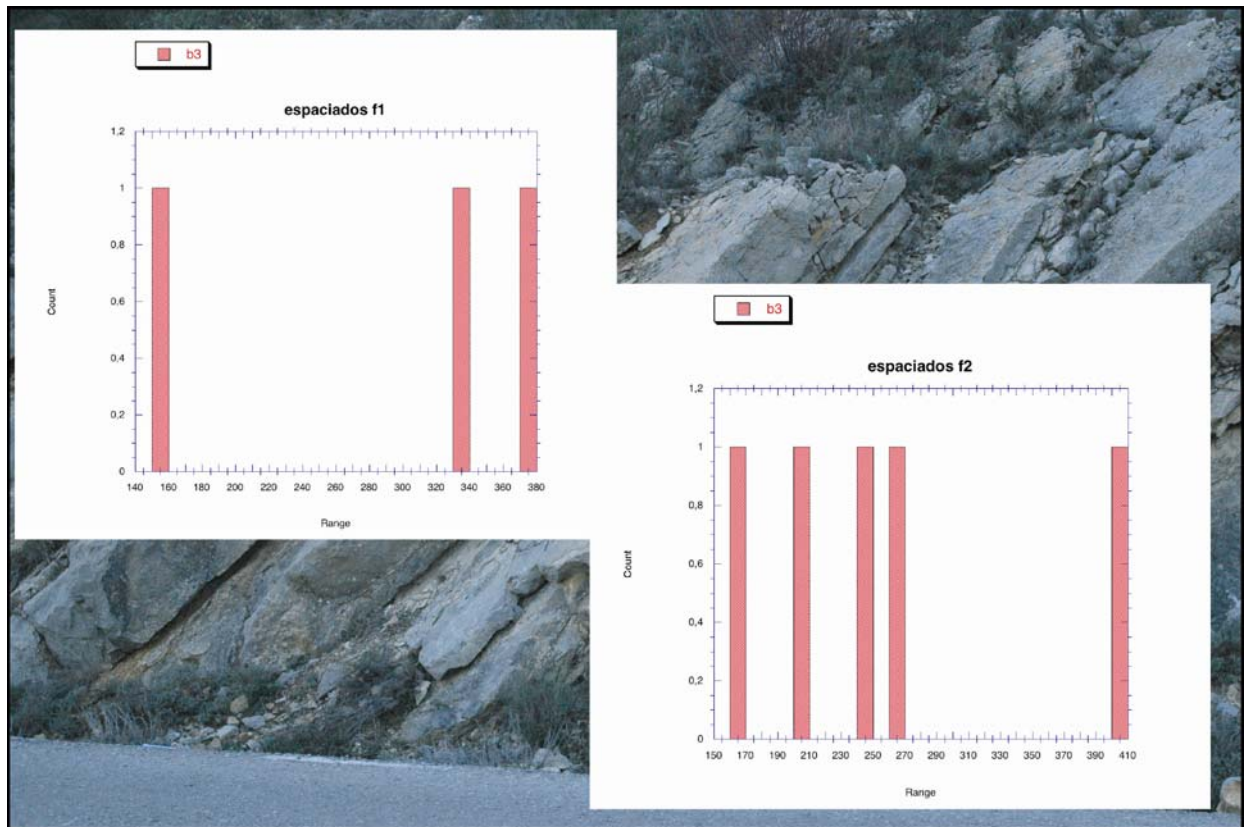
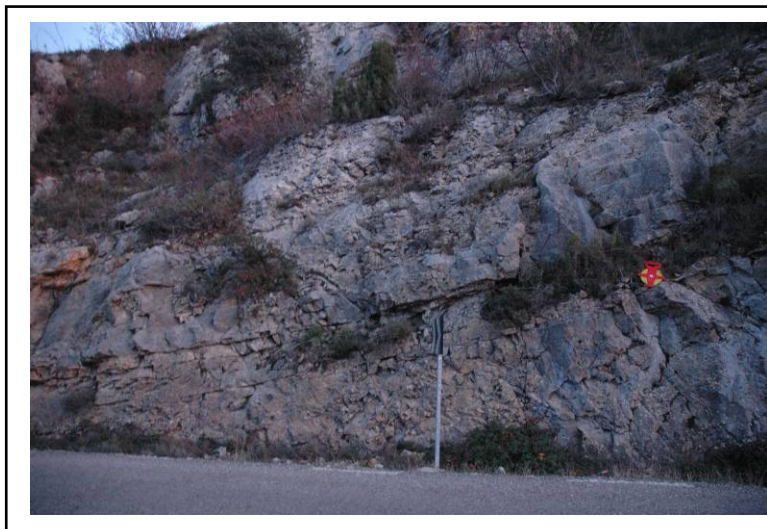


Figura 7.36: Histograma de espaciados de las familias NE-SW y EN-WS.

ESTACIÓN 5:

La estación 5 se ubica aproximadamente en la zona de charnela del pliegue anticlinal. Este pliegue presenta una charnela bastante aplanada como se infiere de los bajos buzamientos de las capas que son del orden de los 25° . Los estratos presentan una orientación de 63°E y un buzamiento de 25° hacia el E. Las capas presentan una clara fracturación (Fig.7.37).



7.37: Fotografía del afloramiento 5.

En esta estación como en las anteriores la fracturación se puede agrupar según su orientación en 2 familias: La familia 1 tiene una dirección media de 38°E , es decir NE-SW y un buzamiento medio de 62° hacia el NW, como se puede deducir de la observación de la proyección estereográfica de las fracturas y en el diagrama de rosas (Fig.7.38- A, C, E). La familia 2 tiene una dirección media de $N120^\circ\text{E}$, es decir NW-SE

y un buzamiento medio de 68° hacia el NE (Fig. 7.38- B, D, F). La mayoría de las fracturas están cerradas en mayor proporción que en la estación anterior.

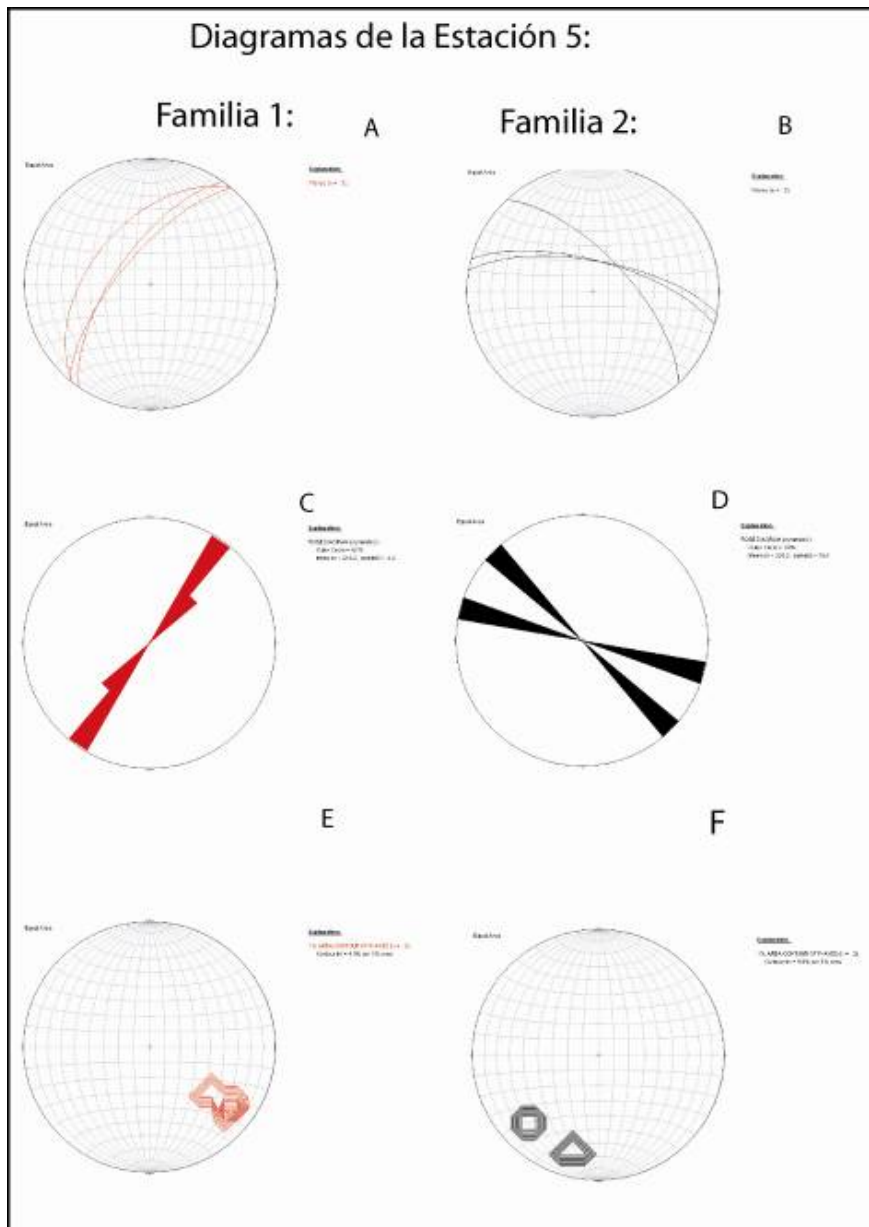


Figura 7.38: A - Proyección de las fracturas de la familia 1. B- Proyección de las fracturas de la familia 2. C y D- diagramas de rosas de la familia 1 y 2. E y F- diagrama de densidades de las dos familias

ESTACIÓN 6:

En la estación 6 hemos realizado muchas medidas a lo largo de 20m de serie estratigráfica ya que las condiciones de medida son excelentes. Los estratos presentan una orientación de $N104^\circ E$ y un buzamiento de 16° hacia el NE (Fig.7.39).



Figura 7.39: Afloramiento 6. Arriba detalle de la parte superior de la serie estudiada. En la parte inferior detalle la precipitación de calcita en las fracturas y superficies de estratificación.

La fracturación se puede agrupar según su orientación en 2 familias: La familia 1 tiene una dirección media de $N170^\circ E$, es decir NW-SE y un buzamiento muy elevado hacia el W y el E, como se puede deducir de la observación de la proyección estereográfica de las fracturas y en el diagrama de rosas (Fig.7.41- A, C, E). La familia 2, más predominante que la familia N-S, tiene una dirección media de $90^\circ E$, es decir W-E y un buzamiento medio de 75° hacia el S (Fig.7.41- B, D, F). El espaciado medio para las fracturas E-W es de 78cm (Fig.7.42).

La mayoría de las fracturas están cerradas o abiertas de 1mm a 1cm pero rellenas de arcilla y vegetación (musgo). En la parte superior existe una importante cantidad de calcita que ha precipitado en el plano de estratificación y en las fracturas (Fig.7.39 inferior).

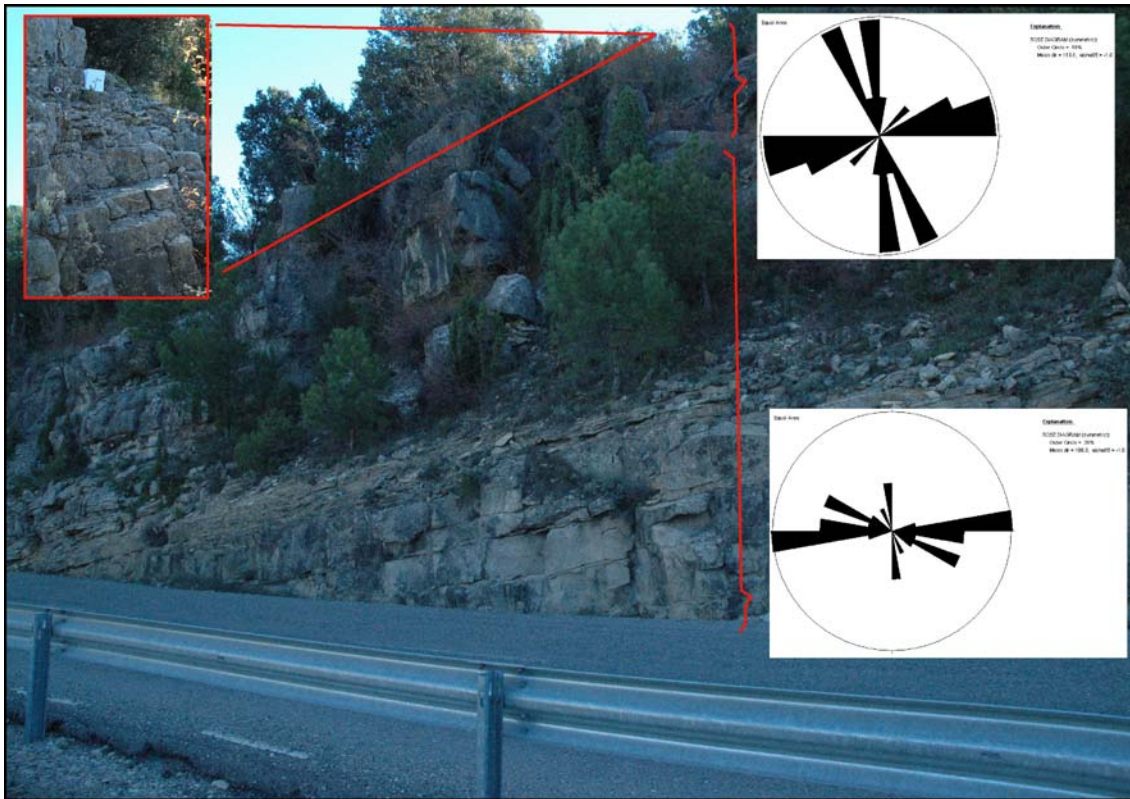


Figura 7.40: Visualización de las variaciones de la orientación de la fracturación en la serie.

Aprovechando la existencia de un buen afloramiento, donde se puede hacer un exhaustivo estudio de la orientación de las fracturas a lo largo de más de 20 m de serie estratigráfica. Hemos realizado una comparativa de la orientación de las fracturas de la parte más superior frente a la inferior (Fig.7.40). Y podemos concluir que las variaciones de dirección y buzamiento de las 2 familias de fracturas son mínimas, solamente se aprecia una mayor predominancia de las fracturas E-W en la parte inferior de la serie.

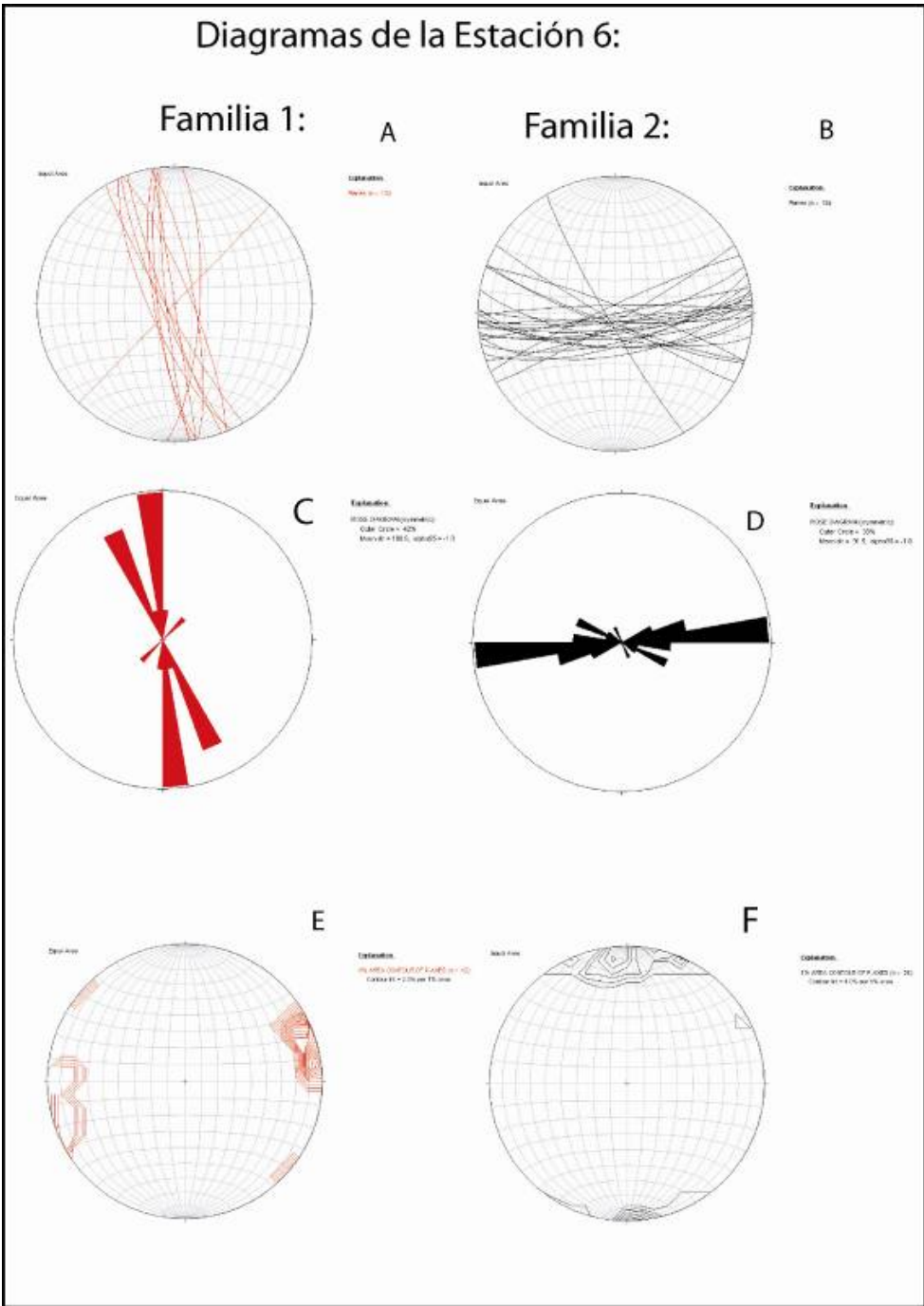


Figura 7.41: A - Proyección de las fracturas de la familia 1. B- Proyección de las fracturas de la familia 2. C y D- diagramas de rosas de la familia 1 y 2. E y F- diagrama de densidades de las dos familias de fracturas.

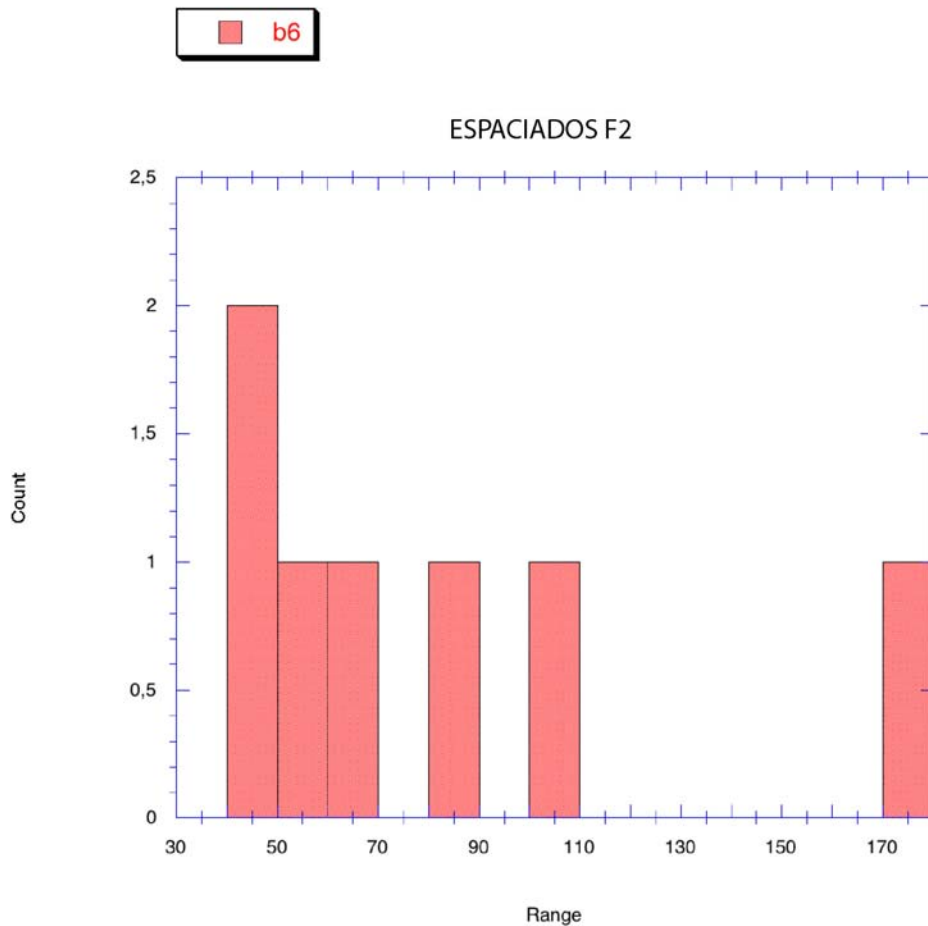


Figura 7.42: Histograma de espaciados (en cm) de la familia Este-Oeste.

ESTACIÓN 7:

La séptima estación realizada en el anticlinal de Bovalar se encuentra en un talud de 2 m de altura. Los estratos tienen una dirección de 96 E y un buzamiento de 13° hacia el norte. Este es un afloramiento donde las capas se presentan muy tableadas, con superficies de estratificación irregulares. Las capas presentan una fracturación muy marcada con una gran continuidad en la vertical a lo largo de las diferentes capas calcáreas. Existen 2 familias fundamentales de fracturas. La predominante es la familia 2 con una dirección media de 70° E, es decir EN-WS y un buzamiento medio de 75° hacia el SE, como se observa en la proyección estereográfica de las fracturas y en el diagrama de rosas (Fig.7.44- B, D, E). Esta casi verticalidad de las fracturas favorece en gran medida la entrada de agua en el subsuelo. Estas fracturas están separadas de 5 a 20 cm de media y están selladas por arcilla o calcita (Fig.7.43).



Figura 7.43: Talud del afloramiento 7 con detalle de fracturas rellenas de calcita.

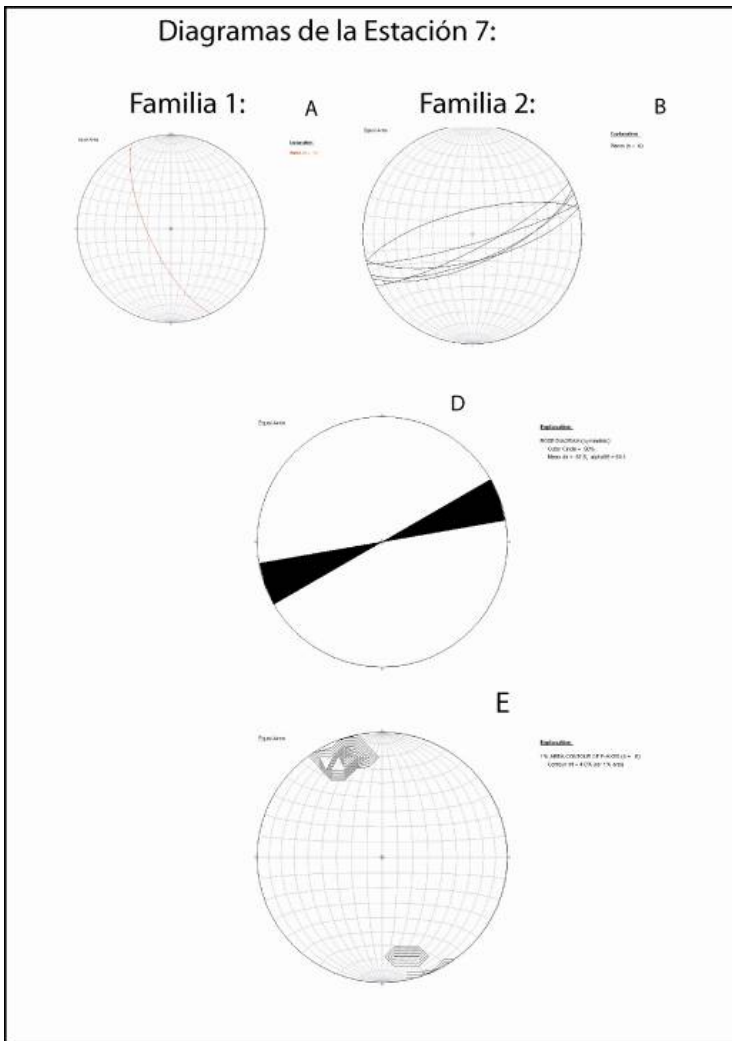


Figura 7.44: A - Proyección de las fracturas de la familia 1. B- Proyección de las fracturas de la familia 2. C y D- diagramas de rosas de la familia 1 y 2. E y F- diagrama de densidades de las dos familias

ESTACIÓN 8:

La octava estación tiene un aspecto algo caótico y plegado. Esta se desarrolla en 3m de serie y no se han sacado apenas conclusiones por el mal estado del aforamiento. Aunque si podemos decir que la mayor parte de las fracturas y superficies de estratificación están cerradas, impidiendo así el paso del agua.



Figura 7.45: Aspecto del afloramiento de la estación 8.

ESTACIÓN 9:

La última estación realizada en el anticlinal de Bovalar se encuentra en un talud donde se aprecia muy bien el plano de estratificación y la fracturación. Los estratos tienen una dirección de $N165^{\circ} E$ y un buzamiento de 55° hacia el oeste. Los contactos entre estratos presentan superficies estilolíticas algo karstificadas que producen aberturas de 1mm a 1cm. Este hecho permite la circulación del agua. Existen 2 familias fundamentales de fracturas, aunque predomina la familia E-W, con una dirección media de $N84^{\circ} E$ y un buzamiento medio de 40° hacia el N, como se observa en la proyección estereográfica de las fracturas y en los diagramas de rosas (Fig.7.47- B, D, F). Estas fracturas están separadas de 35 a 160 cm (Fig. 7.47-G) y en general están abiertas de 1mm a 2cm o rellenas de suelo, y también karstificadas.

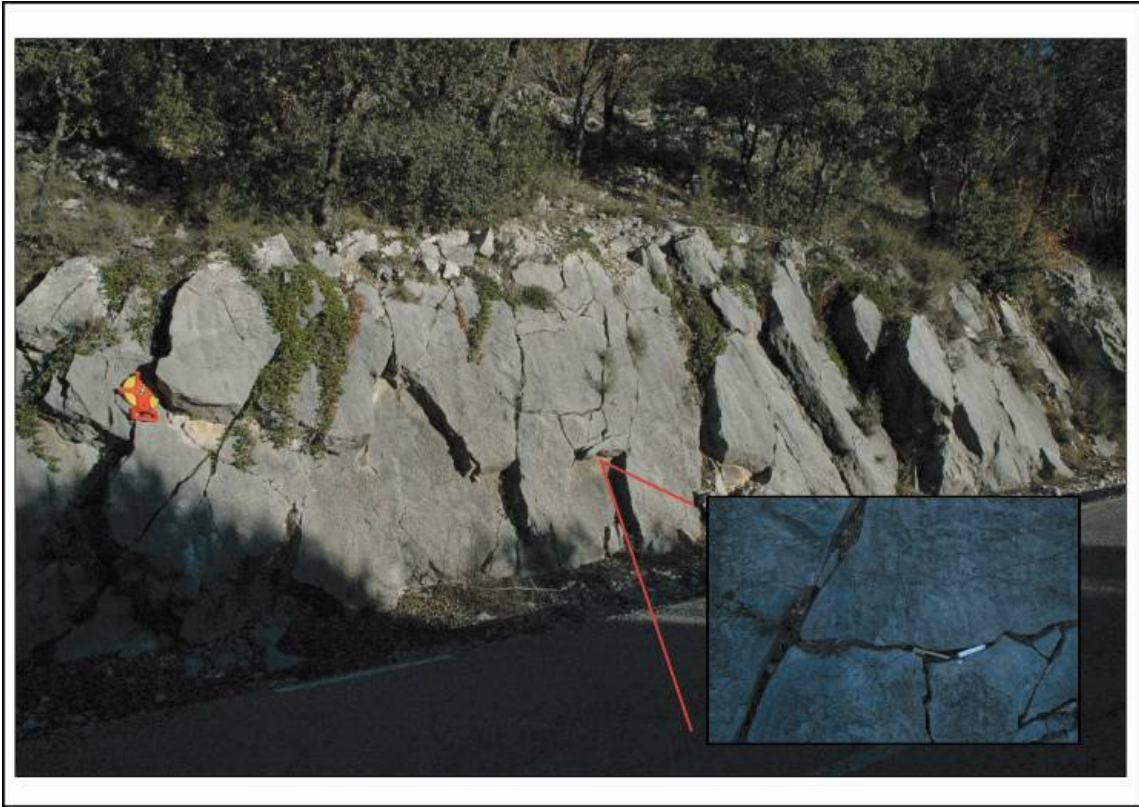


Figura 7.46: Afloramiento 9 y detalle de la relación geométrica entre las fracturas. La familia 1 esta menos marcada en el afloramiento y tiene una orientación NNW-SSE con buzamientos del orden de los 30° hacia el E.

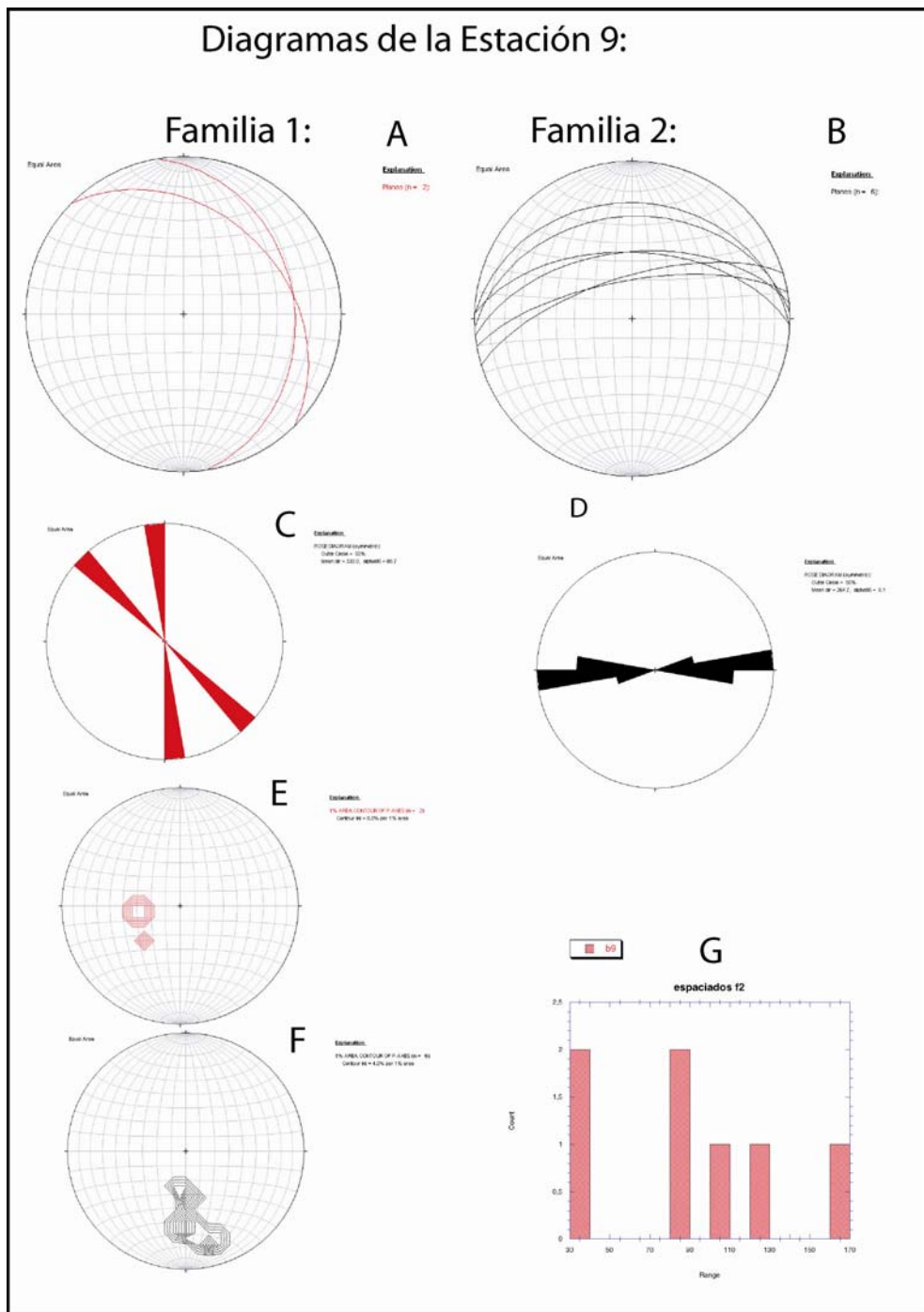


Figura 7.47: A - Proyección de las fracturas de la familia 1. B- Proyección de las fracturas de la familia 2. C y D- diagramas de rosas de la familia 1 y 2. E y F- diagrama de densidades de las dos familias. G-Histograma de espaciados de la familia 2 (E-W).

CONCLUSIONES GENERALES DE LA ZONA:

A partir de estas estaciones podemos concluir que existen 2 familias de fracturas en la zona del Anticlinal de Bóvalar. La familia más marcada es la E-W o ENE-WSW (familia 2) con buzamientos medios-elevados. Esta verticalidad tan acusada de las fracturas es sin duda una ayuda para el paso del agua hacia el acuífero (Fig. 7.47). El espaciado entre fracturas varía bastante de 30 a 260cm centímetros (Fig. 7.48-inferior). Existe un predominio de las fracturas cerradas sin embargo existen aberturas que varían de 1mm a 3cm y se caracterizan por estar rellenas de arcilla, de calcita precipitada o “vacías”. Además la superficie de estratificación se presenta generalmente karstificada y con muestras del posible paso del agua.

Por otro lado la evolución de las direcciones de la familia Este- Oeste a lo largo de la serie estratigráfica no sufre apenas variaciones (Fig. 7.47). Salvo en las estaciones 3 y 5 donde predominan las fracturas NE-SW

(familia 1) más que las E-W. A lo largo de los afloramientos hemos visto como los espaciados de las fracturas dependen de la potencia del estrato.

La otra familia de fracturas que se repite en la zona y a lo largo de la serie estratigráfica es la generalmente NW-SE (familia 1), con buzamientos elevado que facilitan la entrada de agua al subsuelo. El espaciado entre fracturas es del orden de 50 centímetros, aparentemente más constante que la familia E-W (Fig. 7.48-superior). De la misma manera existe un predominio de las fracturas cerradas sin embargo existen algunas abiertas que se caracterizan por estar rellenas de arcilla, de calcita precipitada o “vacías”. Con lo que el paso de agua al subsuelo se hace difícil.

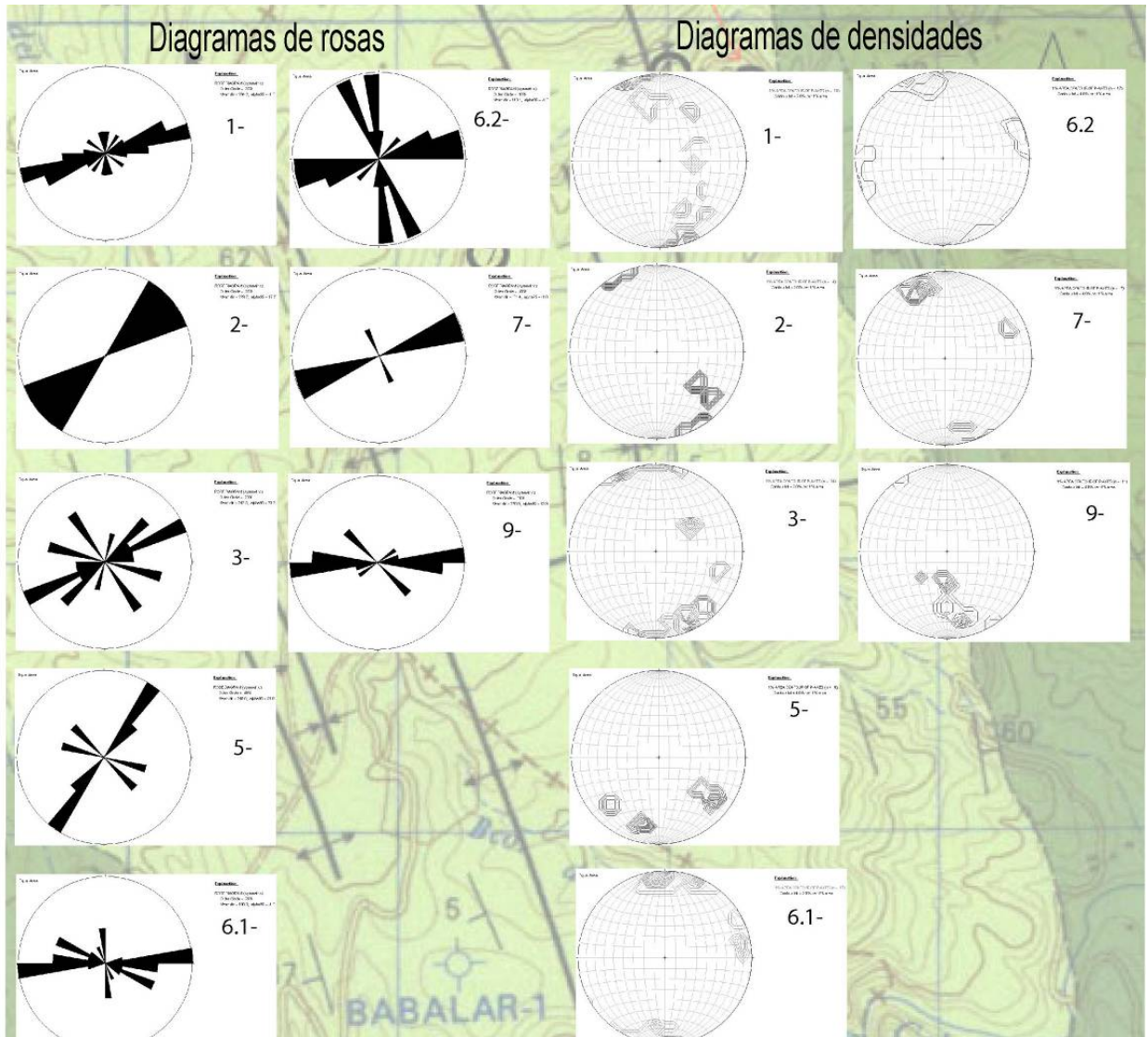


Figura 7.47: Diagramas de rosas y de densidades de todas las fracturas en el Anticlinal de Bovalar.

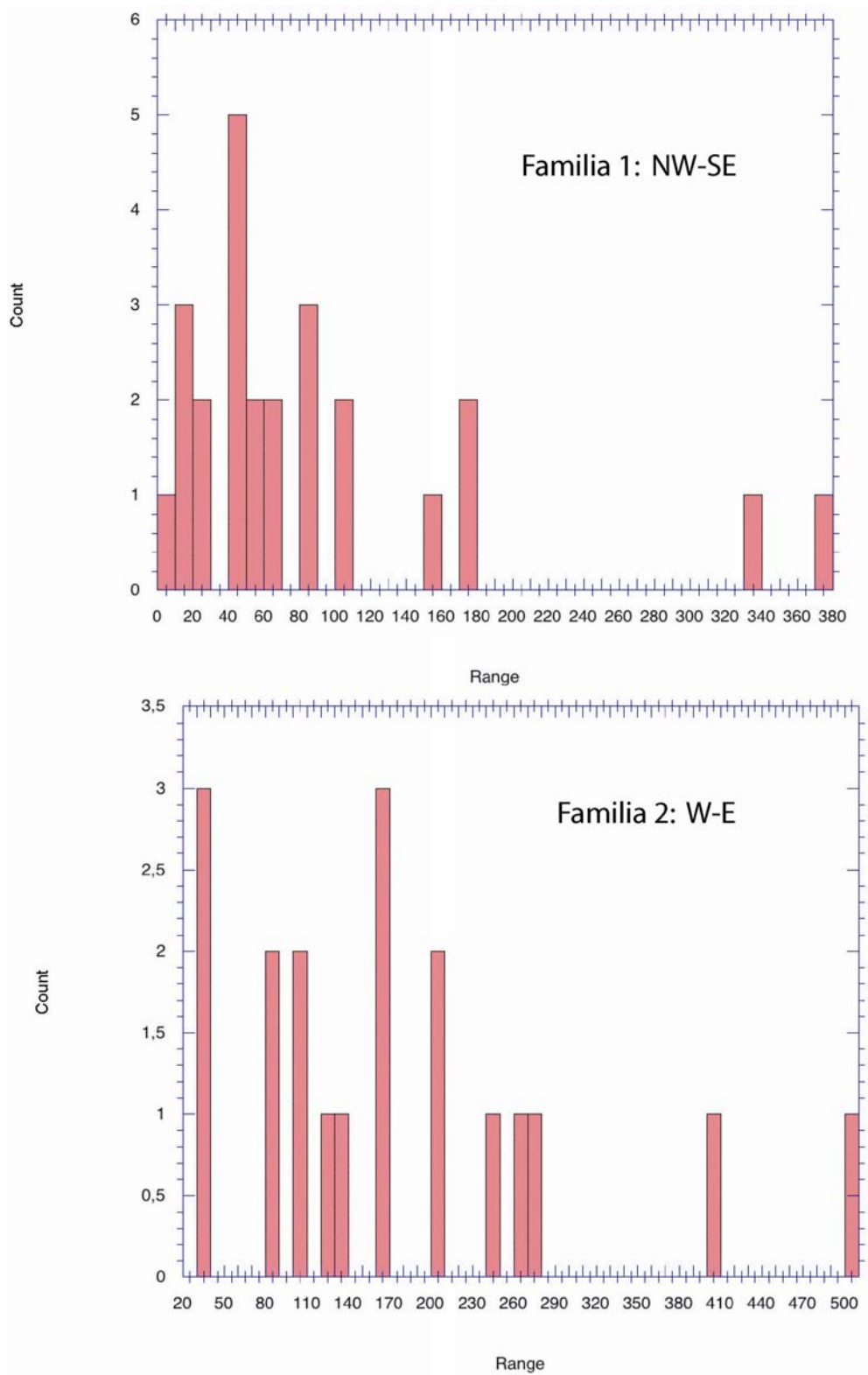


Figura 7.48: Histogramas de los espaciados de las 2 familias de fracturas, dominantes en la zona.

7.4. La fracturación en la zona de Catí y balneario de l'Avellà.

En la zona de Catí y el Balneario del Avellà hemos realizado 8 estaciones a lo largo de los distintos afloramientos que aparecen en los taludes de la carretera que une estas dos localidades. En este caso la fracturación ha sido estudiada en materiales del Cretácico inferior, Hauterviense-Barremiense, (C13-C14) para la estación 1y 2. Las estaciones de la 3 a la 7 se encuentran en materiales de la transición Jurásico-Cretácico, Berriasiense-Valanginense, (J33-C12) (Fig. 7.50).

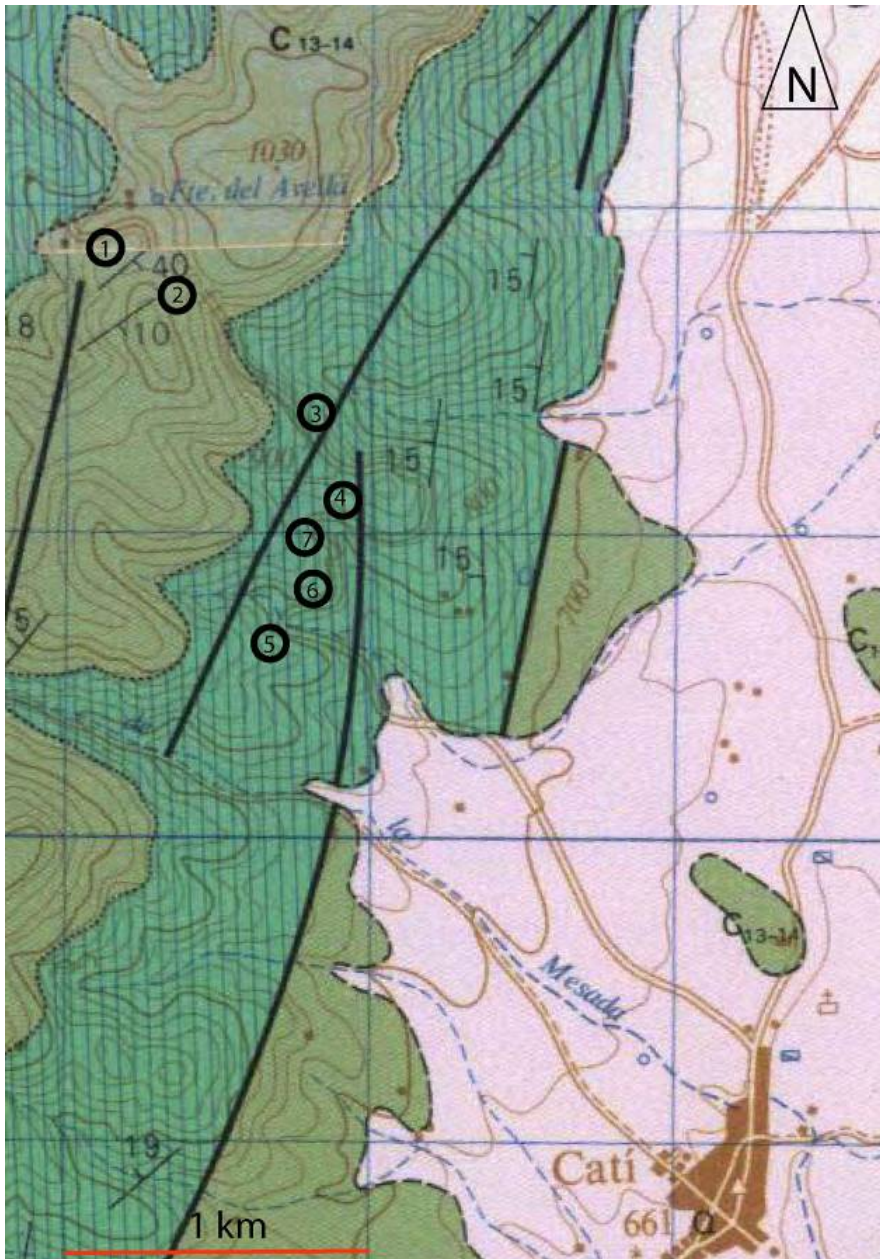


Figura 7.49: Mapa geológico de Morella-545 1:50000 con la posición de las estaciones.

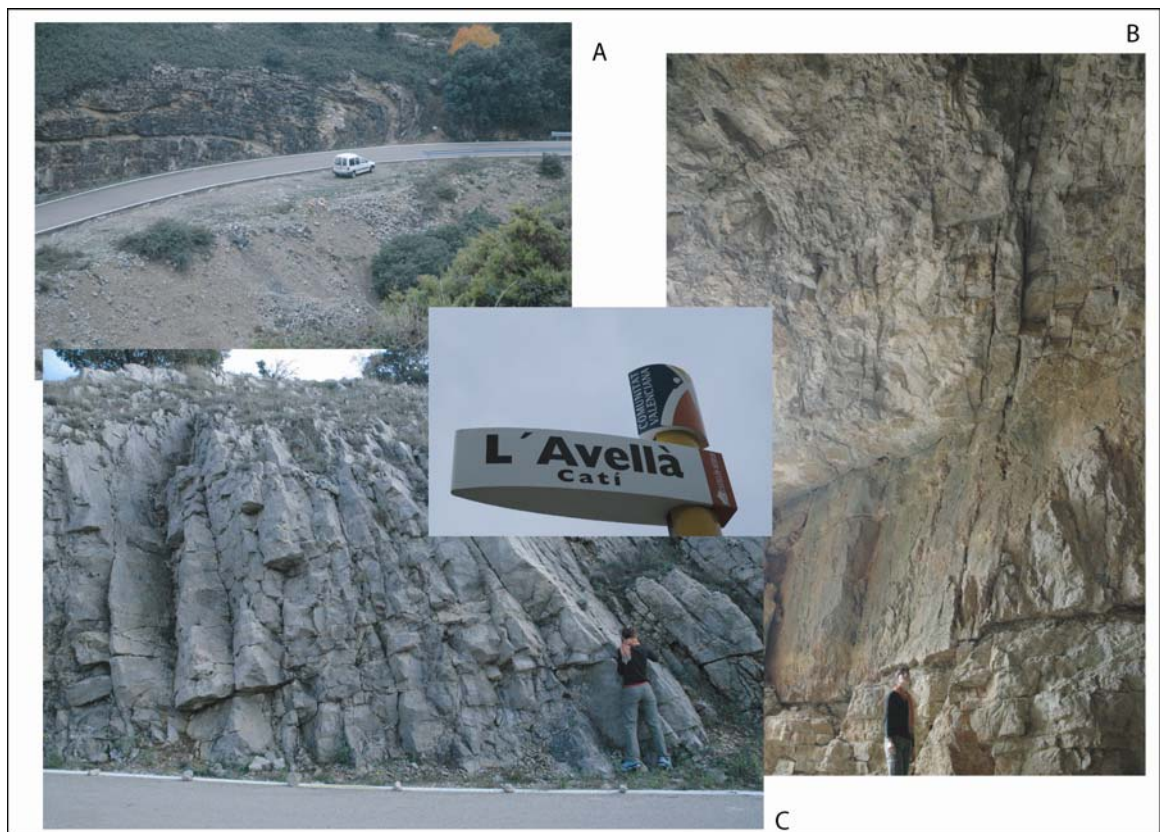


Figura 7.50: Fotos generales de la zona: A- Pliegue anticlinal tumbado. B- Fracturación en el túnel del Balneario del Avellà y C- Estación 1.

ESTACIÓN 1:

La primera estación se encuentra en las inmediaciones del Balneario del Avellà. Los estratos tienen una dirección de 62° E y un buzamiento de 25° hacia el sureste. Este es un afloramiento donde se observa muy bien la fracturación y los espaciados de las fracturas (Fig.7.51). Existen 2 familias fundamentales de fracturas, la predominante (familia 2) tiene una dirección media de $N138^\circ$ E, es decir NW-SE y un buzamiento medio de 85° hacia el SW, como se observa en la proyección estereográfica de las fracturas y en el diagramas de rosas (Fig. 7.52- A, C, D). Esta casi verticalidad de las fracturas favorece en gran medida la entrada de agua al subsuelo. Estas fracturas están separadas 40 cm de media. Aproximadamente el 50 por ciento de las fracturas están abiertas de 1mm a 1cm y el otro 50 por ciento cerradas por material de suelo (arcilla y vegetales) (Fig.7.51 y 7.52- E).

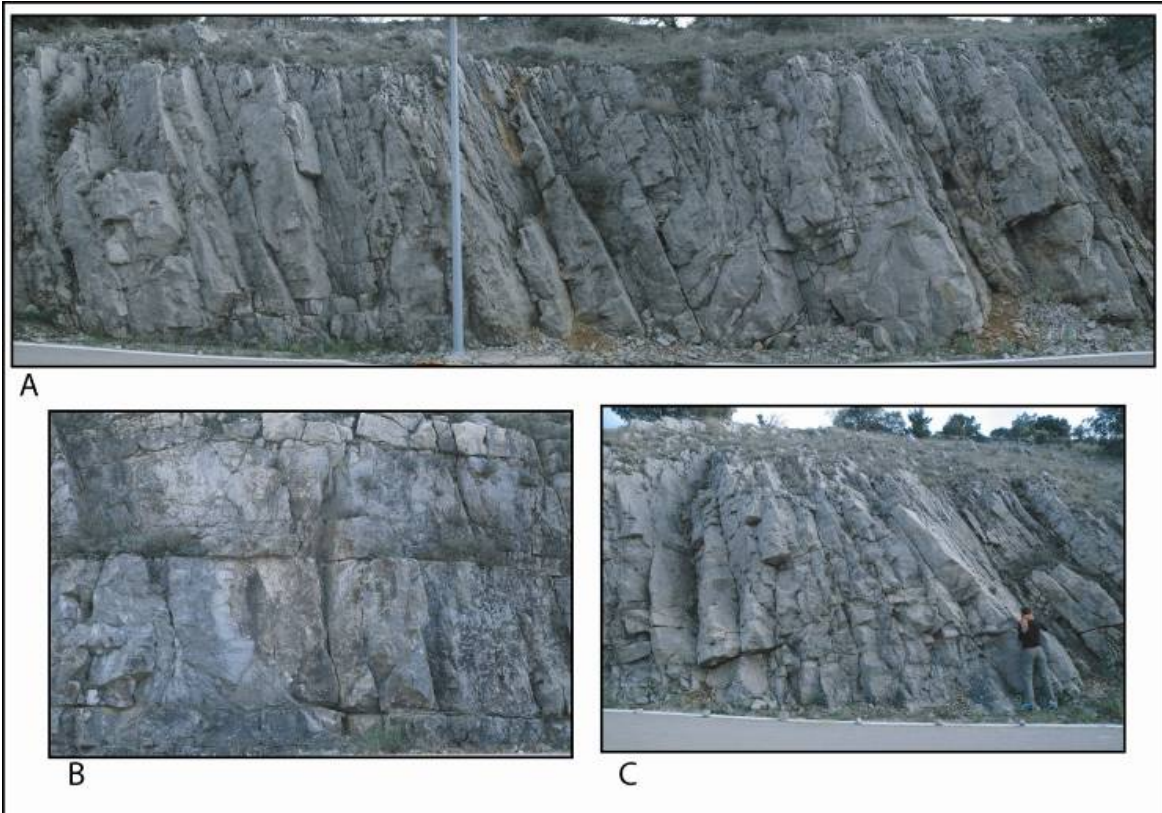


Figura 7.51: A-Estación 1, B-detalle de la fracturación, C- otro afloramiento de la primera estación.

La otra familia que se observa tiene una dirección general NE-SW ($N25^{\circ}E$ de media) y un buzamiento de 62° hacia el NW. Estas fracturas presentan un espaciado medio de 28cm (Fig.7.52- F)

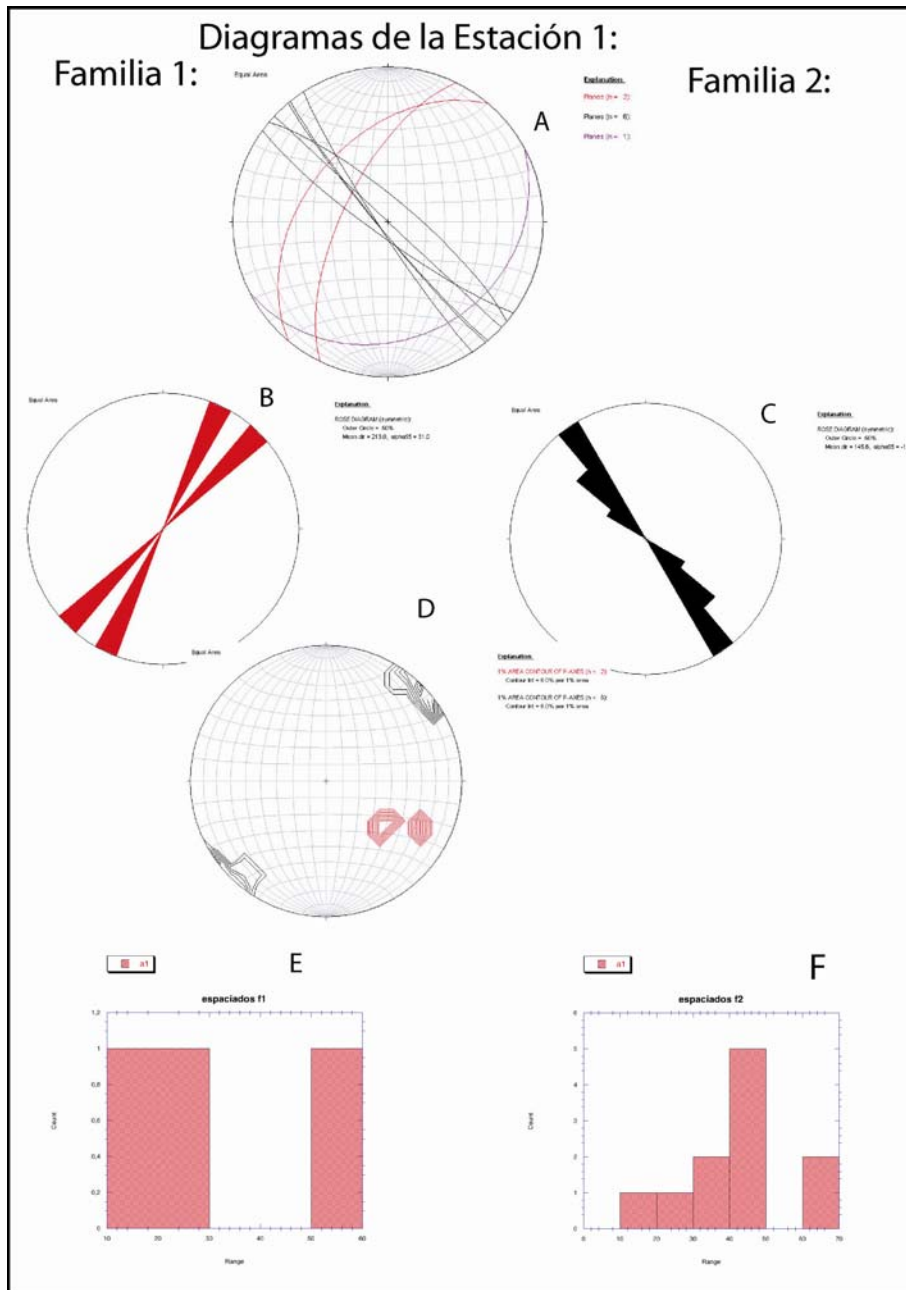


Figura 7.52: A - Proyección de las fracturas de la familia 1 y 2. B y C- diagramas de rosas de las familias 1 y 2. D- diagrama de densidades de las dos familias. E y F-Histograma de espaciados de la familia 1 y 2.

Las dos familias de fracturas tienen una continuidad y conectividad muy buena a través de la serie como se aprecia en las fotografías de la figura 7.51 y en la imagen del túnel próximo al Balneario (Fig. 7.50- B), lo cual contribuye positivamente al paso de agua hacia el acuífero. Además la existencia de unos espaciados entre fracturas no muy elevados y bastante regulares beneficia la existencia de una alta densidad de fracturas y por tanto de espacios a través de los cuales el agua puede pasar al subsuelo.

ESTACIÓN 2:

La segunda estación se encuentra pasado el túnel del Balneario del Avellà. Los estratos tienen una dirección de $N005^{\circ}$ E y un buzamiento de 10° hacia el oeste. Este es un afloramiento donde se observa bien la karstificación a favor del plano de estratificación y la posibilidad del paso de agua hacia el acuífero profundo (Fig.7.53-A y D). Existen 2 familias fundamentales de fracturas: La familia 1 es la NNE-SSW con una dirección media de 30° E y un buzamiento de 85° hacia el NW (Fig. 7.54- A, B, D). El espaciado entre fracturas es bastante regular en torno a los 40cm. Las fracturas presentan en superficie una marcada karstificación, existiendo aberturas de hasta 4 cm. Estas aberturas suelen estar rellenas de arcillas poco compactas (“suelo”). La familia 2 tiene una dirección media de $N130^{\circ}$ E, es decir NW-SE y un buzamiento medio de 85° hacia el SW, como se observa en la proyección estereográfica de las fracturas y en el diagrama de rosa (Fig.7.54- A, C, D). También observamos tanto en la proyección de las fracturas en el estereograma como en la foto 7.53 B y C la casi perfecta ortogonalidad entre las 2 familias de fracturas (Fig.7.53- A y C).

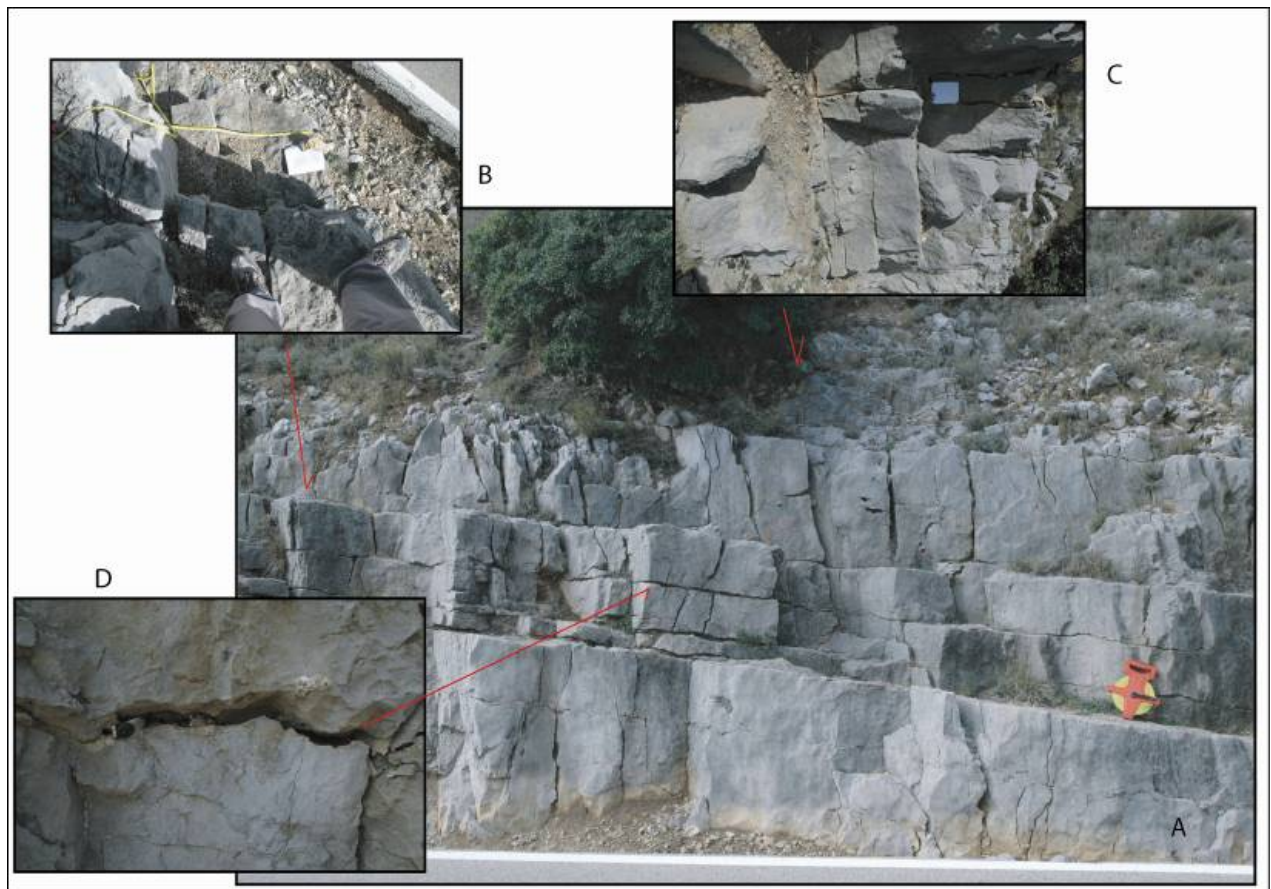


Figura 7.53: A-Estación 2, B y C- vista en planta de la fracturación, D- plano de estratificación karstificado.

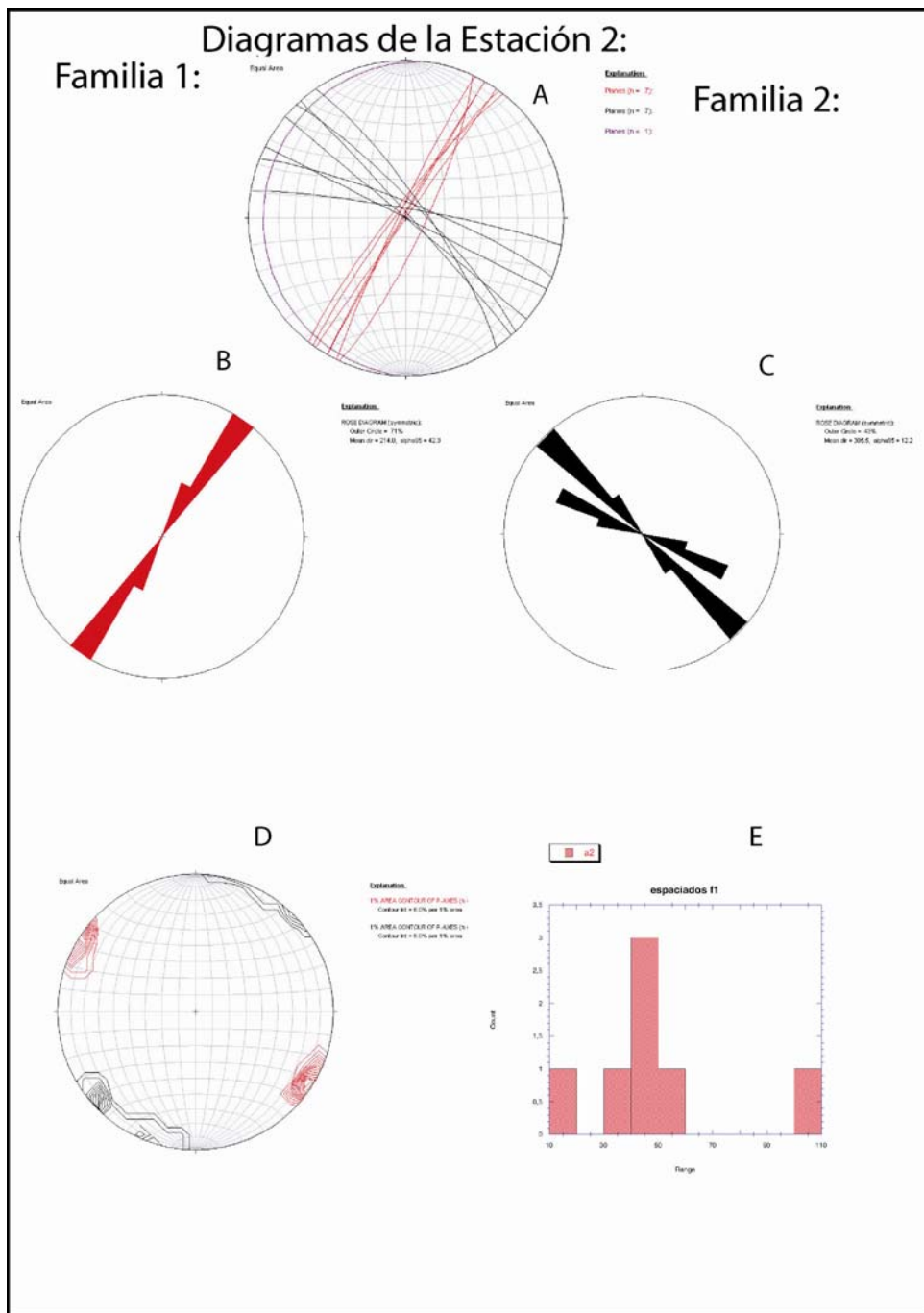


Figura 7.54: A - Proyección de las fracturas de la familia 1 y 2. B y C- diagramas de rosas de las familias 1 y 2. D- diagrama de densidades de las dos familias. E- Histograma de espaciados de la familia 1.

ESTACIÓN 3:

En la tercera estación encontramos las capas con una dirección de 175° E y un buzamiento muy bajo de 17° hacia el oeste (Fig. 7.55). La familia más marcada o más visible es la familia 1 que mantiene su orientación NNE-SSW con una dirección media de $N20^\circ E$ y un buzamiento de 87° hacia el W y E (Fig. 7.56-A, B, C).

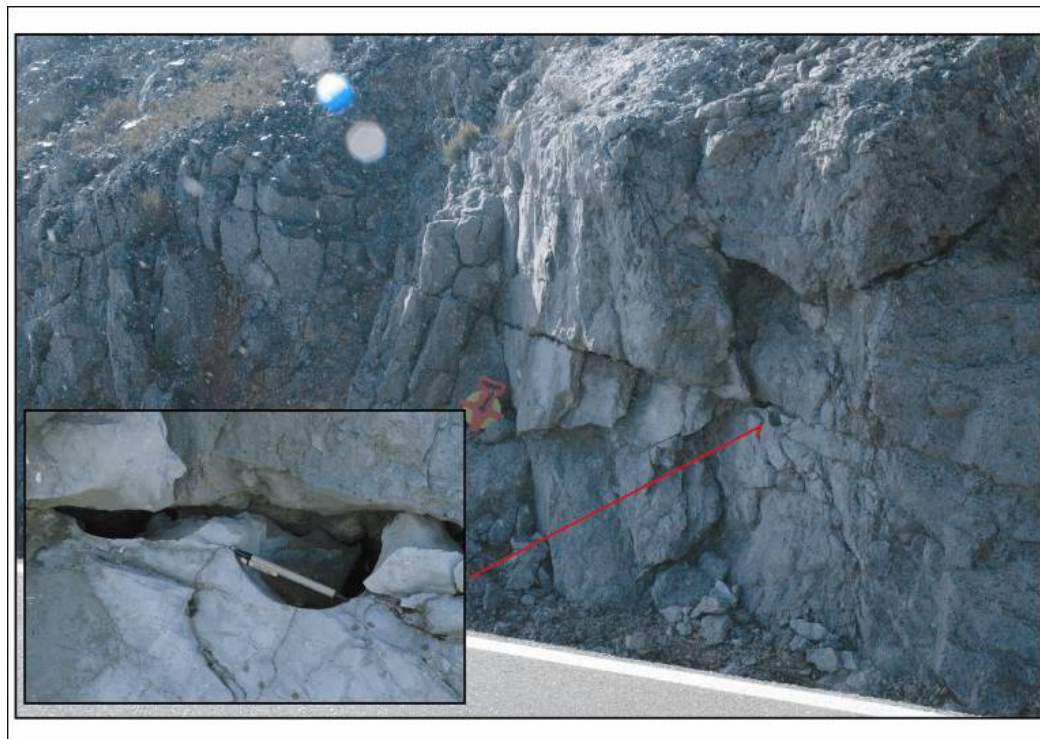


Figura 7.55: Estación 3 entre L'Avellà y Catí. Ampliado se muestra un detalle de un paleoconducto de karst en el plano de estratificación.

Esta estación es bastante caótica desde el punto de vista de la visualización de fracturas y sus características por lo que no existe un estudio en detalle como en las anteriores y posteriores.

Diagramas de la Estación 3:

Familia 1:

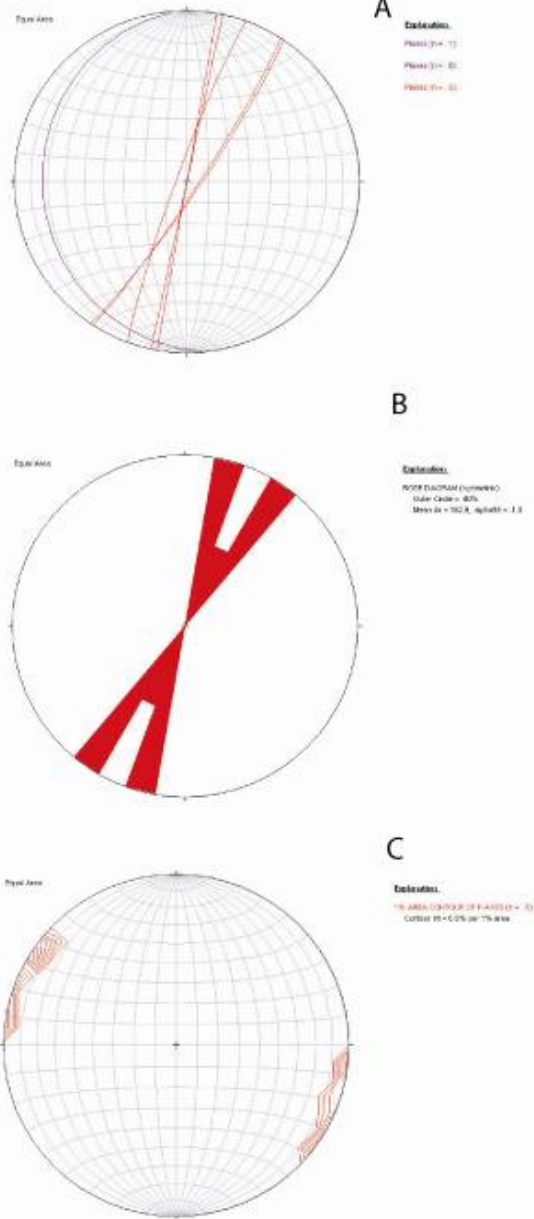


Figura 7.56: A - Proyección de las fracturas de la familia 1. B- diagramas de rosas. C- diagrama de densidades.

ESTACIÓN 4:

La segunda estación se encuentra en un talud de 8 m de altura junto a la carretera. Los estratos tienen una dirección de 050° E y un buzamiento de 19° hacia el NW. Este es un afloramiento donde se observa bien como las fracturas atraviesan sin problemas las diferentes capas de la serie sin perder su dirección (Fig. 7.57- A y B).

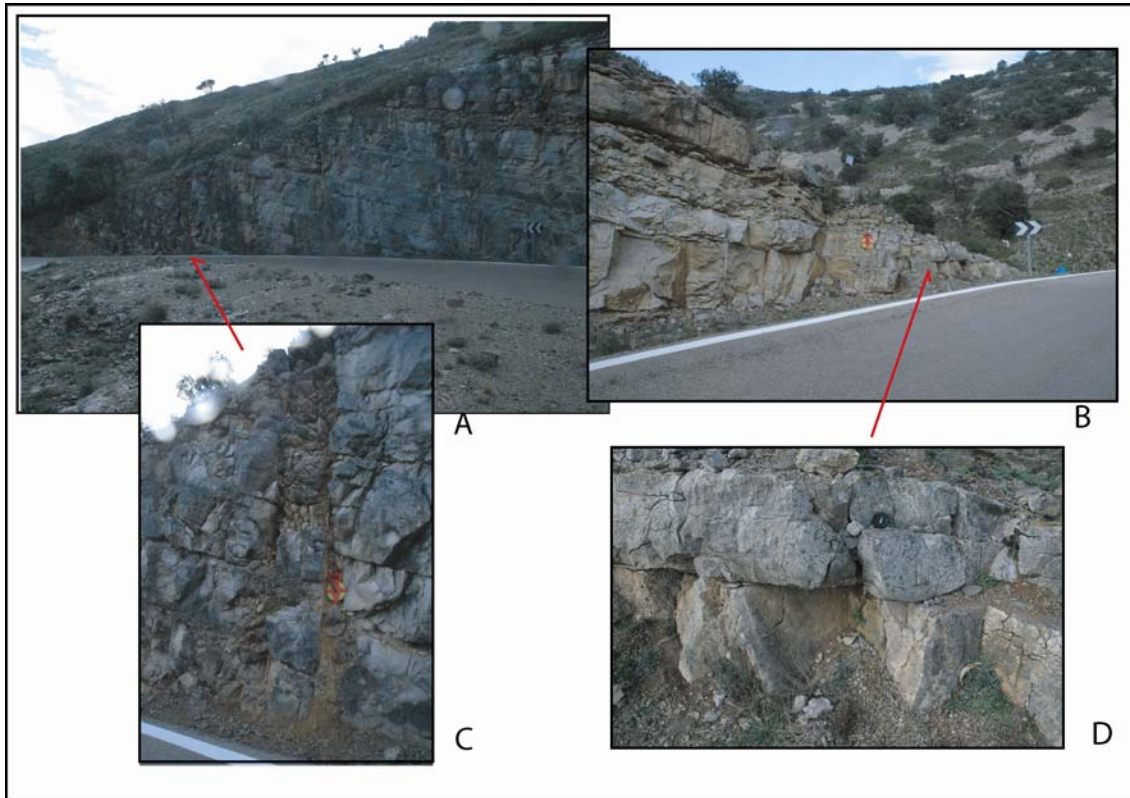


Figura 7.57: A y B estación 4. C- detalle de relleno de una fractura. D- detalle de las fracturas.

Existen 2 familias fundamentales de fracturas: La familia 1 es la N-S con una dirección media de $N000^{\circ}$ E y un buzamiento de 70° hacia el Este (Fig.7.58- A, B, D). El espaciado entre fracturas es bastante equidistante entre 10 y 30cm (Fig.7.57). La familia 2 tiene una dirección aproximada de 90° E, es decir W-E y un buzamiento medio de 78° hacia el S, como se observa en la proyección estereográfica de las fracturas y en el diagrama de rosa (Fig. 7.54- A, C, D). También observamos en los estereogramas la casi perfecta ortogonalidad entre las 2 familias de fracturas (Fig.7.58).

Las dos familias de fracturas presentan en general aberturas de 1mm y están rellenas por arcilla de color anaranjado o calcita, lo cual dificulta el paso del agua teniendo dada la baja permeabilidad de la arcilla.

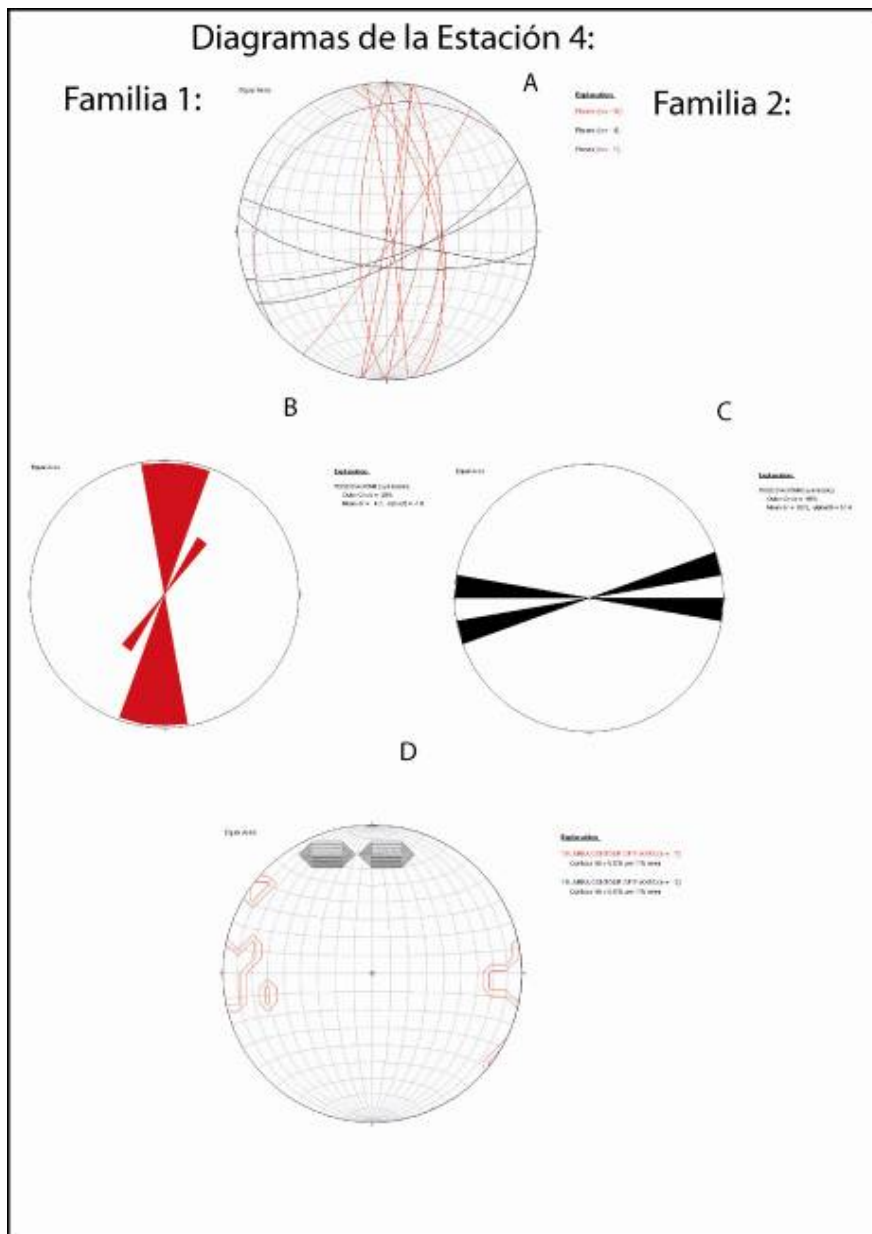


Figura 7.58: A - Proyección de las fracturas de la familia 1 y 2. B y C- diagramas de rosas de las familias 1 y 2. D- diagrama de densidades de las dos familias. E- Histograma de espaciados de la familia 1.

ESTACIÓN 5:

La quinta estación se sitúa en estratos plegados que forman un anticlinal vergente (Fig. 7.59). Los estratos tienen una dirección media de 085° E y un buzamiento medio de 85° (en zona cerca de charnela) hacia el N o el S dependiendo del flanco donde nos encontremos. Las superficies estratigráficas tienen estilolitos estratiformes y se presentan algo disueltas, existiendo aberturas del orden de los 2mm. Este es un afloramiento donde se observa bien como las fracturas atraviesan sin problemas las diferentes capas de la serie sin perder su dirección y como están conectadas unas con otras, es decir existe una buena conectividad a lo largo del paso por los distintos contactos entre estratos (Fig. 7.59-inferior derecha).



Figura 7.59: Estación 5 y detalles de la fracturación.

En este caso las 2 familias fundamentales de fracturas tienen una diferencia angular que no es como en los casos anteriores de 90° , aquí es menor. Tenemos la familia 1 que es la NNE-SSW con una dirección media de 15° E y un buzamiento de 80° hacia el Este como se observa en la proyección estereográfica de las fracturas y en el diagrama de rosas W o E (Fig. 7.60- A, B, D). El espaciado entre fracturas es bastante constante entre 10 y 20cm (Fig. 7.60-E). Por otra parte la familia 3 tiene una dirección media de 130° E, es decir NNW-SSE y un buzamiento medio de 85° E hacia el S (Fig. 7.60- A, C, D). El espaciado entre fracturas NNW-SSE es también bastante constante entre 5 y 20cm (Fig. 60-F). Las dos familias de fracturas presentan en general aberturas de 1 a 3mm y están karstificadas y abiertas. Aunque estas aberturas están parcialmente rellenas de arcilla, su conductividad probablemente se mantiene en valores altos.

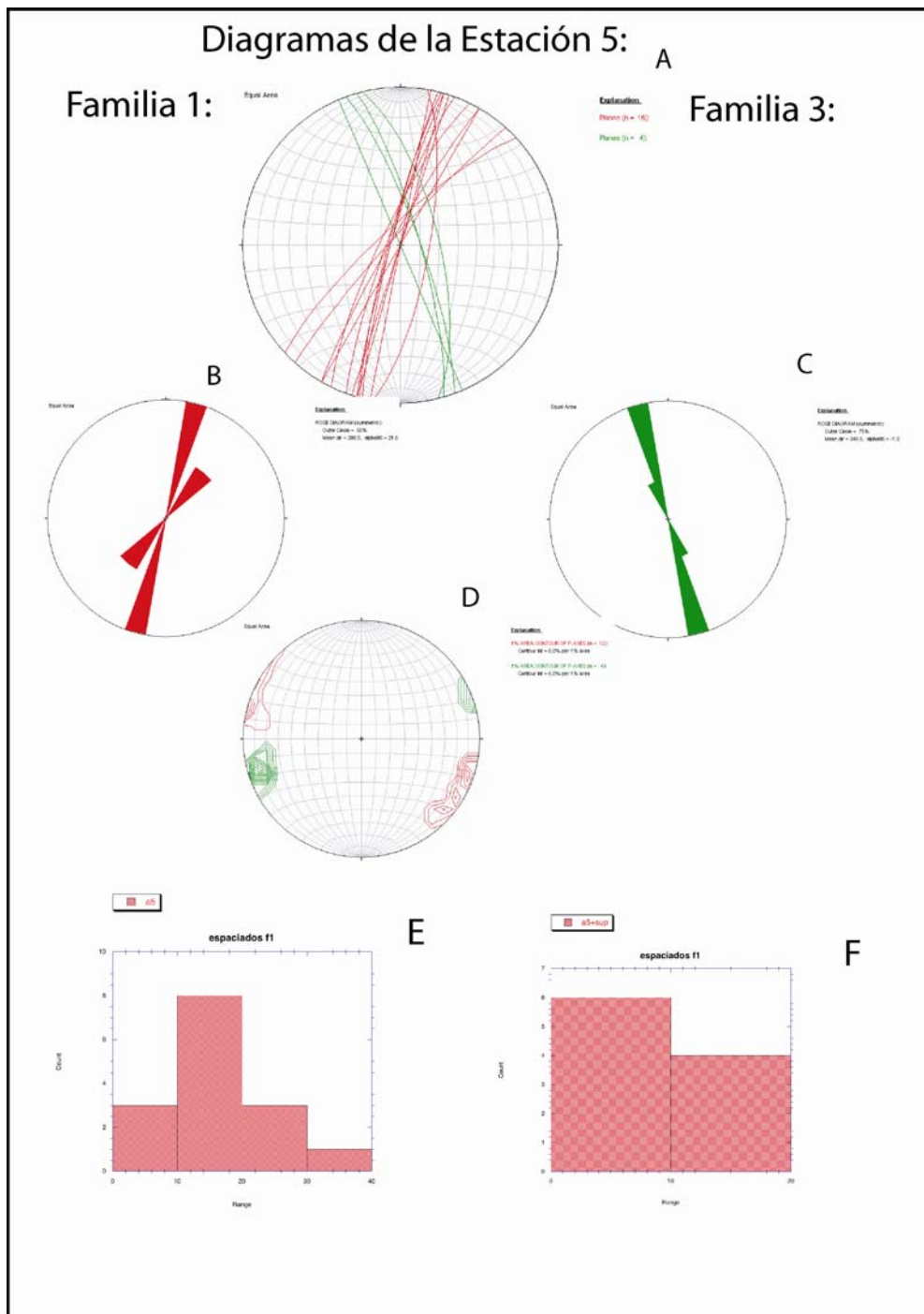


Figura 7.60: A - Proyección de las fracturas de la familia 1 y 3. B y C- diagramas de rosas de las familias 1 y 3. D- diagrama de densidades de las dos familias. E -Histograma de espaciados de la familia 1. F-Histograma de espaciados de la familia 1, en estratos superiores a los del histograma E.

ESTACIÓN 6:

La estación 6 se caracteriza por presentar estratos con una dirección media de $N62^{\circ} E$ y un buzamiento medio de 10° hacia el N. El estudio se ha centrado en este caso un estrato de 110 cm de potencia (Fig. 7.61).

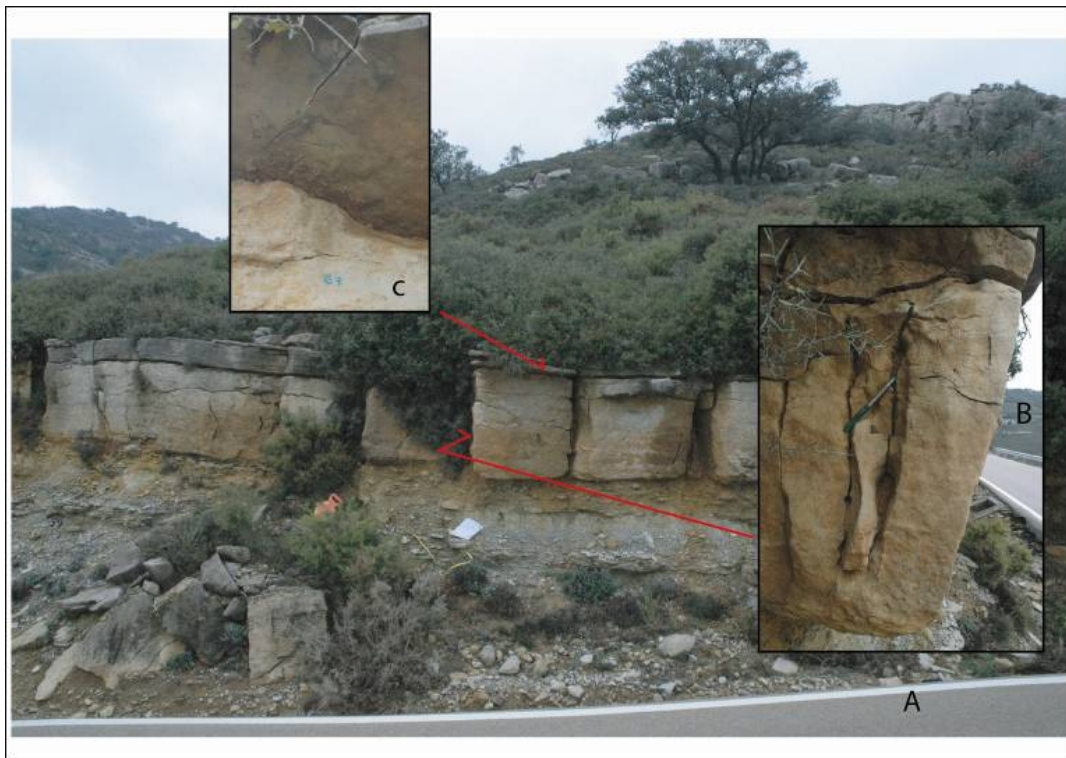


Figura 7.61: A- estación 6. B- detalle de la fracturación W-E. C- detalle de plano de estratificación.

En este caso las 2 familias fundamentales N-S y E-W vuelven a estar ortogonales. Tenemos la familia 1 que es la N-S con una dirección media de $N178^{\circ}E$ y un buzamiento de 85° como se observa en la proyección estereográfica de las fracturas y en los diagramas de rosas (Fig. 7.62- A, B, D). El espaciado entre estas fracturas es constante alrededor de 100 cm (Fig. 62-E) y las aberturas varían de 5 a 10 cm. Estas aberturas están abiertas y algo rellenas de arcilla. Por otra parte la familia 2 tiene una dirección media de $N90^{\circ} E$, es decir W-E y un buzamiento medio de $85^{\circ}E$ hacia el S y N (Fig. 7.62- A, C, D). El espaciado entre fracturas W-E varía de 10 a 20cm (Fig.62-F). La familia E-W presenta aberturas menores que las fracturas N-S y con continuidades dentro del estrato de menor importancia (Fig.7.61-B).

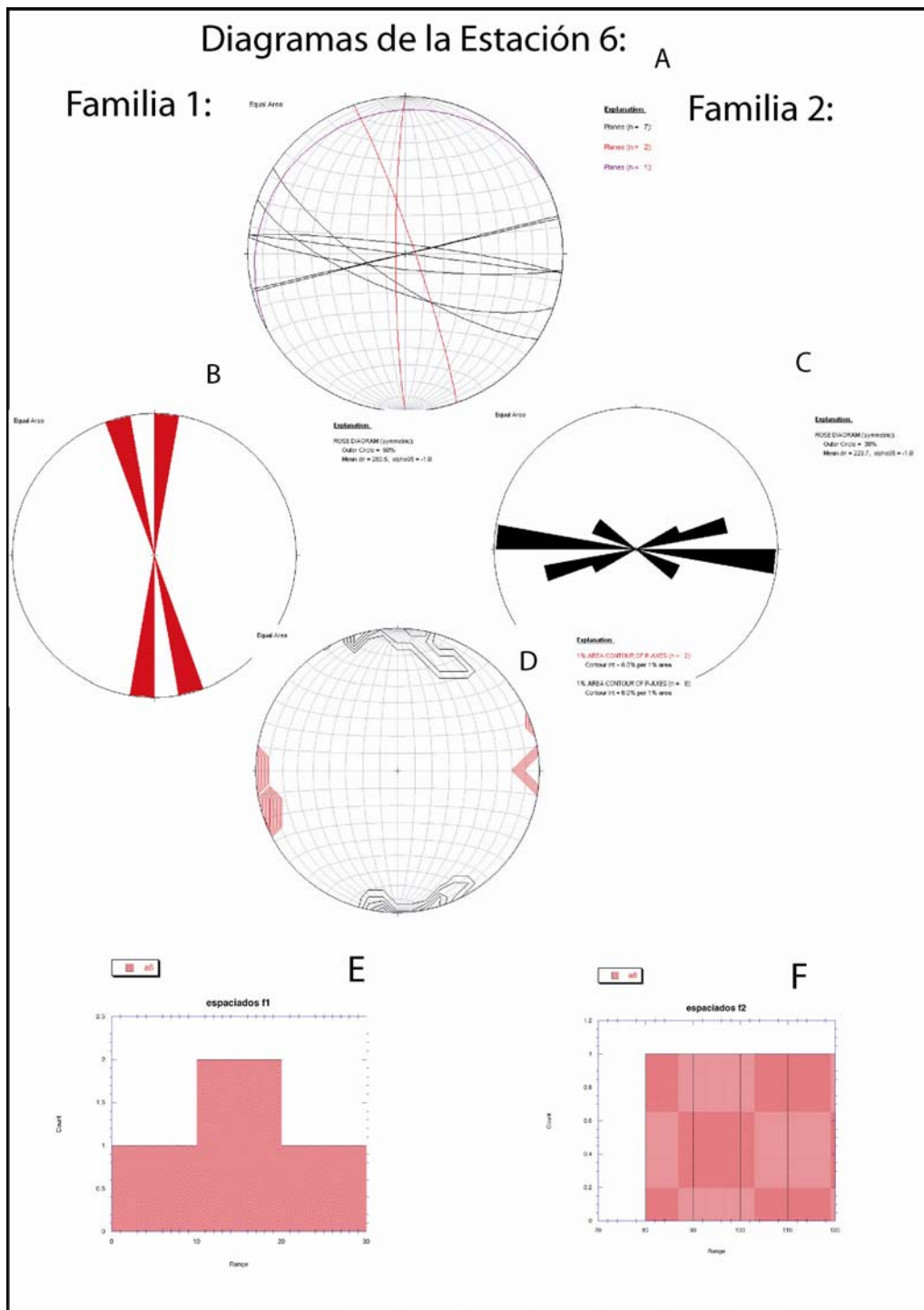


Figura 7.62: A - Proyección de las fracturas de la familia 1 y 2. B y C- diagramas de rosas de las familias 1 y 2. D- diagrama de densidades de las dos familias. E y F -Histogramas de espaciados de la familia 1 y 2.

ESTACIÓN 7:

La última estación de la zona presenta estratos con una dirección media de 10° E y un buzamiento medio de 10° hacia el W. El estudio se ha centrado en 3m de serie (Fig. 7.63)



Figura 7.63: Estación 7 y detalle de la fracturación.

En este afloramiento hemos reconocido las 2 familias fundamentales de fracturas: La familia 1 es la N-S con una dirección media de $N000^\circ E$ y un buzamiento de 85° hacia el W y E (Fig.7.64- A, B, D). El espaciado entre fracturas es bastante regular de 5 a 10cm. Existiendo aberturas de 1 a 3mm de media. Estas aberturas suelen estar rellenas de arcilla. La familia 2 tiene una dirección media de 90° E, es decir W-E y un buzamiento medio de 85° hacia el N y hacia el S, como se observa en la proyección estereográfica de las fracturas y en el diagrama de rosas (Fig.7.64- A, C, D). También observamos tanto en la proyección de las fracturas en el estereograma como en la foto 7.63, la casi perfecta ortogonalidad entre las 2 familias de fracturas (Fig.7.64- A).

Además las 2 familias tienen una continuidad a lo largo de los estratos que no varía de dirección lo cual facilita el paso de agua.

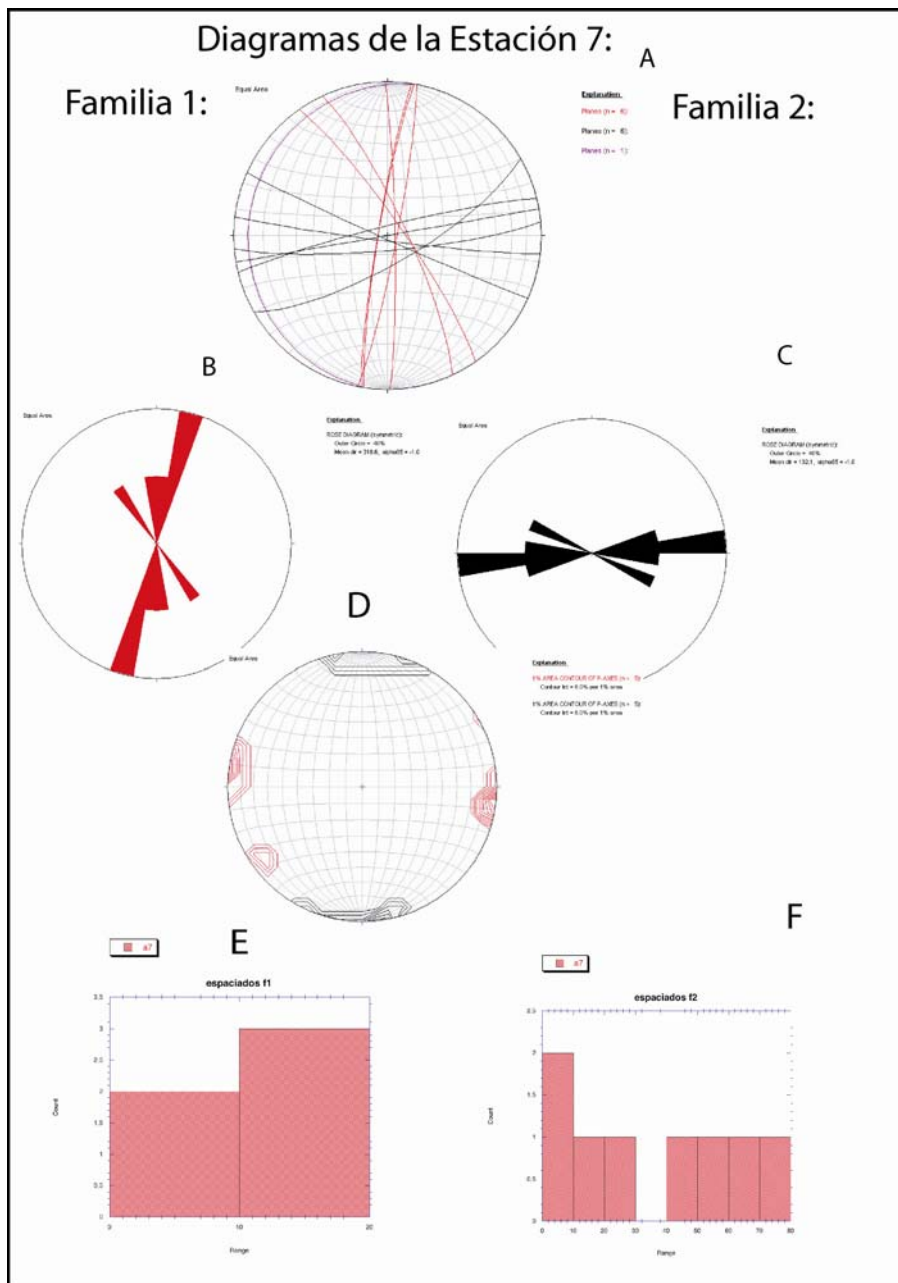


Figura 7.64: A - Proyección de las fracturas de la familia 1 y 2. B y C- diagramas de rosas de las familias 1 y 2. D- diagrama de densidades de las dos familias. E y F -Histogramas de espaciados de la familia 1 y 2.

CONCLUSIONES GENERALES DE LA ZONA:

Después del estudio de estas 7 estaciones podemos inferir que existen 2 familias muy claras de fracturas. La familia que predomina es la NNE-SSW aunque la E-W también es muy importante. Las dos familias presentan buzamientos muy elevados, como se puede observar en los diagramas de densidades (Fig. 7.65). Esta verticalidad tan acusada de las fracturas es sin duda una ayuda para el paso del agua hacia el acuífero. El espaciado entre fracturas para la familia NNE-SSW tiene un máximo alrededor de los 20 centímetros (Fig. 7.66-superior). Sin embargo este espaciado depende en gran medida del espesor de estrato que estamos estudiando. Esta familia presenta fracturas tanto abiertas como cerradas en una proporción similar. Las aberturas varían de 1mm a 10cm y se caracterizan por estar rellenas de arcilla, de calcita precipitada o “vacías”. Además la superficie de estratificación se presenta generalmente karstificada y con muestras del posible paso del agua.

Por otro lado la evolución de las direcciones de la familia NNE-SSW a lo largo de la serie estratigráfica no sufre muchas variaciones (Fig.7.65).

La familia de fracturas 2, Este-Oeste presenta también buzamientos muy altos. El espaciado entre fracturas es del orden de 50 centímetros (Fig. 7.66-inferior), aunque existen grandes variaciones según la estación. Por otra parte existe un porcentaje de fracturas abiertas elevado. Las aberturas varían de 1mm a 10cm según la estación sin embargo suelen estar rellenas de material terrígeno lo que dificulta en algunos casos el paso del agua.

La evolución de las direcciones de la familia Este - Oeste varia a lo largo de la serie estratigráfica. En las estaciones 1, 2 y 5 (materiales más antiguos) no se han observado fracturas de dirección Este- Oeste, a su vez tenemos orientaciones NW-SE (Fig.7.65), perdiéndose la ortogonalidad entre las familias.

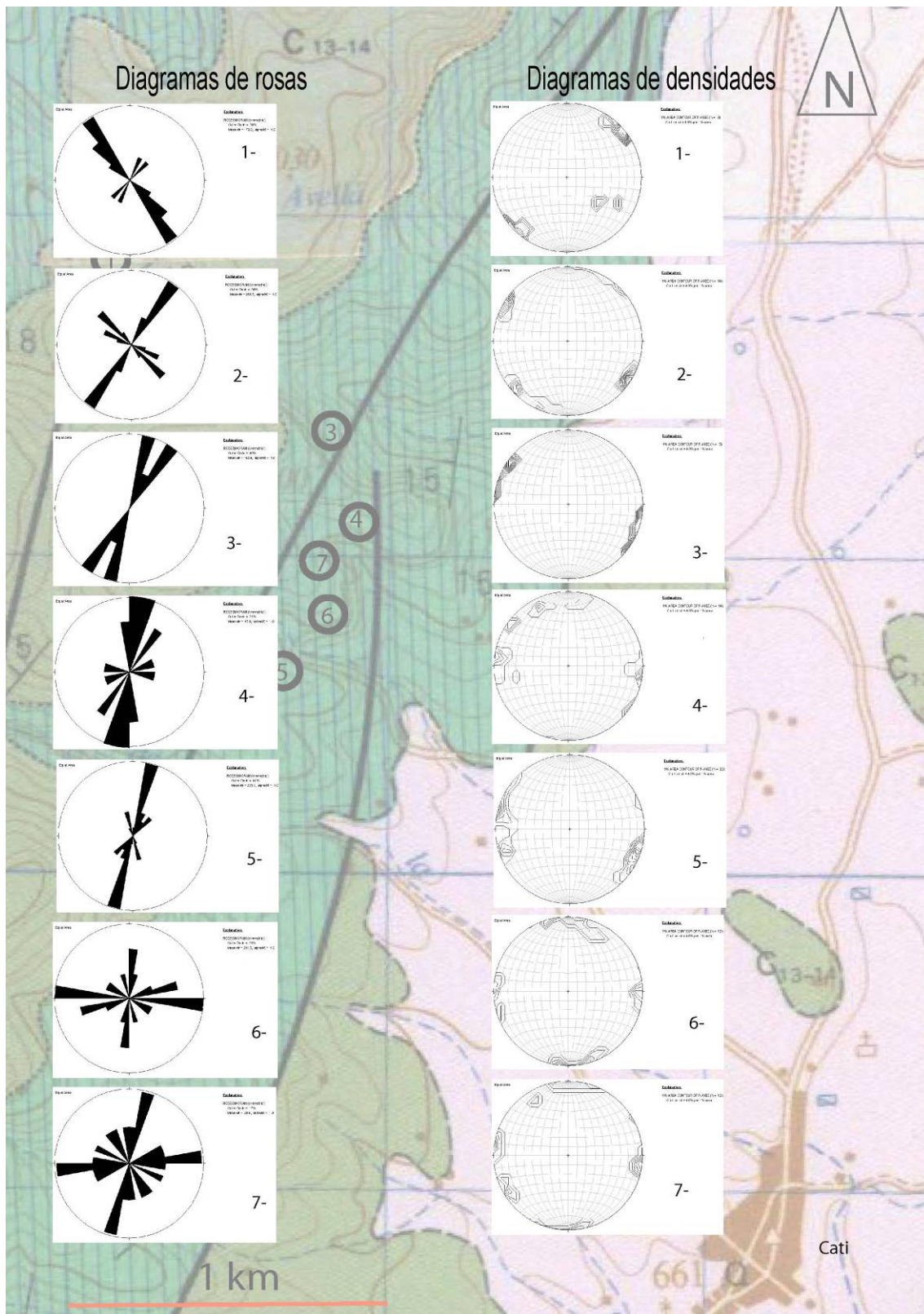


Figura 7.65: Diagramas de rosas y densidades de las fracturación de la zona de Catí y el Balneario del Avellà.

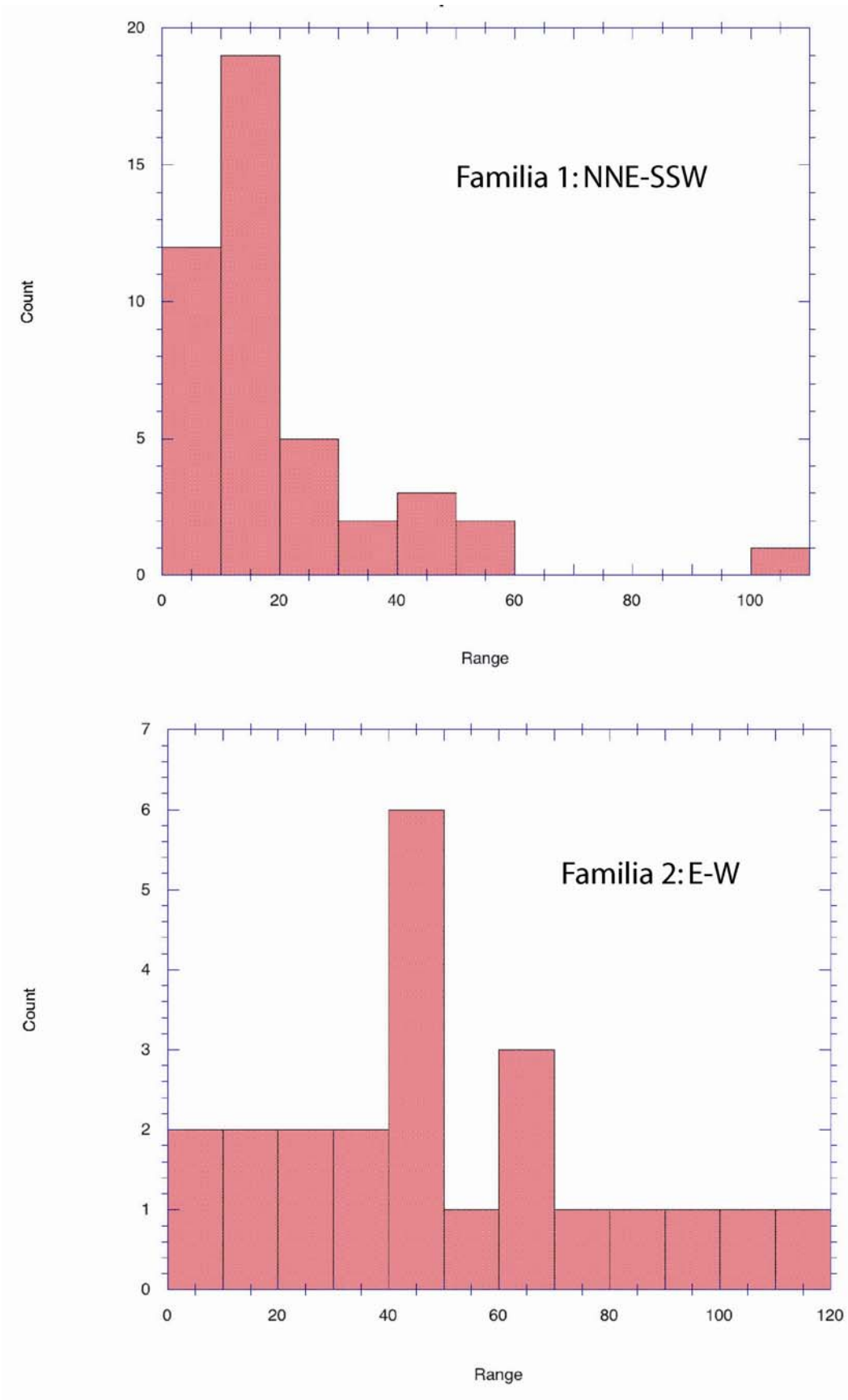


Figura 7.66: Histogramas de espaciados de la fracturación de las 2 familias

7.5. La fracturación en la zona de la Salsadella y Santa Magdalena de Pulpís

Moviéndonos hacia el sureste llegamos a la localidad de Salsadella que esta comunicada a Sta Magdalena de Pulpís por una carretera que pasa por materiales Jurásicos (J32-32 y J32-33), que han sido estudiados.

Es esta una zona de transición que nos aproxima a la costa a través de 5 estaciones.

Las estaciones 1, 2, 3 y 5 se sitúan sobre materiales Jurásicos de edad Kimmeridgense superior, y la estación 4 se encuentra en materiales algo más antiguos, Kimmeridgense inferior-medio (Fig.7.67).

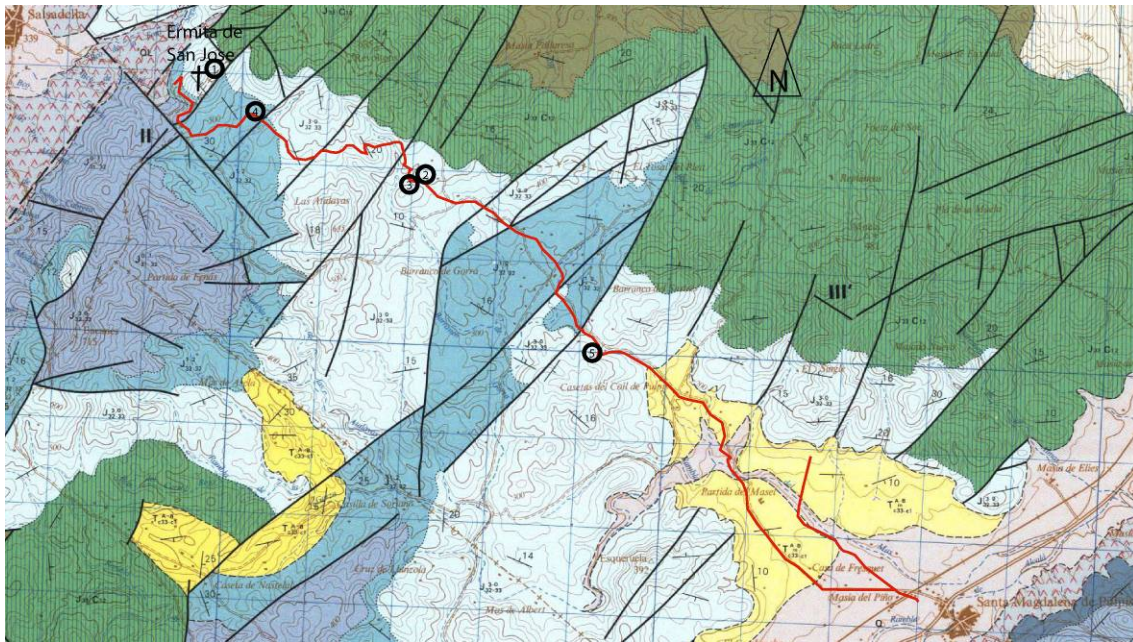


Figura 7.67: Detalle del mapa geológico 1: 50000 571-Vinaroz, al que se le ha incluido la posición de la carretera actual (en rojo).

Esta zona comienza en un ambiente de montañas o Atalayas y va perdiendo altitud hacia el este, conforme nos acercamos a la costa (Fig. 7.68).

La fracturación en esta zona esta dominada también por la existencia de 2 familias.



A



B

Figura 7.68: A- Vista desde la Ermita de San José de la fracturación en las laderas de las Atalayas. B- Zona elevada entre la estación 4 y 3. Donde se aprecia la existencia de una fracturación muy importante.

ESTACIÓN 1:

La primera estación de esta zona se sitúa detrás de la Ermita de San José, cerca de Salsadella. Presenta estratos con una dirección media de $N126^{\circ} E$ y un buzamiento medio de 30° hacia el N. El estudio se ha centrado en 4m de serie (Fig.7.69)

En este afloramiento hemos reconocido también las 2 familias fundamentales de fracturas que han aparecido en zonas anteriores: La familia 1 es la NNE-SSW con una dirección media de $27^{\circ}E$ y un buzamiento de 78° hacia el W (Fig.7.70- A, B, D). El espaciado entre fracturas es bastante regular alrededor de los 40cm. Existiendo aberturas de 1mm a 3cm de media. Estas aberturas están karstificadas y rellenas de suelo actual, arcilla y vegetación.



Figura 7.69: Fotos de afloramientos estudiados en la primera estación.

La familia 2 tiene una dirección media de $110^{\circ} E$, es decir W-E y un buzamiento medio de 67° hacia el S, como se observa en la proyección estereográfica de las fracturas y en el diagrama de rosas (Fig. 7.70- A, C, D). El espaciado entre fracturas varía de 20 a 120 cm. Existen aberturas también entre 1mm y 3cm. Estas aberturas están karstificadas y rellenas de “suelo” arcilla y vegetación, permitiendo el paso del agua en algunos casos.

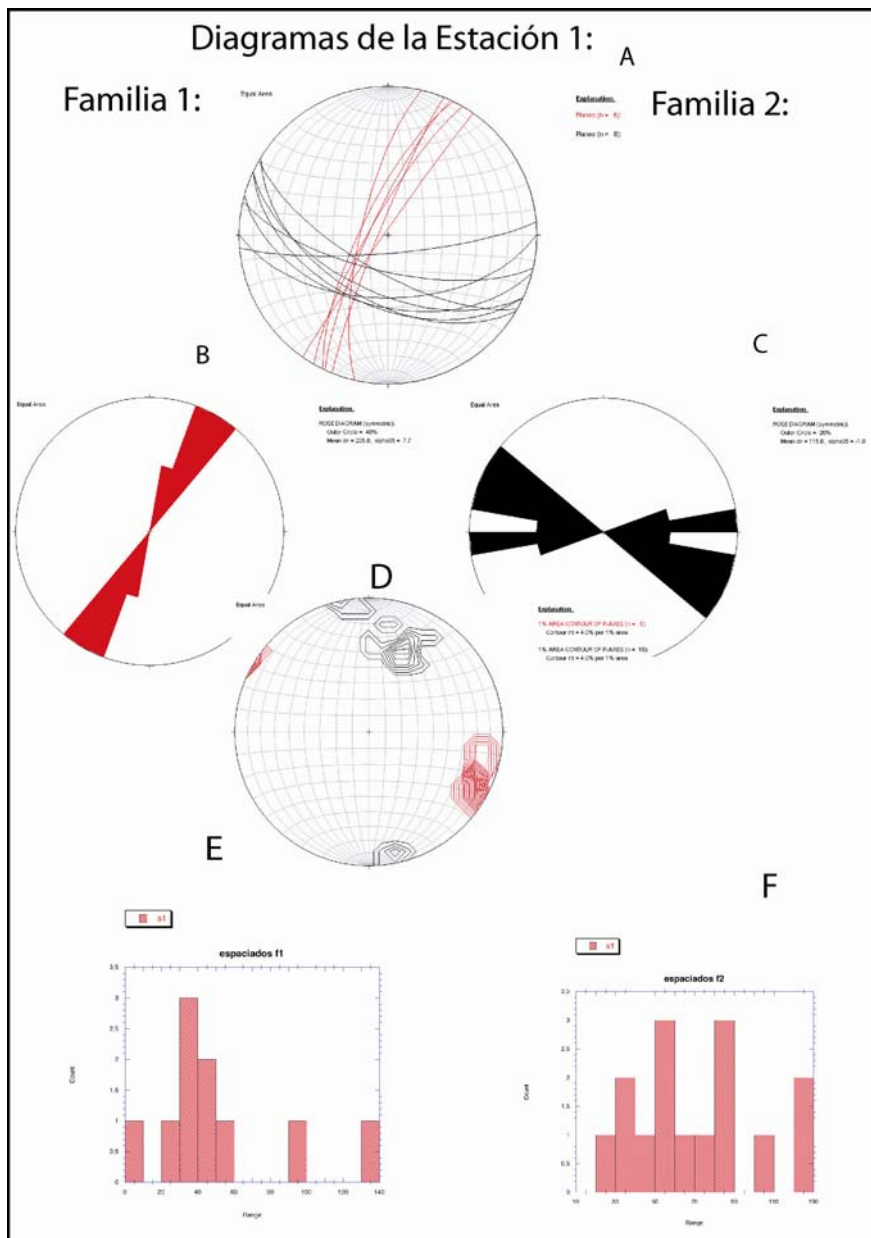


Figura 7.70: A - Proyección de las fracturas de la familia 1 y 2. B y C- diagramas de rosas de las familias 1 y 2. D- diagrama de densidades de las dos familias. E y F -Histogramas de espaciados de la familia 1 y 2.

También observamos en la proyección de las fracturas en el estereograma, la ortogonalidad entre las 2 familias de fracturas (Fig.7.70-A).

Además las 2 familias tienen una buena continuidad tanto a lo largo de la serie como en superficie, lo cual facilita la circulación del agua.

ESTACIÓN 2:

La segunda estación de esta zona se sitúa detrás de la Ermita de San José, cerca de Salsadella. La superficies de estratificación tienen una dirección media de 170° E y un buzamiento medio de 27° hacia el E. Estos planos contienen estilolitos estratiformes y están algo karstificados, aumentando así el espacio real para el paso del agua. El estudio se ha centrado en 3m de serie (Fig. 7.69).

Las 2 familias fundamentales de fracturas son: La familia 1, NE-SW, con una dirección media de 50° E y un buzamiento de 68° hacia el NW (Fig. 7.72- A, B, D). El espaciado entre fracturas es de 30cm de media. Las fracturas están abiertas de 1 a 3 milímetros. Estas aberturas están karstificadas y algunas rellenas de arcilla, dificultando el paso del agua.

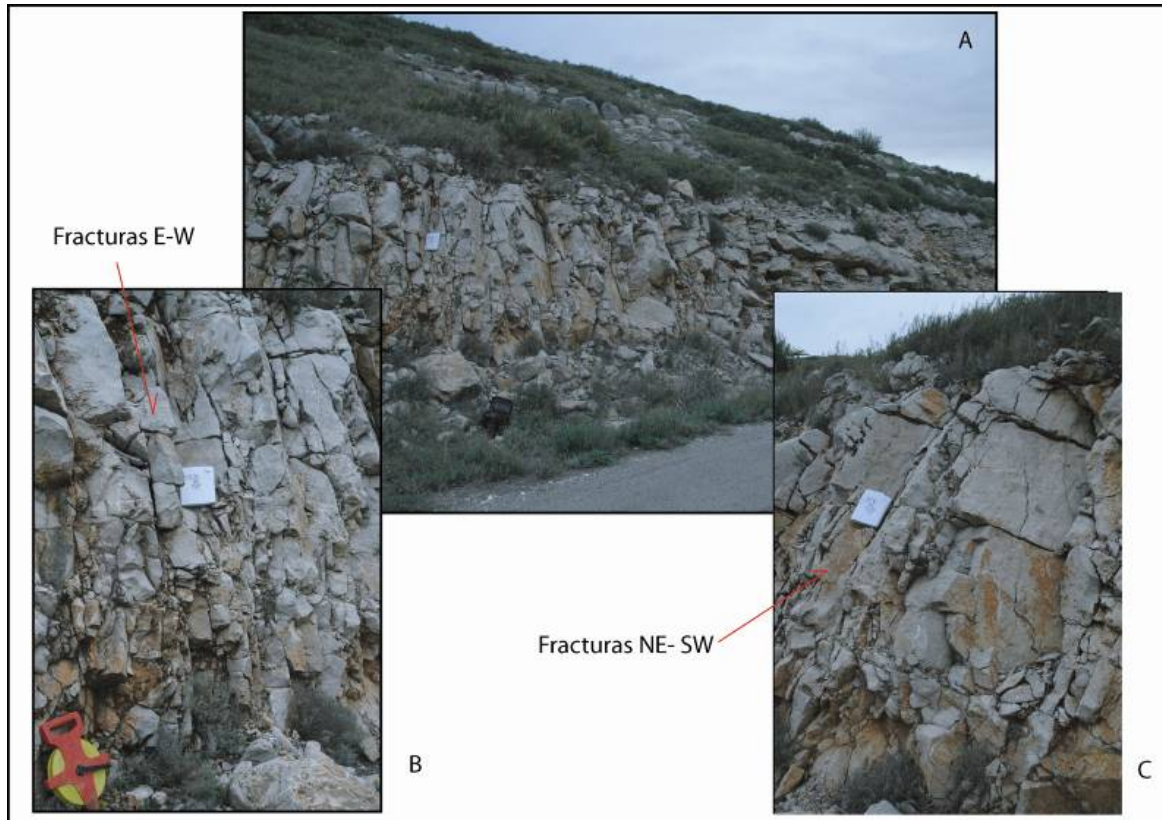


Figura 7.71: A- Vista general de la estación 2. B- Fracturas Este-Oeste. C- Fracturas NE-SW.

La familia 2 tiene una dirección media de 107° E, es decir W-E y un buzamiento medio de 89° hacia el S, como se observa en la proyección estereográfica de las fracturas y en los diagramas de rosas (Fig 7.72- A, C, D). El espaciado entre fracturas varía de 10 a 40 cm (Fig. 7.72-F). En este caso predomina la existencia de calcita en las grietas, impidiendo el paso del agua.

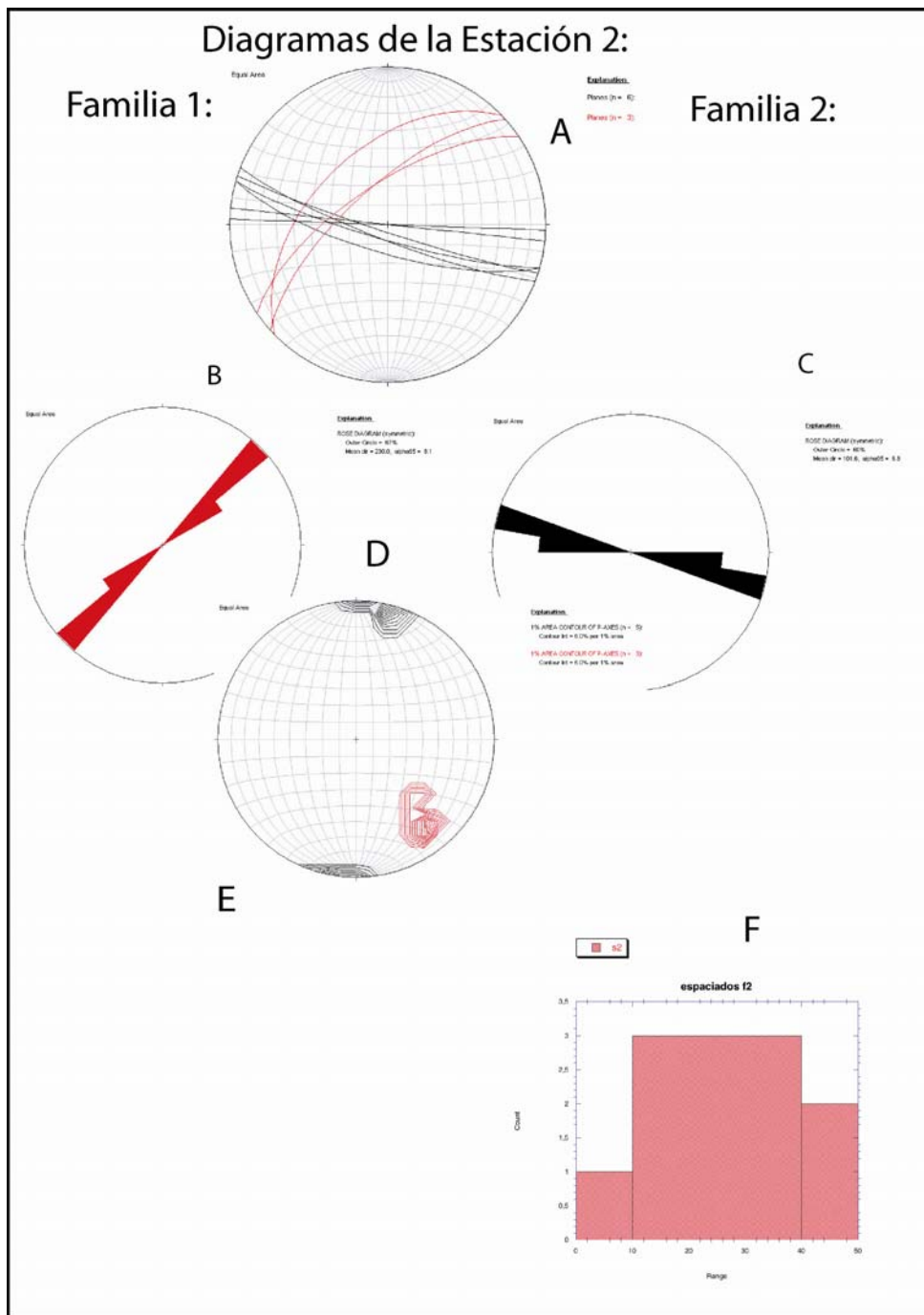


Figura 7.72: A - Proyección de las fracturas de la familia 1 y 2. B y C- diagramas de rosas de las familias 1 y 2. D- diagrama de densidades de las dos familias. F -Histograma de espaciados de la familia 2.

ESTACIÓN 3:

La tercera estación tiene superficies de estratificación con una dirección media de 005° E y un buzamiento medio de 25° hacia el E. Estos planos están algo karstificados, aumentando así el espacio real para el paso del agua de 1mm a 1cm. También existen restos de calcita precipitada lo que marca el paso de agua (Fig. 7.73).

La familia que mejor se aprecia es la familia 1, NE-SW, con una dirección media de 53° E y un buzamiento de 80° hacia el NW (Fig. 7.74- A, B, C)



Figura 7.73: A- Estación 3 y en B- detalle de la apertura de la fracturación.

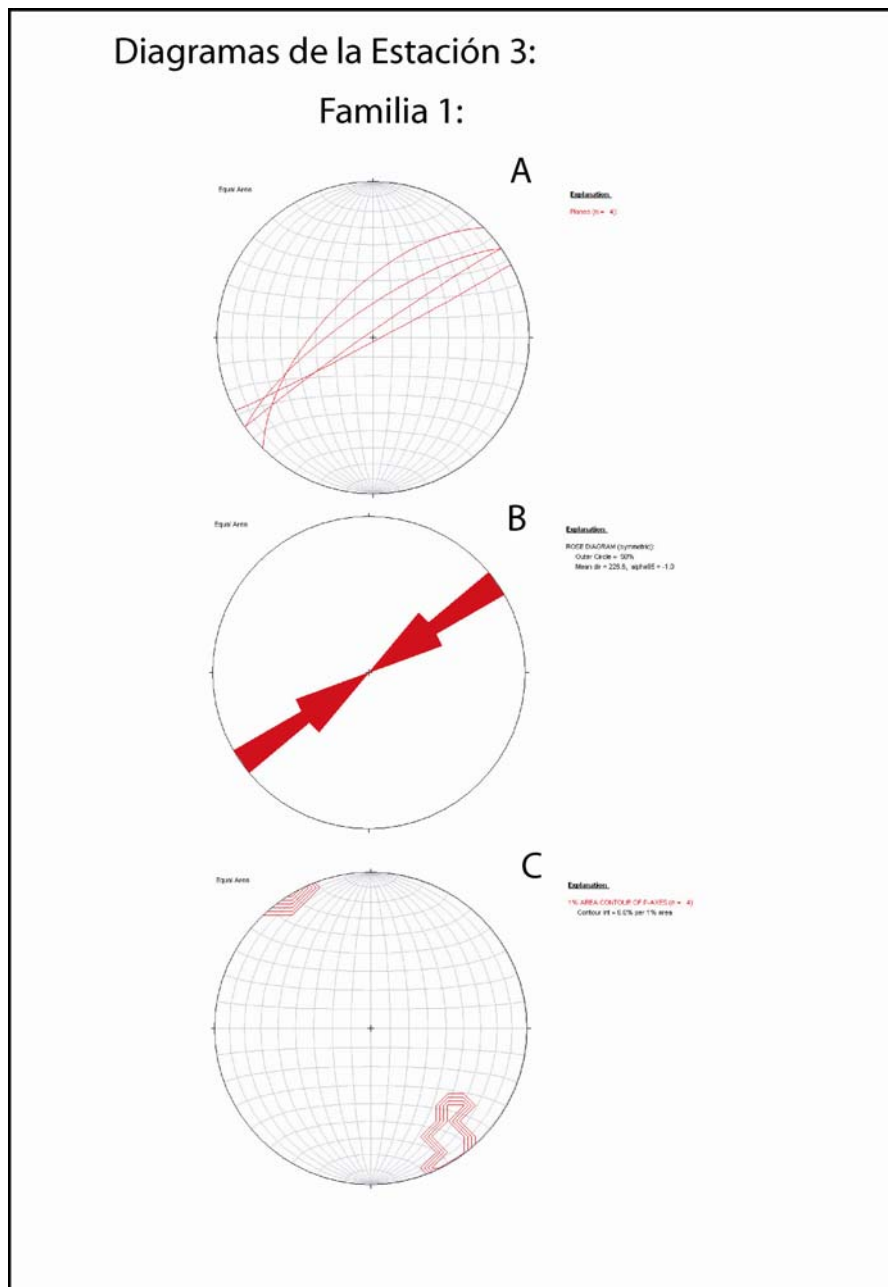


Figura 7.74: A - Proyección de las fracturas de la familia 1. B- diagramas de rosas de la familia 1. C- diagrama de densidades la familia 1.

ESTACIÓN 4:

La cuarta estación se sitúa en un talud de la carretera cerca de la Ermita de San José. Se han estudiado 3 metros de serie, donde la superficies de estratificación tienen una dirección media de 136° E y un buzamiento medio de 15° hacia el NE. Estos planos contienen estilolitos estratiformes y están algo karstificados, aumentando así el espacio para el paso del agua hasta 3cm (Fig. 7.75-A).

Las 2 familias fundamentales de fracturas son: La familia 1, NE-SW ,con una dirección media de 40° E y un buzamiento de 87° hacia el NW (Fig. 7.76- A, B, D). El espaciado entre fracturas es bastante regular y es de 10-30cm (Fig. 7.76-E). Las fracturas aparecen muy abiertas en superficie por una karstificación muy importante. Estas fracturas no están completamente cerradas presentan un relleno de suelo como arcilla. Sin embargo reconocemos que es un buen camino para la entrada de agua ya que las fracturas son verticales y existe una gran densidad de fracturación más o menos abiertas.



Figura 7.75: A- B vistas generales del cuarto afloramiento y C-D detalles de la fracturación vista en planta en la superficie de estratificación.

La familia 2 tiene una dirección media de 80° E, es decir W-E y un buzamiento medio de 88° hacia el S, como se observa en la proyección estereográfica de las fracturas, en el diagrama de rosas y de densidades (Fig. 7.76- A, C, D). El espaciado entre fracturas varía de 19 a 70cm (Fig. 7.76-F). Estas fracturas han sufrido también procesos kársticos, aumentando así sus aberturas. Posteriormente estas aberturas han sido rellenas de material terrígeno, permitiendo en cierta medida el paso de agua.

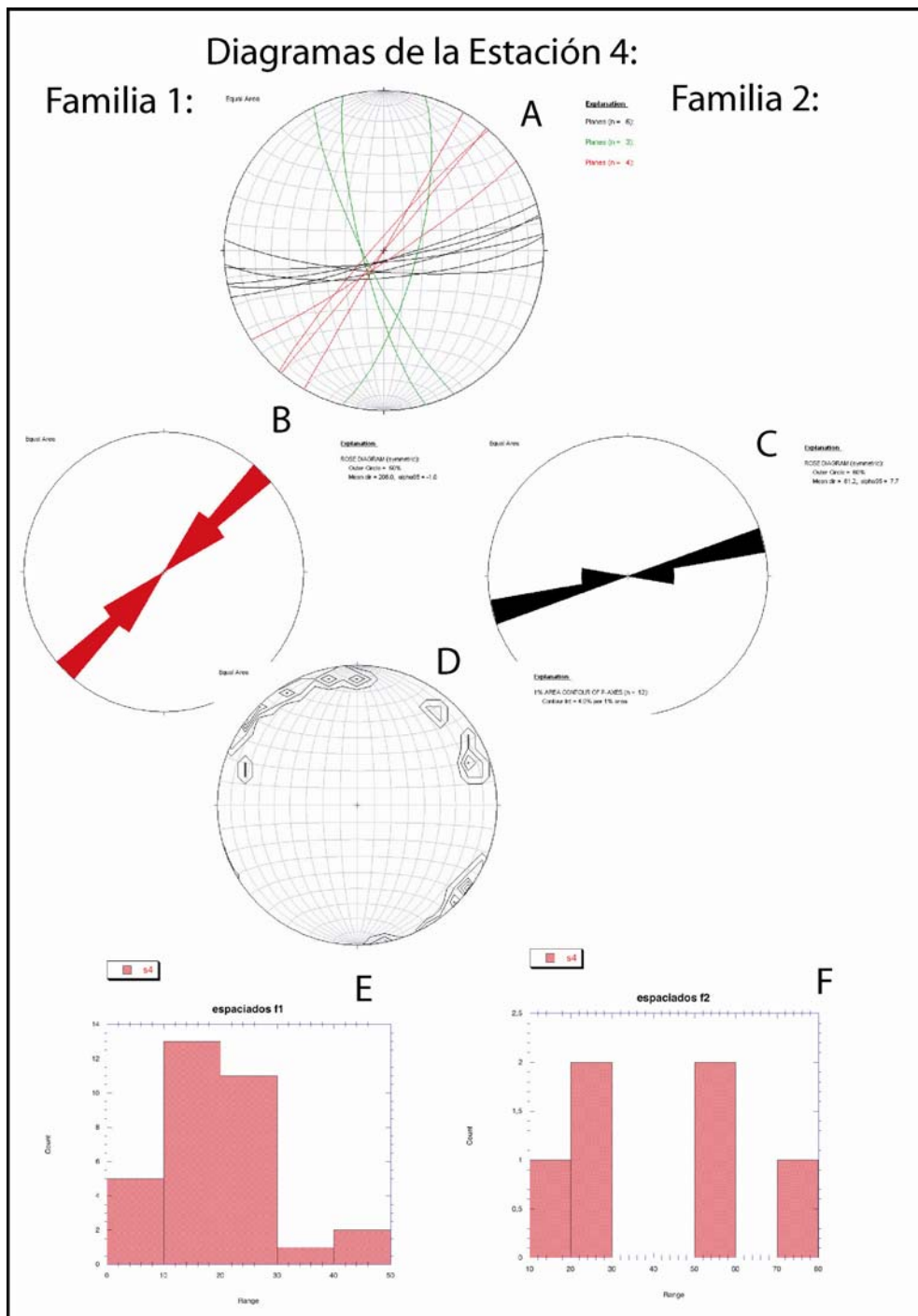


Figura 7.76: A - Proyección de las fracturas de la familia 1 y 2. B y C- diagramas de rosas de las familias 1 y 2. D- diagrama de densidades de las dos familias. E y F -Histogramas de espaciados de las familias 1 y 2.

ESTACIÓN 5:

La última estación se sitúa en un talud de la carretera cerca de la localidad de Santa Magdalena de Pulpís (Fig. 7.77). Se han estudiado 5 metros de serie, donde la superficies de estratificación tienen una dirección media de 17° E y un buzamiento medio de 40° hacia el E. Se ha descubierto que existe un paso de agua real a través de este plano, en un nivel más margoso como se aprecia en las fotos inferiores (Fig. 7.77-C).



Figura 7.77: A- Quinta estación. B- vista de la fracturación en plano de estratificación. C- Salida de agua a través de una superficie de estratificación. D- Vista de la parte norte de la estación y en E detalle del espaciado de una familia de fracturas.

Las fracturas de esta estación han sido agrupadas en una sola familia 1, la N-S: con una dirección media de $N000^\circ$ E y un buzamiento de 60° hacia el W (Fig. 7.79- A, B, C). Las aberturas de estas fracturas son del orden de 1 mm, y están rellenas de arcilla. A su vez el espaciado entre fracturas es bastante regular, alrededor de 30 cm (Fig. 7.78-A). Entre este espaciado más marcado se observan otras fracturas que no están abiertas y que tienen un espaciado de 1 cm (Fig. 7.78-B). Esta fracturación no parece facilitar exageradamente la permeabilidad del macizo.

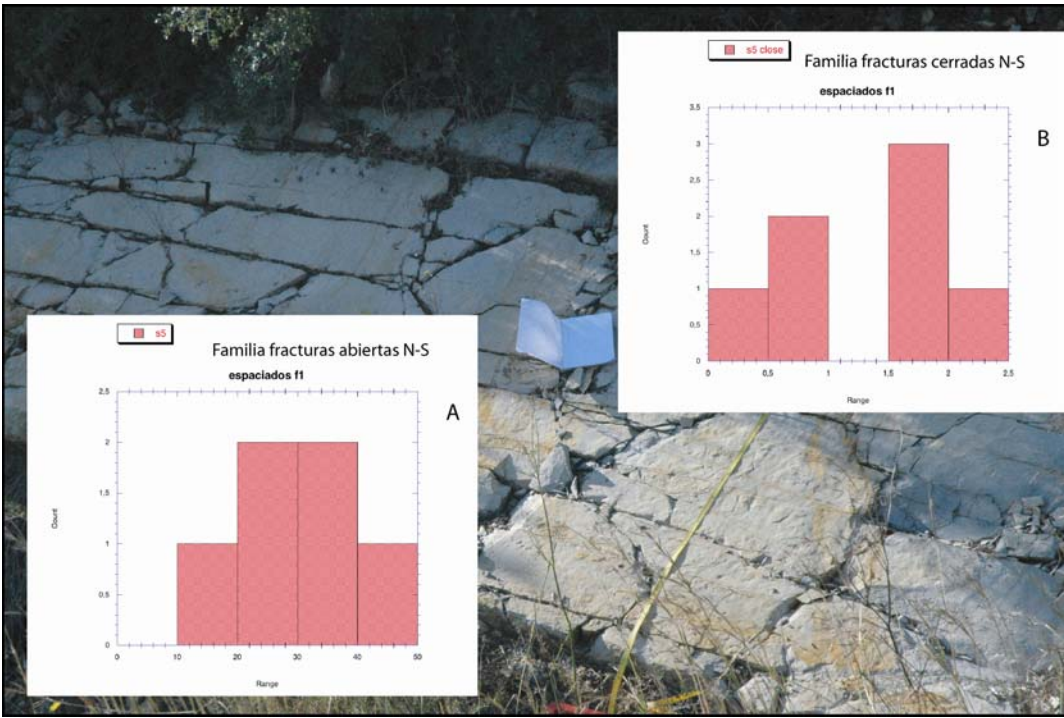


Figura 7.78: A-Histograma de espaciado de fracturas “abiertas” N-S. B- Histograma de espaciados de fracturas cerradas N-S.

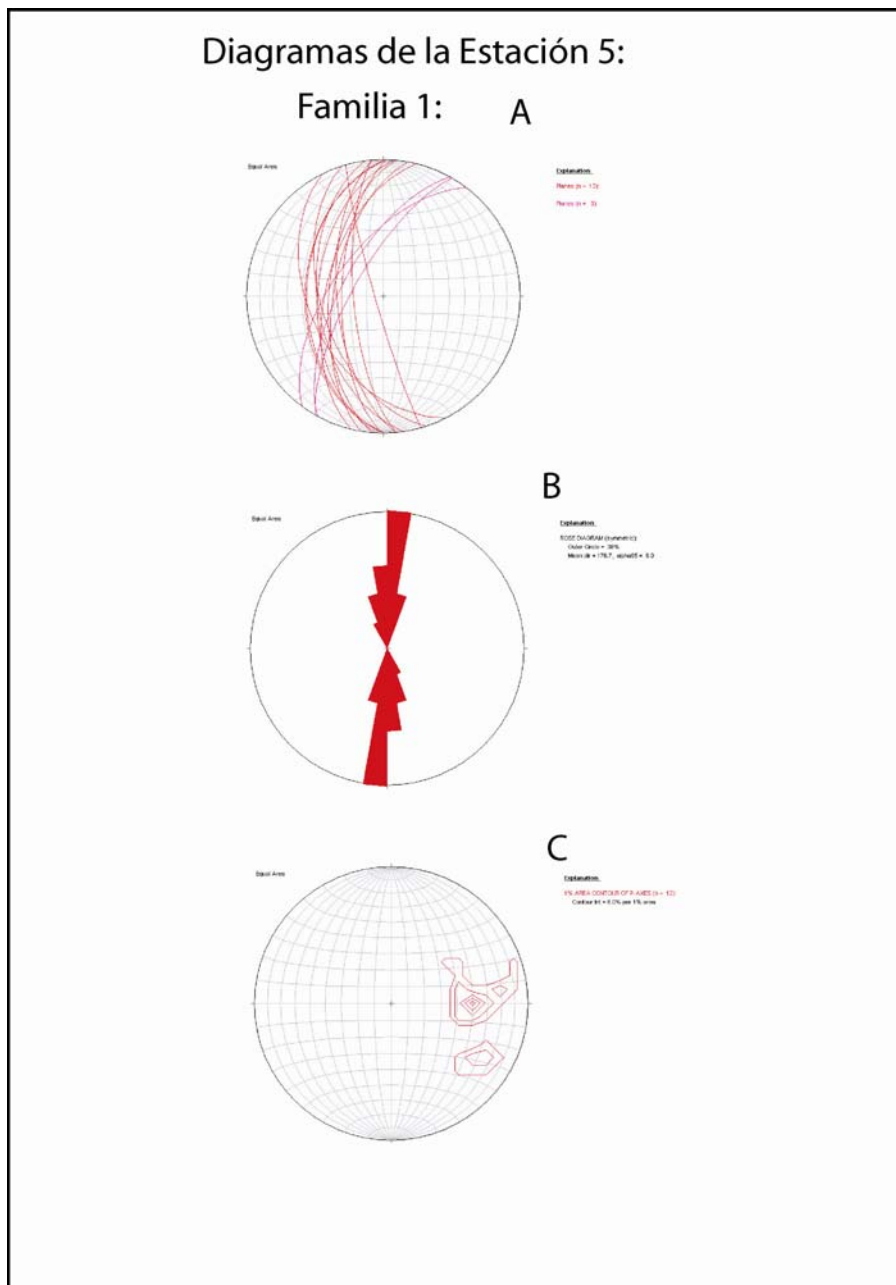


Figura 7.79: A - Proyección de las fracturas de la familia 1. B- diagrama de rosas de las familia 1. C- diagrama de densidades de la familia 1.

CONCLUSIONES GENERALES DE LA ZONA

A través del estudio de estas 5 estaciones podemos definir las 2 familias de fracturas:

La familia 1 es la NE-SW y presenta unos valores de buzamientos altos que facilitan el paso del agua hacia el acuífero (Fig. 7.80). El espaciado entre fracturas para la familia NE-SW tiene un máximo alrededor de los 20 centímetros (Fig. 7.81). Sin embargo este espaciado depende en gran medida del espesor del estrato que estamos estudiando.

La familia de fracturas 2, Este-Oeste presenta también buzamientos muy altos como se observa en los diagramas de densidades (Fig. 7.80). El espaciado entre fracturas es del orden de 10-30 centímetros (Fig. 81), aunque existen grandes variaciones según la estación.

La evolución de las dos familias no varía apenas a lo largo de la serie estratigráfica, manteniéndose en la mayoría de los casos la ortogonalidad.

Las dos familias presentan una mayoría de fracturas abiertas. Las aberturas varían de 1mm a 5cm y se caracterizan por estar rellenas de arcilla, o “vacías”, permitiendo el paso del agua en algunos casos.

En general se ha observado la importancia de la karstificación sobre todo en las zonas de más altitud en las Atalayas, próximas a Salsadella (estaciones 1, 2, 3, 4). y por tanto un camino más fácil para llegar al subsuelo.

Además se ha observado una estratificación generalmente karstificada y con muestras del posible paso del agua. También se ha observado el paso de agua a través de un nivel margoso en la última estación.

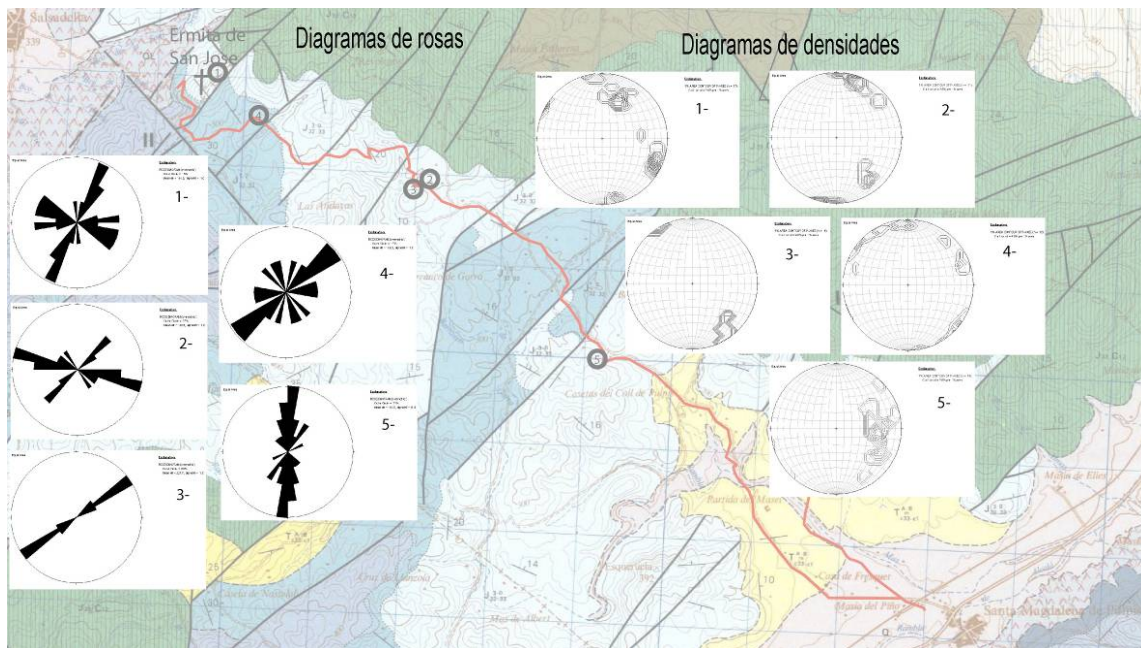


Figura 7.80: Diagramas de las 5 estaciones realizadas.

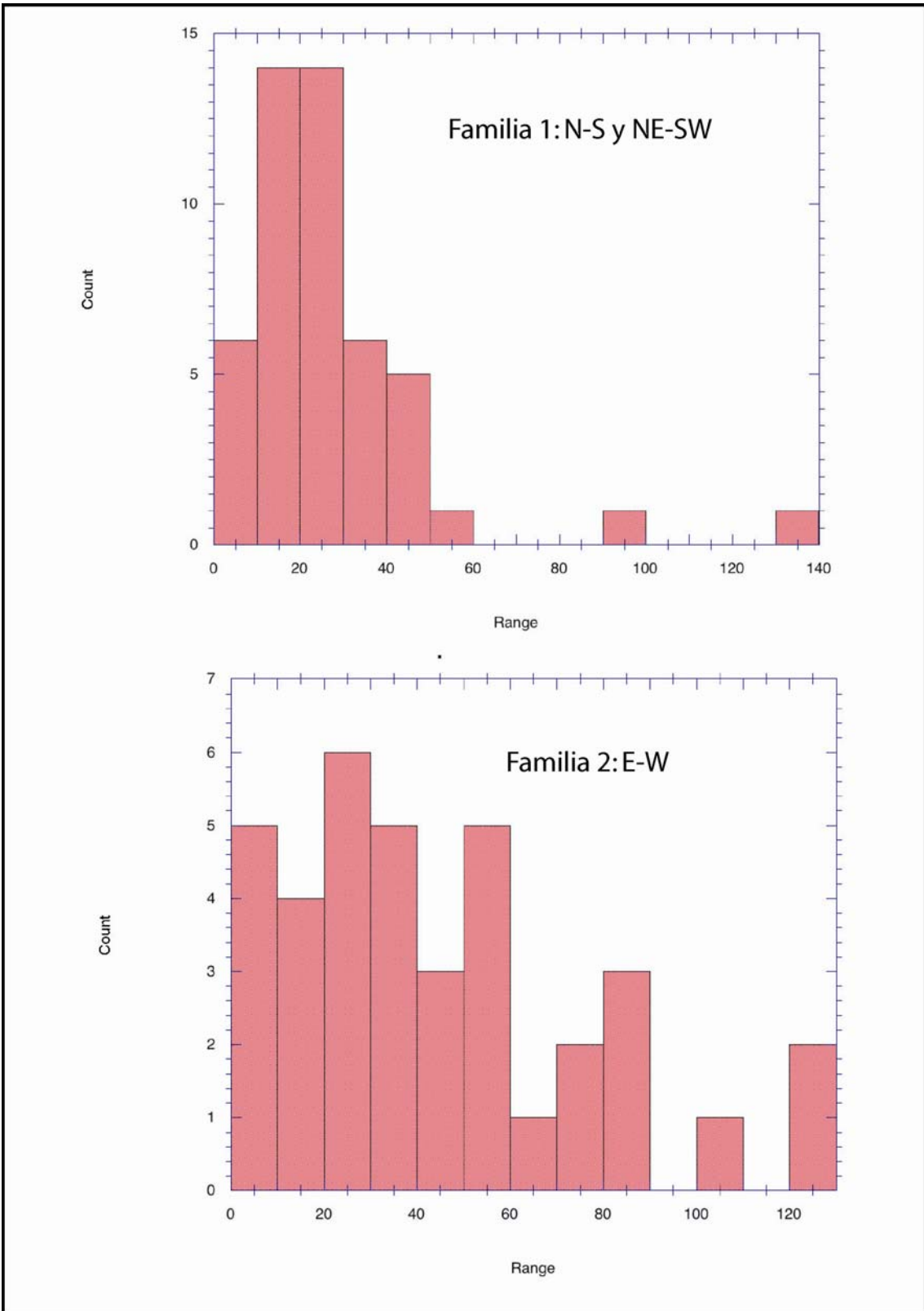


Figura 7.81: Histogramas de espaciados de la fracturación.

7.6. La fracturación en la Sierra de Irta.

La Sierra de Irta es la última zona que ha sido estudiada. Esta zona se sitúa adyacente a la costa y supone la última entrada de agua al acuífero Jurásico del Maestrazgo. Geológicamente es también el último horst asociado a la fosa de Sta. Magdalena de Pulpís, antes de llegar al mar Mediterráneo. Este horst tiene una dirección NE-SW y morfológicamente forma los acantilados de la costa (Fig. 7.82 y Fig. 7.84).



Figura 7.82: Modelo digital de elevación de la Sierra de Irta (vista desde el NE hacia el SW) y de la cuarta zona de estudio Salsadella- Sta Magdalena de Pulpís.

Las 8 estaciones realizadas se desarrollan en materiales Jurásicos carbonatados (Fig. 7.83), de más moderno a más antiguo tenemos:

- Estaciones 6 y 7: Malm- Kimmeridgiense- Superior (J32-33). Calizas microcristalinas y dolomías (zona de dolomitización).
- Estaciones 1, 2, 3 y 5: Malm-Oxfordiense (J 31-32). Calizas microcristalinas y calizas arcillosas.
- Estación 8: Doger y Lias- Calloviense y Pliensbachiense (J13-24). Dolomías y calizas dolomitizadas.

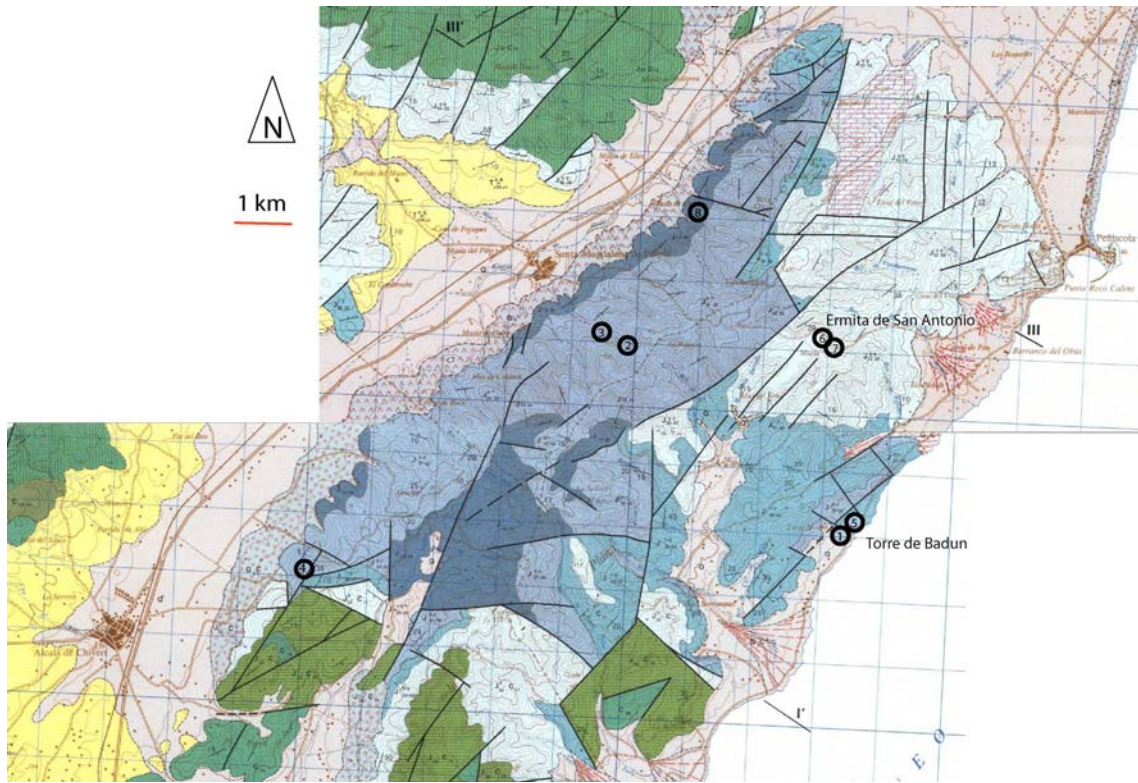


Figura 7.83: Mapa geológico de Vinaroz 1:50.000 con las posiciones de las estaciones realizadas.

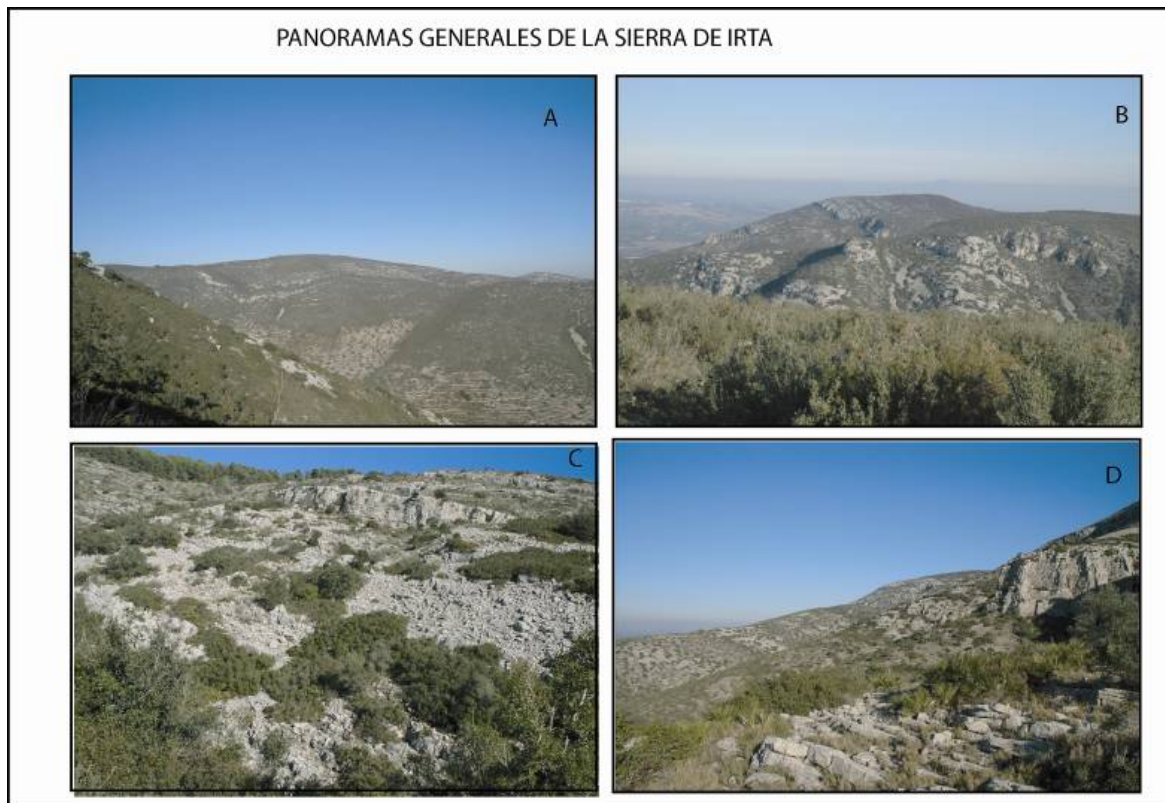


Figura 7.84: Panoramas generales de la Sierra de Irtá.

ESTACIÓN 1:

La primera estación de la Sierra de Irta se sitúa cerca de Peñiscola, al lado de la Torre de Badun. Las superficies de estratificación tienen una dirección media de 150° E y un buzamiento medio de 13° hacia el E (Fig. 7.85).

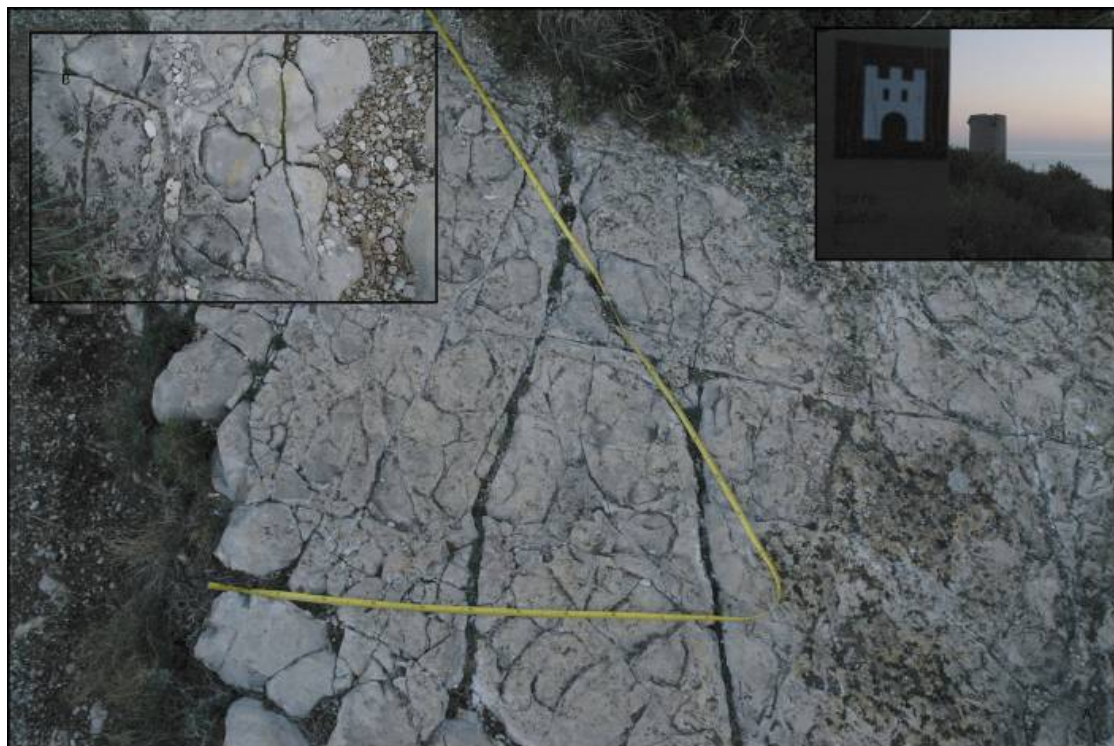


Figura 7.85: Primera estación contigua a la Torre de Badun.

Las 2 familias fundamentales de fracturas son: La familia 1, N-S, con una dirección media de 10° E y un buzamiento de 65° hacia el W (Fig. 7.87- A, C, E).

La familia 2 tiene una dirección media de 100° E, es decir W-E y un buzamiento medio de 78° hacia el S, como se observa en la proyección estereográfica de las fracturas y en el diagrama de rosas y de densidades (Fig. 7.87- B, D, F).

El espaciado entre fracturas “abiertas” es bastante regular y ha sido estudiado en dos capas de distinto espesor. En la capa de 8cm de espesor hemos encontrado espaciados de 10 a 15cm para las dos familias de fracturas N-S y W-E (Fig. 7.86 A y B). Sin embargo para la capa con el doble de espesor las fracturas aparecen más distantes, entre 20 y 30cm para las dos familias de fracturas (Fig. 7.86 C y D). Las fracturas tienen un carácter ortogonal y aparecen poco abiertas, alrededor de 1mm y selladas por precipitación de calcita, dificultando el paso de agua.

Relación entre espesor de las capas y el espaciado entre las fracturas.

CAPA DE 16 CM

CAPA DE 8 CM

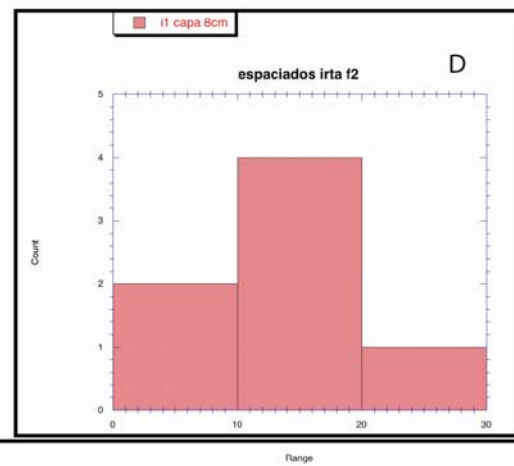
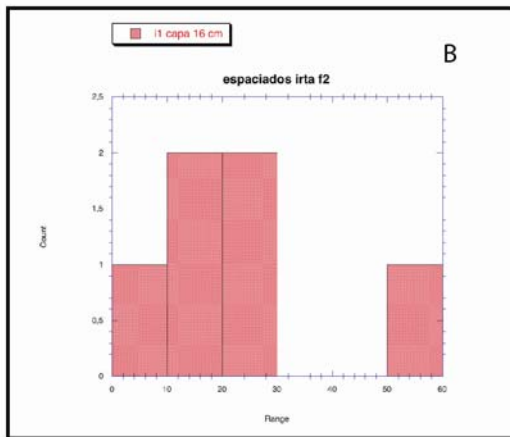
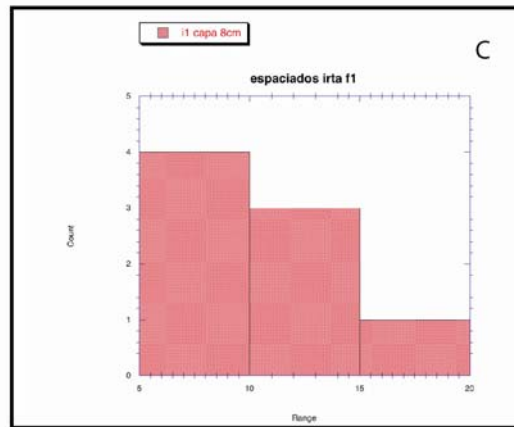
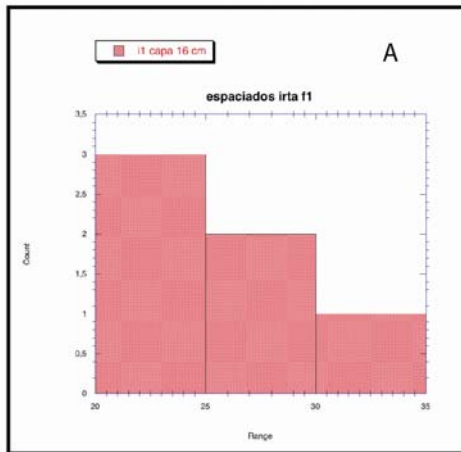
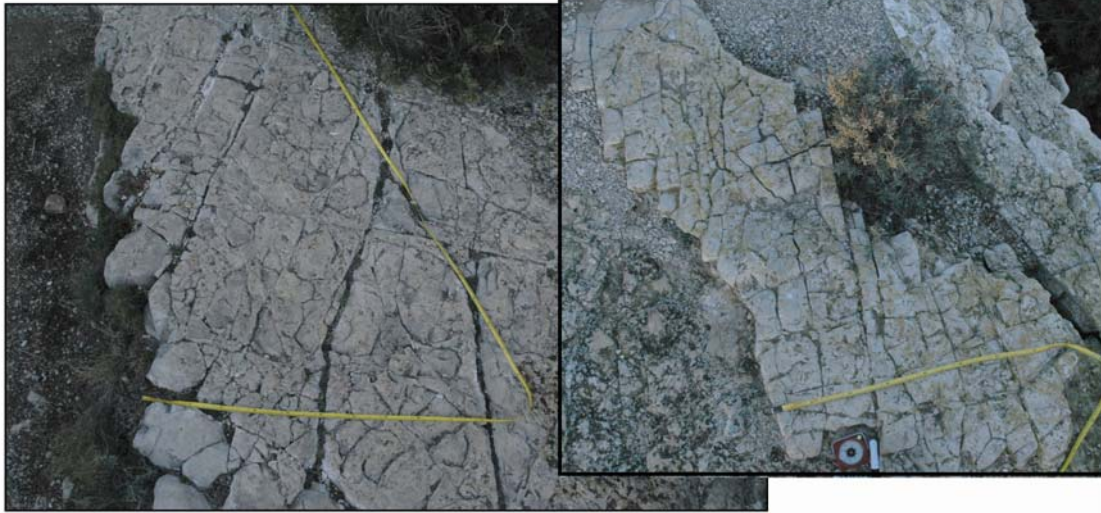


Figura 7.86: relación entre el espesor de 2 estratos y los espaciados de la fracturación.

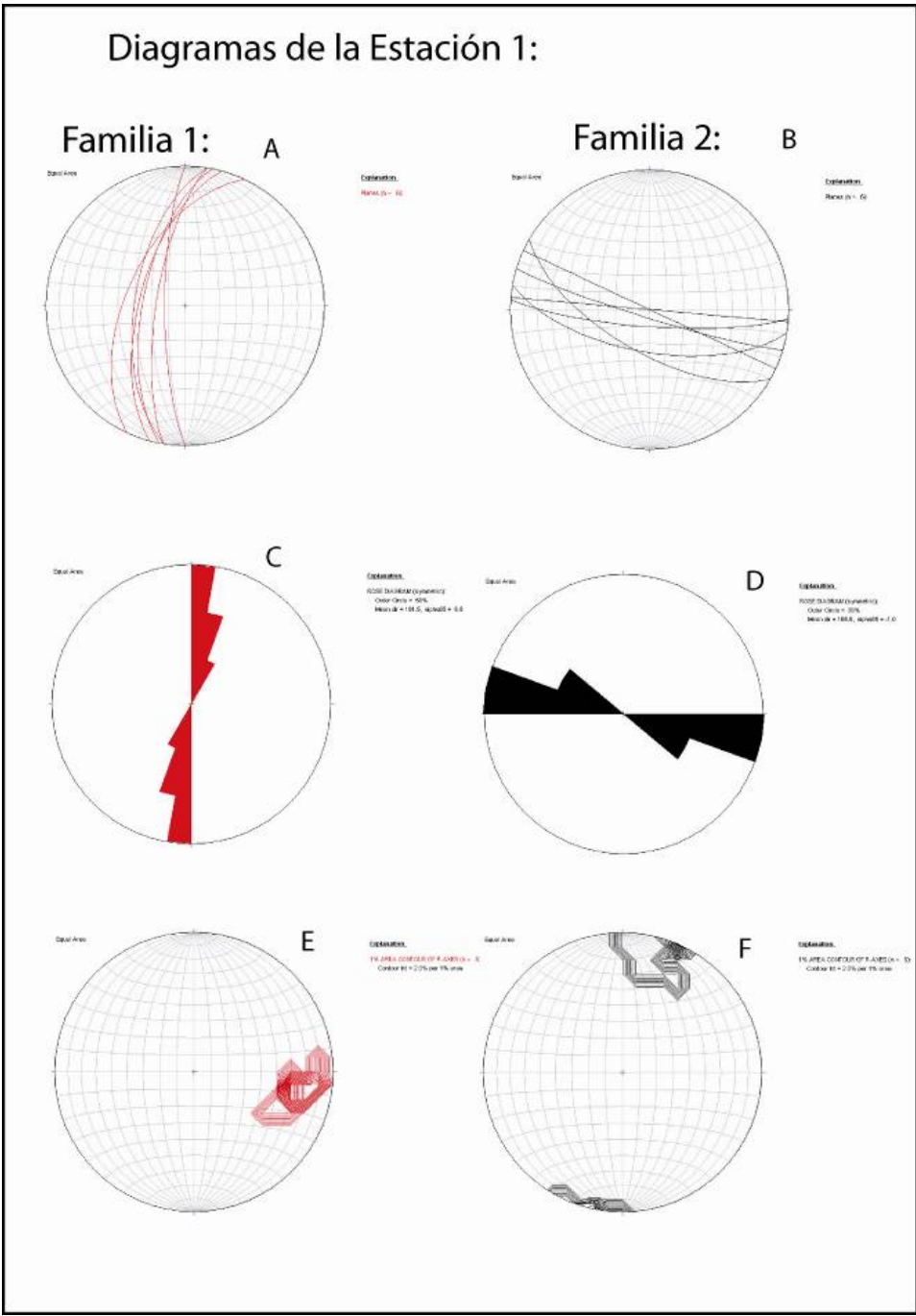


Figura 7.87: A y B- Estereograma de proyección de las familias de fracturas 1 y 2. C y D diagramas de rosas. E y F diagramas de densidades.

ESTACIÓN 2:

La segunda estación se sitúa en la otra vertiente de la Sierra, es decir hacia el oeste. En la parte superior de un barranco que termina en Santa Magdalena de Pulpís (Fig. 7.88-A y B). Las superficies de estratificación tienen una dirección media de 130° E y un buzamiento medio de 17° hacia el NE y se presentan bastante abiertas por la karstificación (Fig. 7.88- D).

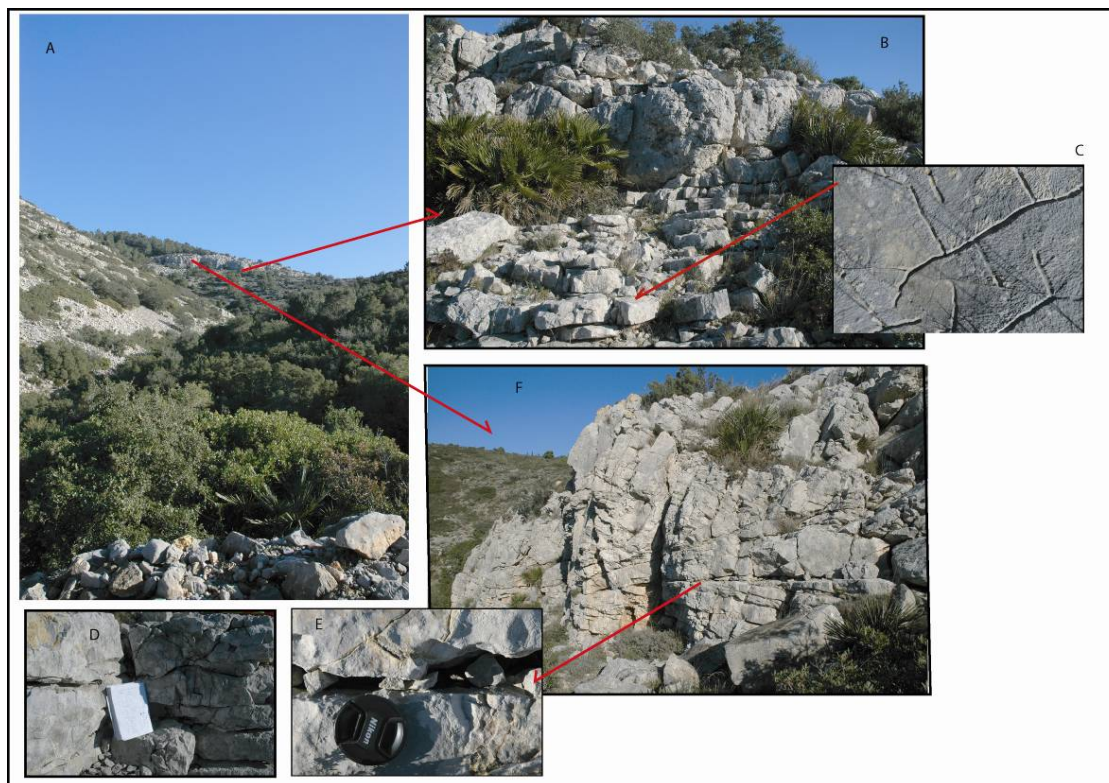


Figura 7.88: A- situación de la estación 2. B y F- Afloramientos estudiados. C- detalle de karstificación a favor de las fracturas existentes. D- detalle de la karstificación de la superficie de estratificación. E- karstificación de una fractura.

Las fracturas han sido divididas en 2 familias que forman un ángulo aproximado de 90° : La familia 1, NE-SW tiene una dirección media de 30° E y un buzamiento de 80° hacia el W o NW (Fig. 7.89- A, C, E).

La segunda familia presenta una dirección media de 120° E, es decir NW-SE y un buzamiento medio de 80° hacia el Sur y el Norte, como se observa en la proyección estereográfica de las fracturas y en el diagrama de rosas y de densidades (Fig. 7.89- B, D, F).

El espaciado entre fracturas “abiertas” es bastante regular. Para la familia NE-SW tenemos una predominancia de espaciados entre 15 y 20cm y para las fracturas E-W existe un mayor porcentaje de fracturas con espaciados entre 30 y 40cm, un poco mayores que la familia NE-SW (Fig. 7.89- G y H).

Respecto a las aberturas de las fracturas de las dos familias, existen variaciones desde 1mm a 8cm dependiendo del desarrollo de la karstificación. Estas aberturas (Fig. 7.88- E), teniendo en cuenta la verticalidad de las fracturas y el poco relleno que presentan, son una entrada real para el agua. Además de las fracturas, la existencia de una superficie de estratificación tan abierta y karstificada induce a pensar que este plano también es importante para circulación del agua.

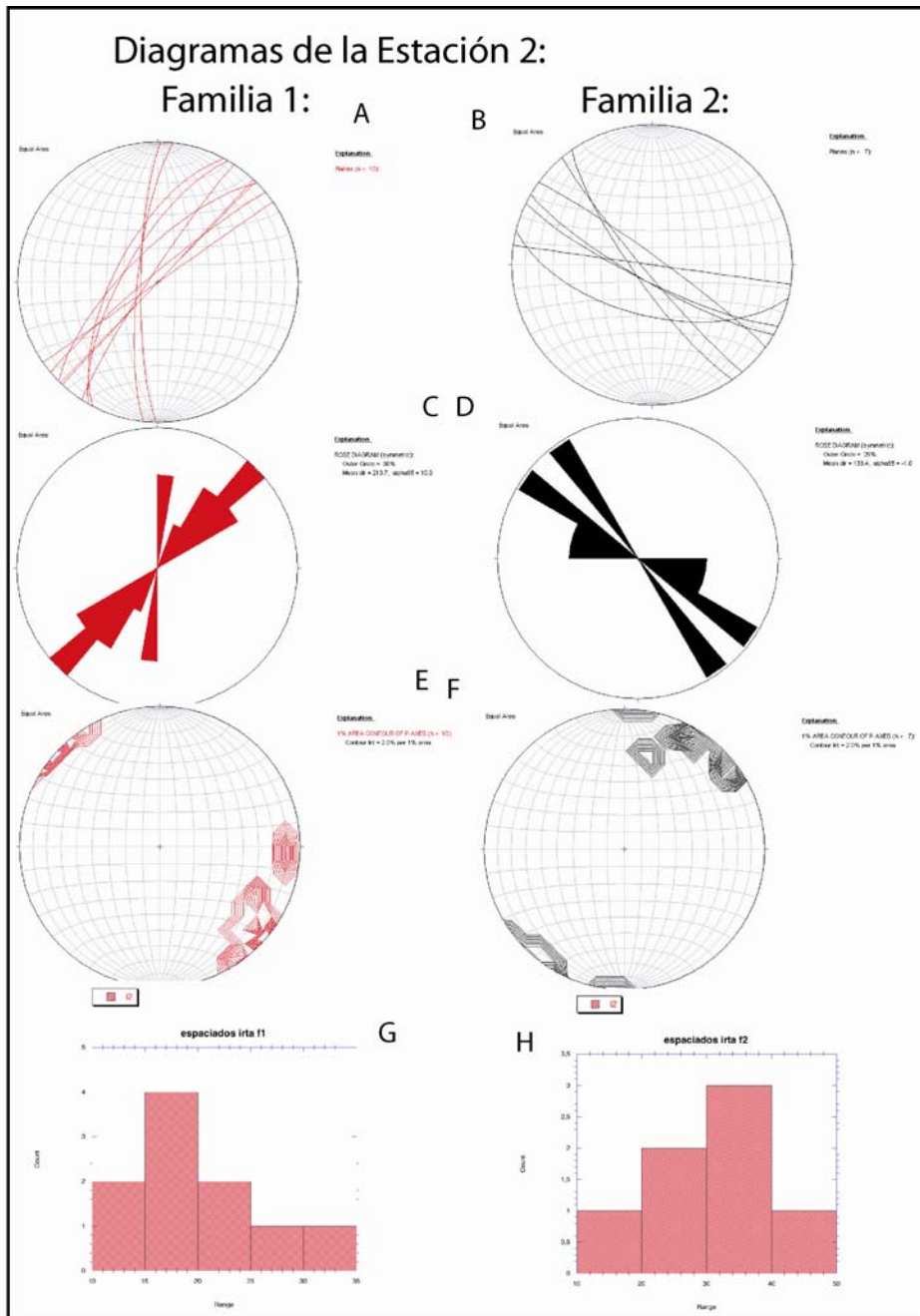


Figura 7.89: A y B- estereograma que muestra la proyección de las familias de fracturas 1 y 2. C y D diagramas de rosas. E y F diagramas de densidades. G y H histogramas de espaciados de las fracturas.

ESTACIÓN 3:

La tercera estación la encontramos unos metros más abajo que la estación 2, conforme bajamos serie. Dentro de este afloramiento se han tomado medidas tanto en la zona escarpada (Fig. 7.90-B), como en la zona más tableada (Fig. 7.90-C). Las superficies de estratificación tienen una dirección media de 15° E y un buzamiento medio de 27° hacia el Este.

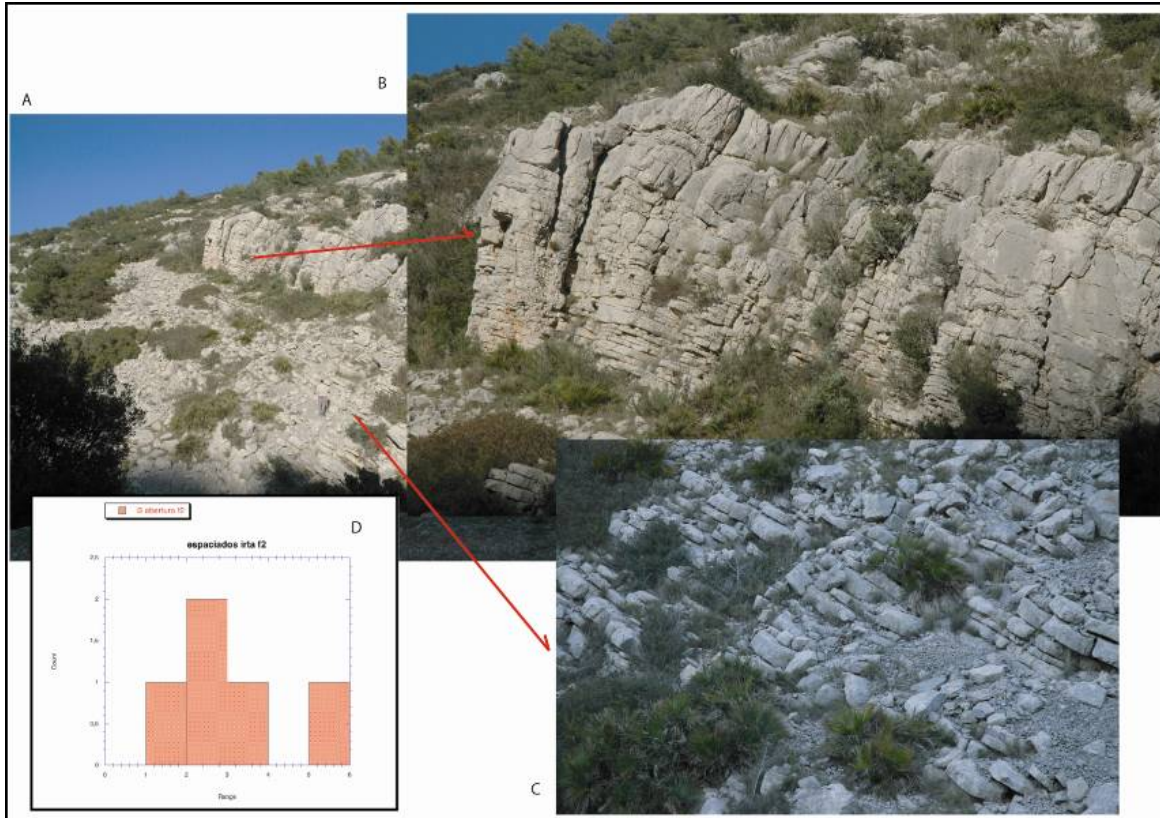


Figura 7.90: A, B y C fotos del afloramiento estudiado y D- diagrama de espaciados de la familia 2 (E- W) de fracturas.

Las fracturas han sido divididas en 2 familias que forman un ángulo aproximado de 90° : La familia 1, NE-SW tiene una dirección aproximada de 20° E y un buzamiento de 75° hacia el W (Fig. 7.91- A, C, E).

La segunda familia presenta una dirección media de 90° E, es decir W-E y un buzamiento medio de 85° hacia el Sur y el Norte, como se observa en la proyección estereográfica de las fracturas y en los diagramas de rosas y de densidades (Fig. 7.91- B, D, F).

El espaciado entre fracturas “abiertas” es bastante regular. Para la familia NE-SW y E-W tenemos una predominancia de espaciados entre 20 y 30cm (Fig. 7.91- G y H).

Respecto a las aberturas de las fracturas de las dos familias, existen variaciones desde 1mm a 5cm dependiendo del desarrollo de la karstificación (Fig. 7.90-D), estando más abiertas las de la familia NE- SW. Estas aberturas, teniendo en cuenta la continua verticalidad de las fracturas, su conectividad y el poco relleno que presentan, son una entrada posible para el agua.

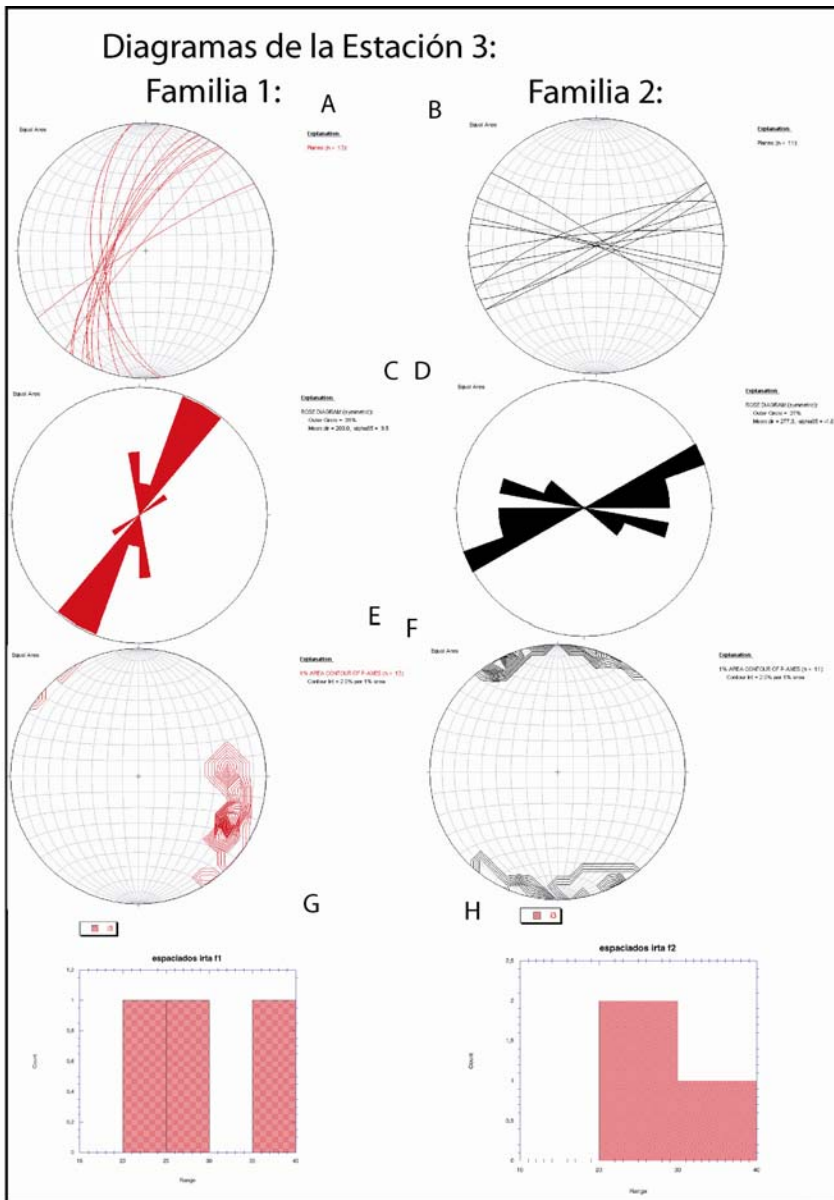


Figura 7.91: A y B-Estereograma de proyección de las familias de fracturas 1 y 2. C y D diagramas de rosas. E y F diagramas de densidades. G y H histogramas de espaciados de las fracturas.

ESTACIÓN 4:

La cuarta estación la encontramos unos metros al oeste del Castillo de Chibert, (Fig.7.92- A). El aspecto del afloramiento es muy caótico debido a la intensa fracturación y karstificación. Las superficies de estratificación tienen una dirección media de 50° E y un buzamiento medio de 10° hacia el sur.

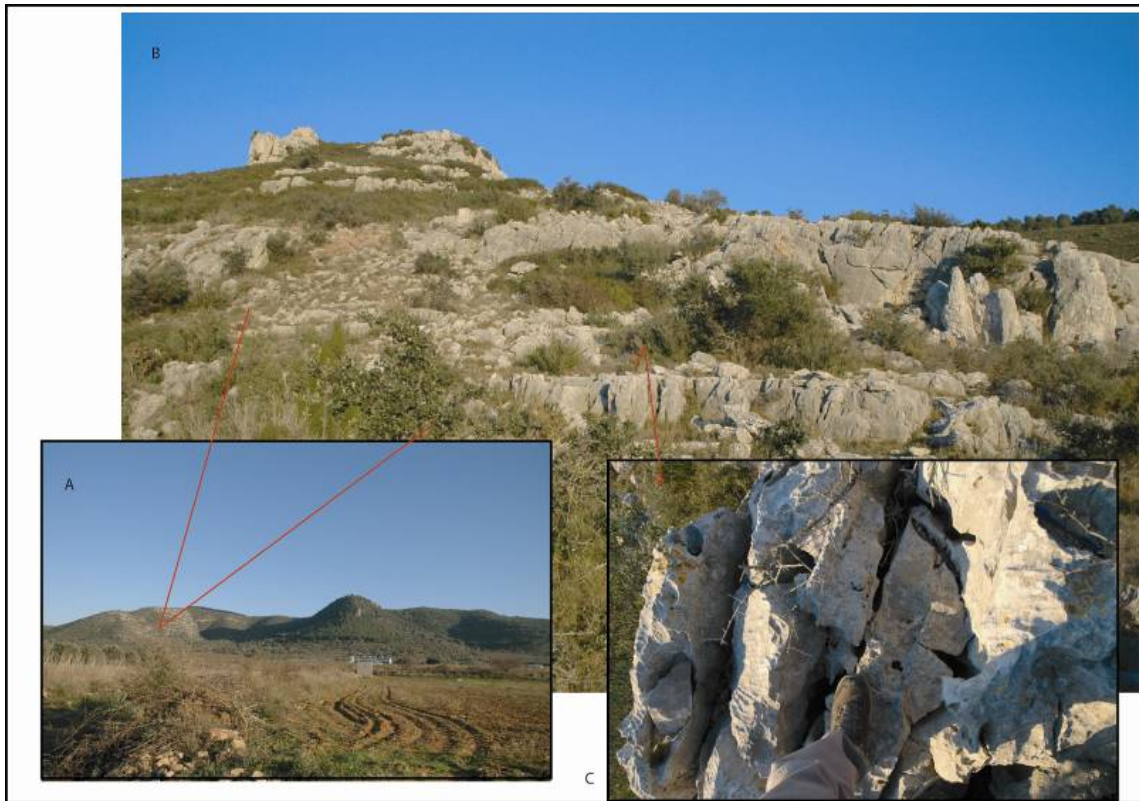


Figura 7.92: Imágenes de la cuarta estación: A- vista desde lejos. B- Aspecto del afloramiento y C detalle de la marcada karstificación a favor de las fracturas.

Las fracturas han sido divididas en 2 familias que forman un ángulo aproximado de 90° : La familia 1, NNE-SSW tiene una dirección aproximada de 15° E y un buzamiento de 86° hacia el W (Fig. 7.93- A, C, E).

La segunda familia presenta una dirección media de 95° E, es decir W-E y un buzamiento medio de 60° hacia el Norte, como se observa en la proyección estereográfica de las fracturas y en los diagramas de rosas y de densidades (Fig. 7.93- B, D, F).

El espaciado entre fracturas “abiertas” para la familia NNE-SSW tiene variaciones de 5cm a 30cm (Fig. 7.92-C y 7.93-G). Estas aberturas van de 1mm hasta 7cm. Teniendo en cuenta la verticalidad de las fracturas, su conectividad y el poco relleno que presentan, son una entrada posible para el agua.

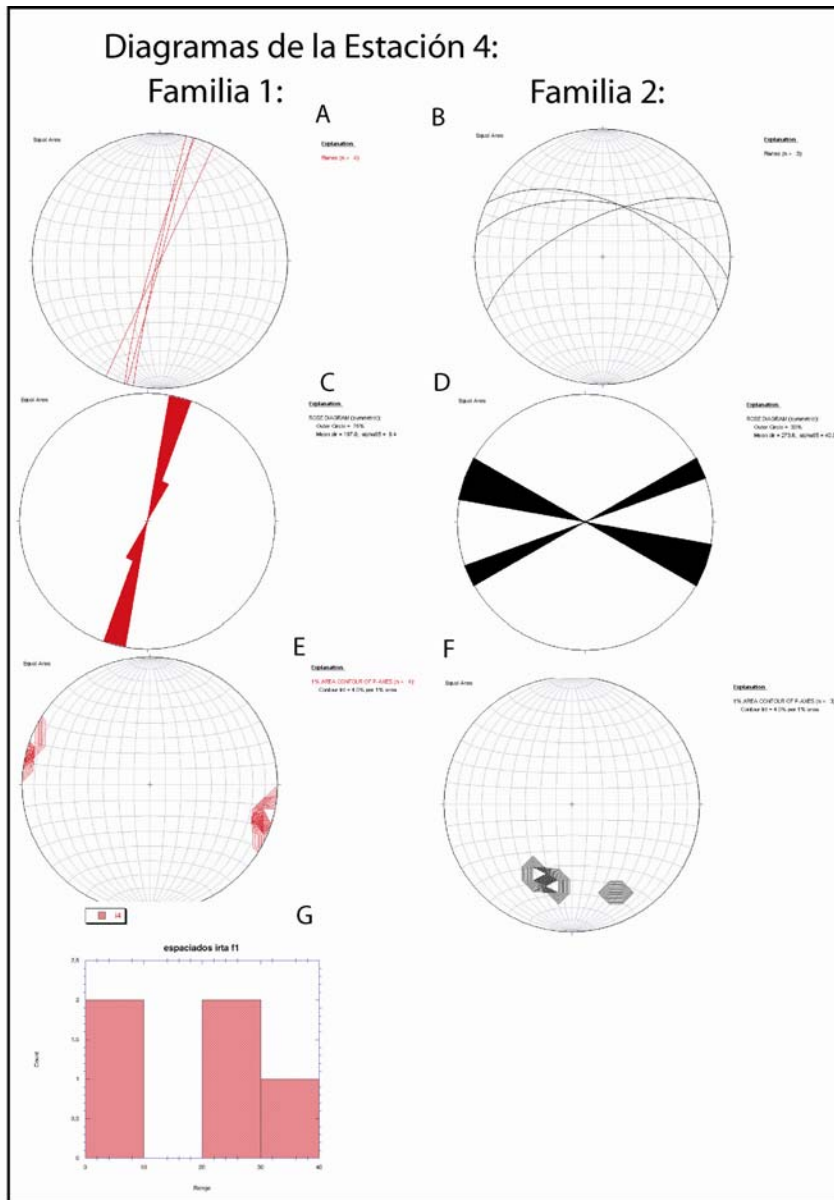


Figura 7.93: A y B- estereograma de proyección de las familias de fracturas 1 y 2. C y D diagramas de rosas. E y F diagramas de densidades. G histograma de espaciados de la familia 1.

ESTACIÓN 5:

La quinta estación la hemos ubicado a unos metros de la torre de Badun , cerca de la primera estación (Fig.7.94). Las superficies de estratificación tienen una dirección media de 135° E y un buzamiento medio de 7° hacia el suroeste.

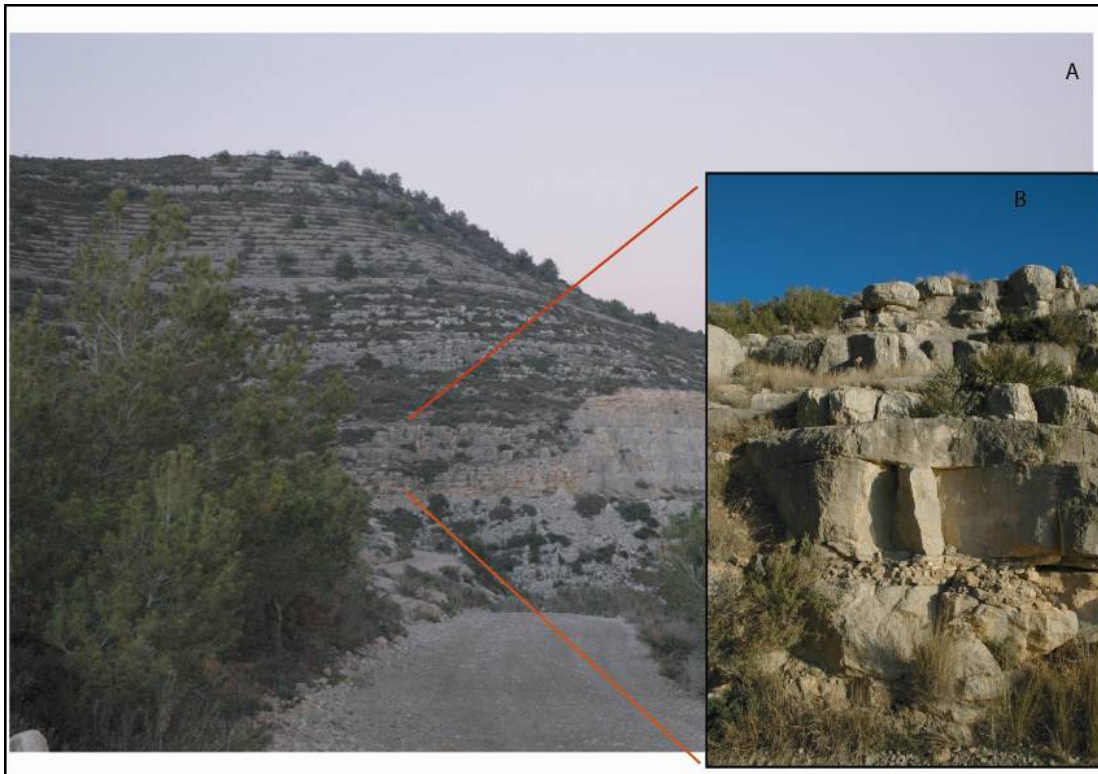


Figura 7.94: A- Vista de la quinta estación desde la Torre de Badun y B detalle de la serie estudiada.

Las fracturas han sido agrupadas en 2 familias:

La familia 1, NNE-SSW tiene una dirección aproximada de 20° E y un buzamiento de 90° (Fig. 7.95- A, C, E).

La segunda familia presenta una dirección media de 70° E, es decir WN-ES y un buzamiento medio de 85° hacia el Sur, como se observa en la proyección estereográfica de las fracturas y en los diagramas de rosas y de densidades (Fig. 7.95- B, D, F).

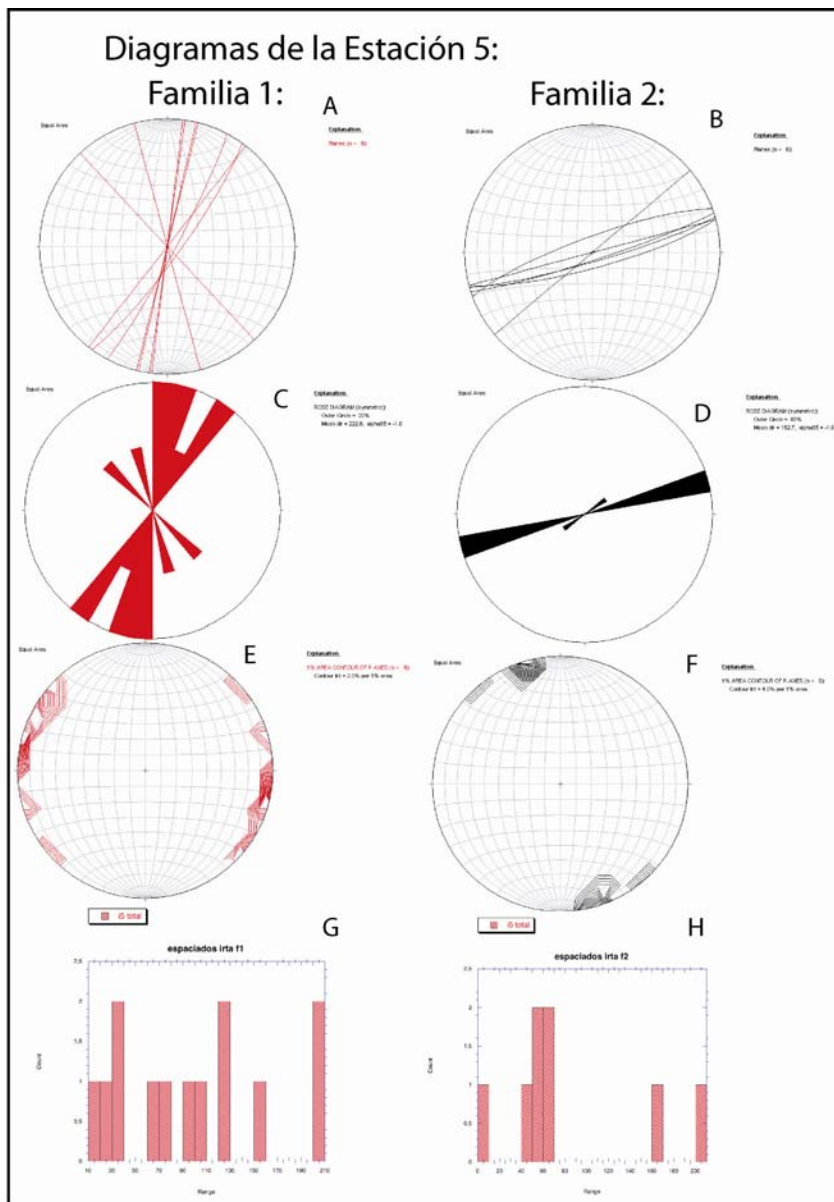


Figura 7.95: A y B- estereograma de proyección de las familias de fracturas 1 y 2. C y D diagramas de rosas. E y F diagramas de densidades. G y H histogramas de espaciados de la familia 1 y 2.

El estudio del espaciado de la fracturación se ha realizado a lo largo de 10 metros de serie estratigráfica con el fin de observar alguna diferencia en los distintos estratos. Finalmente podemos decir que no se observa un espaciado muy regular como en la Torre de Badun. En este afloramiento el espaciado para las 2 familias varía de 30 a 210cm (Fig. 7.96). Las fracturas observadas aparecen cerradas o abiertas 1-2mm pero rellenas de arcilla.

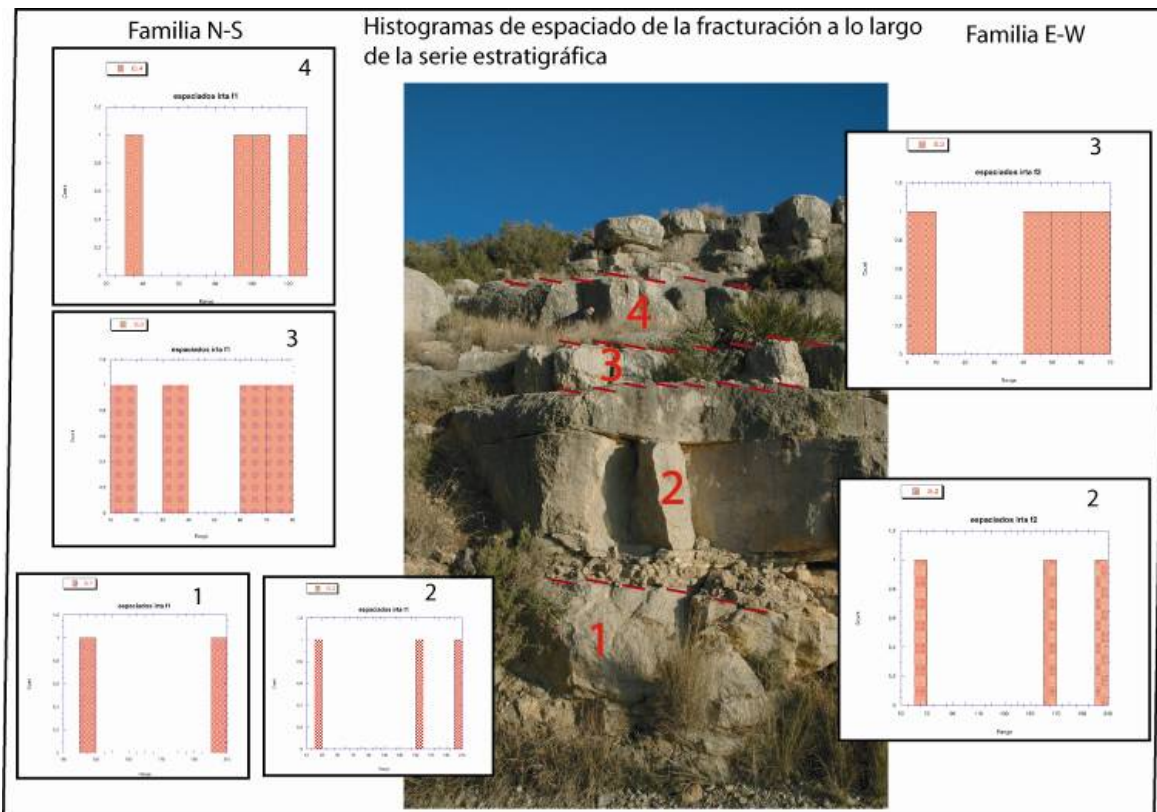


Figura 7.96: Variaciones de espaciado de la fracturación a lo largo de la serie estratigráfica.

ESTACIÓN 6:

La sexta estación se encuentra muy próxima a la ermita de Sant Antoni (Fig.7.97). Las superficies de estratificación tienen una dirección media de 76° E y un buzamiento medio de 24° hacia el suroeste.

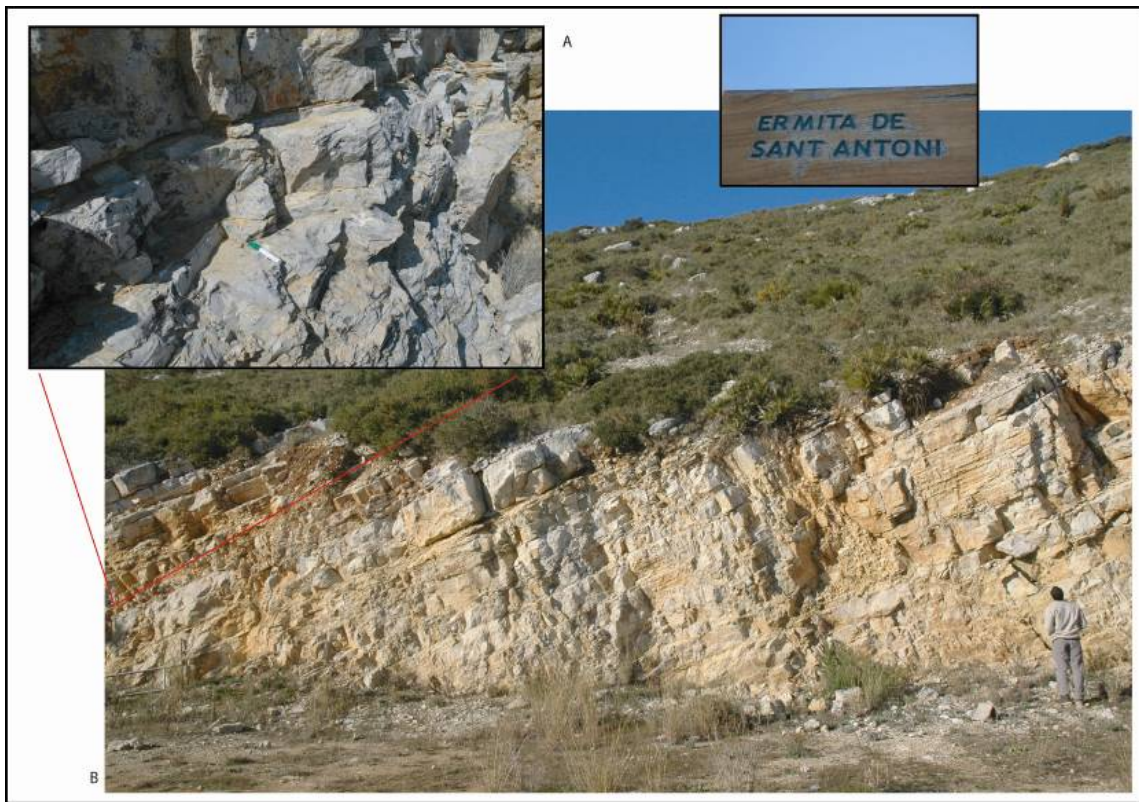


Figura 7.97: Afloramiento en las proximidades de la Ermita de San Antoni y A- detalle de la fracturación.

Las fracturas están divididas en 2 familias que forman un ángulo aproximado de 90° : La familia 1, NNE-SSW tiene una dirección aproximada de 010° E y un buzamiento de 78° hacia el W (Fig. 7.98- A, C, E).

La segunda familia presenta una dirección media de 95° E, es decir W-E y un buzamiento medio de 80° hacia el Norte, como se observa en la proyección estereográfica de las fracturas y en los diagramas de rosas y de densidades (Fig. 7.93- B, D, F).

El espaciado entre fracturas para la familia NNE-SSW es bastante constante entre 10 y 20 centímetros (Fig. 7.98-G). Estas fracturas están en general cerradas, impidiendo el paso de agua.

El espaciado entre fracturas para la familia E-W es bastante constante entre 20 y 40 centímetros (Fig. 7.98-H). Estas fracturas están en general cerradas, impidiendo también el paso del agua.

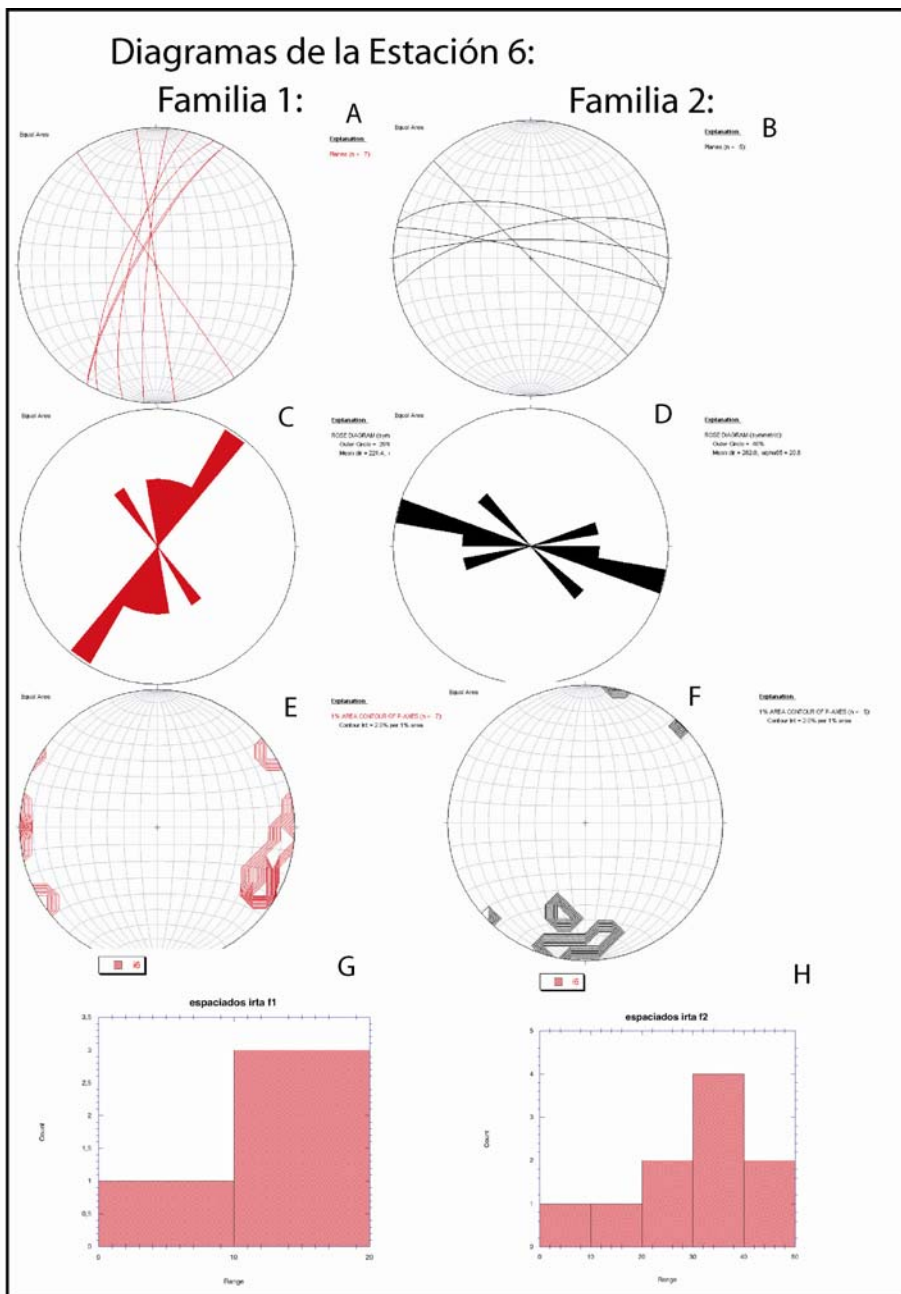


Figura 7.98: A y B- estereograma de proyección de las familias de fracturas 1 y 2. C y D diagramas de rosas. E y F diagramas de densidades. G y H histogramas de espaciados de la familia 1 y 2.

ESTACIÓN 7:

Esta estación se encuentra bajando unos metros de serie estratigráfica respecto de la estación 6 de Sant Antoni .Las superficies de estratificación no varían respecto de las anteriores. Respecto a la fracturación no se ha observado la ortogonalidad de las familias de fracturas. En este caso tenemos 2 familias de fracturas que forman entre ellas un ángulo bajo.

La familia 1 tiene una dirección media de 175° medidos hacia el este y un buzamiento elevado de 85° que varia de oeste (Fig. 7.100- A, C, E).

La familia 2 presenta una dirección aproximada de 125° E y un buzamiento medio de 70° hacia el norte (Fig. 7.100- B, D, F).

A su vez las 2 familias presentan unos espaciados que varían de 10 a 30cm (Fig. 7.100- G y H). Las fracturas aparecen en una proporción importante abiertas y con aberturas que van desde 1mm a 1cm (las más karstificadas) (Fig. 7.99-C). Las aberturas se presentan algo rellenas de arcilla pero se ve posible la circulación de agua.



Figura 7.99:A- vista desde la Ermita de San Antoni del afloramiento 7.B- serie estudiada. C- detalle de la abertura del contacto entre estratos y de su relleno.

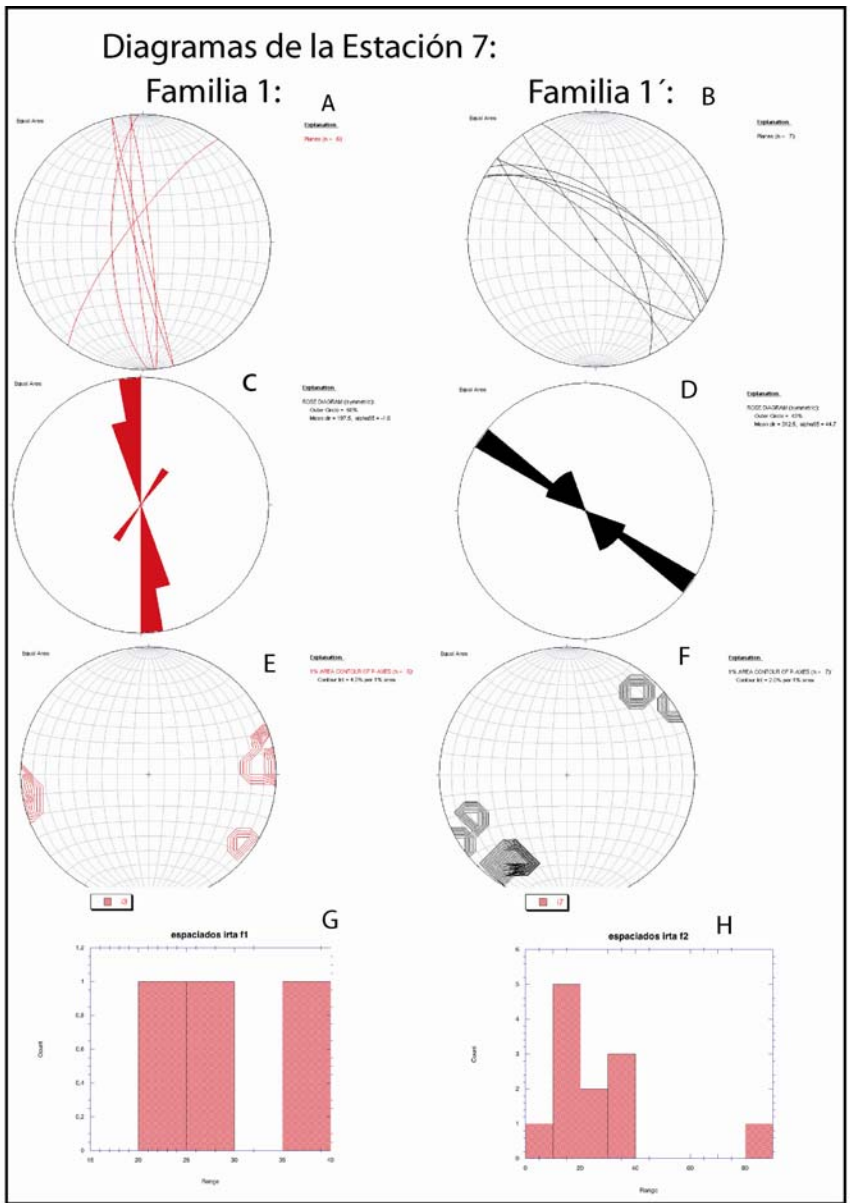


Figura 7.100: A y B- estereograma de proyección de las familias de fracturas 1 y 2. C y D diagramas de rosas. E y F diagramas de densidades. G y H histogramas de espaciados de la familia 1 y 2.

ESTACIÓN 8:

La última estación de la Sierra de Irta se ubica en materiales Jurásicos pero cerca de la fosa de Sta. Magdalena de Pulpís (Fig. 7.101- A y B). Las superficies de estratificación presentan una orientación de 020° E y una inclinación de 20° hacia el este. Respecto a la fracturación existen básicamente 2 familias ortogonales pero con algunas variaciones.

La familia 1 (y 1°) tiene una orientación N-S y un buzamiento elevado de 60° hacia el oeste o noroeste (Fig. 7.102- A, B, C y G).

La familia 2 (y 2°) presenta una dirección aproximada entre 140 y 100° E y un buzamiento medio de 60° hacia el NE y hacia el SW (Fig. 7.102- D, E, G).

Los espaciados de la familia N-S son entre 30 y 50 cm (Fig. 7.102- F). Las fracturas aparecen en una proporción importante abiertas debido a la fuerte karstificación de la zona, lo cual facilita en gran medida la entrada de agua. Las aberturas varían de 1 mm a 7 cm dependiendo del grado de karstificación (Fig. 7.101- C).

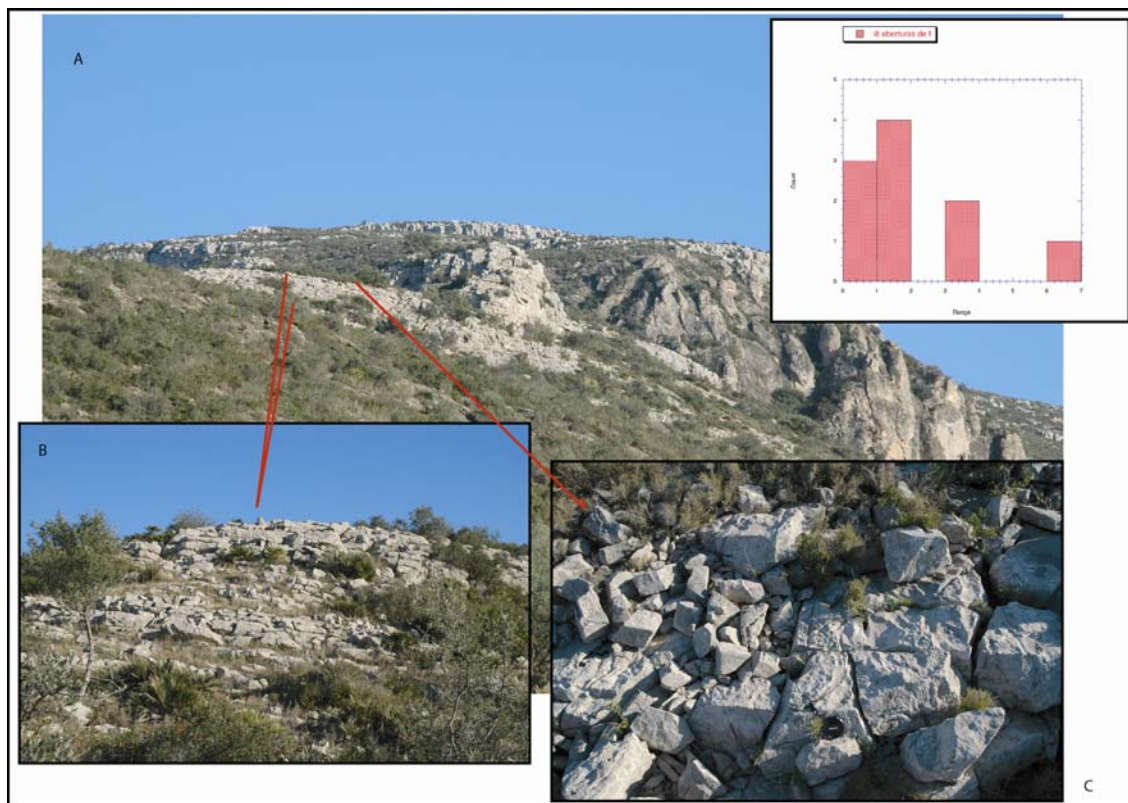


Figura 7.101. A- ubicación de la octava estación. B- Octava estación. C- detalle de la fracturación y D histograma de las aberturas.

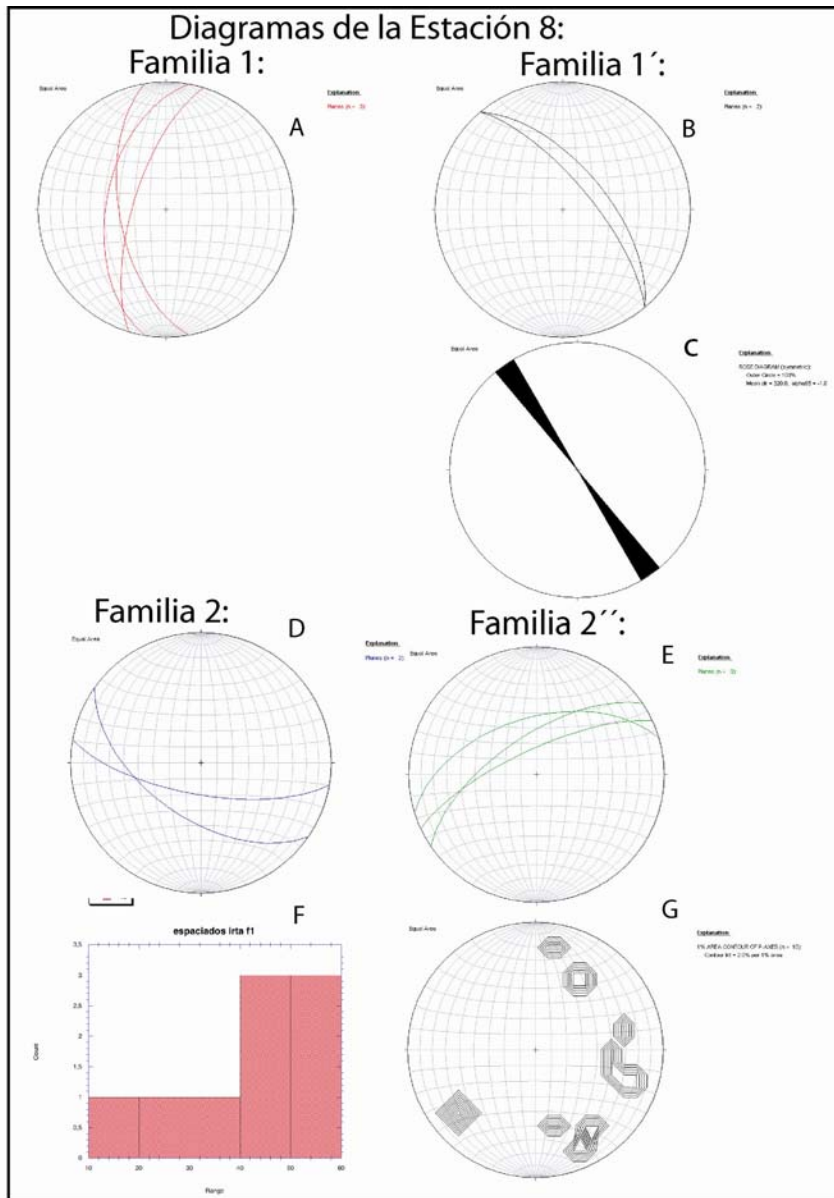


Figura 7.102: A , B, D y E- estereograma con la proyección de las familias de fracturas 1, 1', 2 y 2''. C diagramas de rosas de la familia 1'. G- diagramas de densidades de todas las fracturas. F- histogramas de espaciados de la familia 1.

CONCLUSIONES GENERALES DE LA ZONA

Después del estudio de las diferentes estaciones podemos concluir que existen diferencias entre la fracturación de la vertiente NW y la SE respecto a la Sierra de Irta.

En la vertiente SE que termina en el mar mediterráneo se observa una fracturación claramente divididas en 2 familias ortogonales. Sin embargo en la vertiente NW que termina en la fosa de Sta Magdalena de Pulpís existe una mayor variabilidad de las orientaciones de la fracturación, aunque no hay problemas para definir las 2 familias de fracturación.

También hemos observado un desarrollo más importante de los procesos karsticos en la vertiente NW que conlleva a unas aberturas mayores de la fracturación y en consecuencia una mayor entrada de agua al acuífero, en comparación a la vertiente SE.

También pensamos que la orientación de los estratos hacia el este supone una ayuda para el agua en su camino hacia el mar, que se sitúa también hacia el Este.

A su vez existen similitudes entre los espaciados de las dos familias de fracturas como se puede deducir al observar los 2 histogramas de espaciados de la fracturación. En estas graficas se observa la existencia de una predominancia de espaciados del orden de los 20cm (Fig. 7.105).

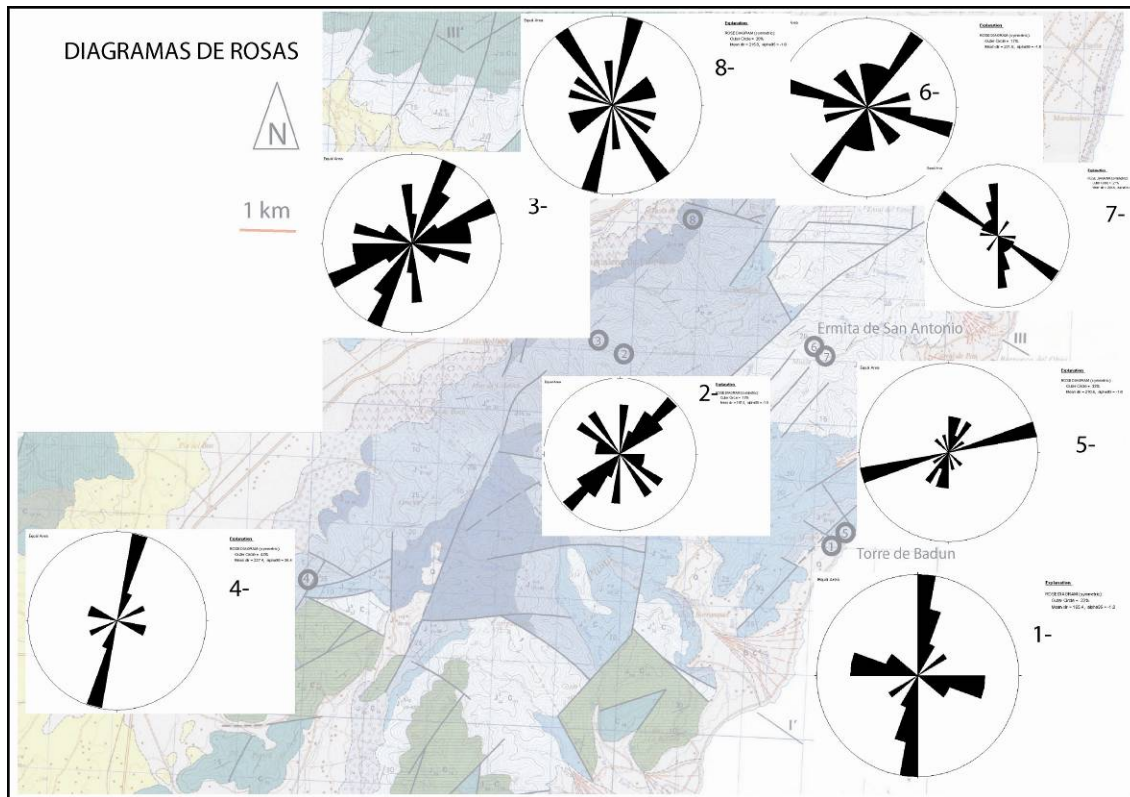


Figura 7.103: Diagramas de rosas de las familias de fracturas de las diferentes estaciones.

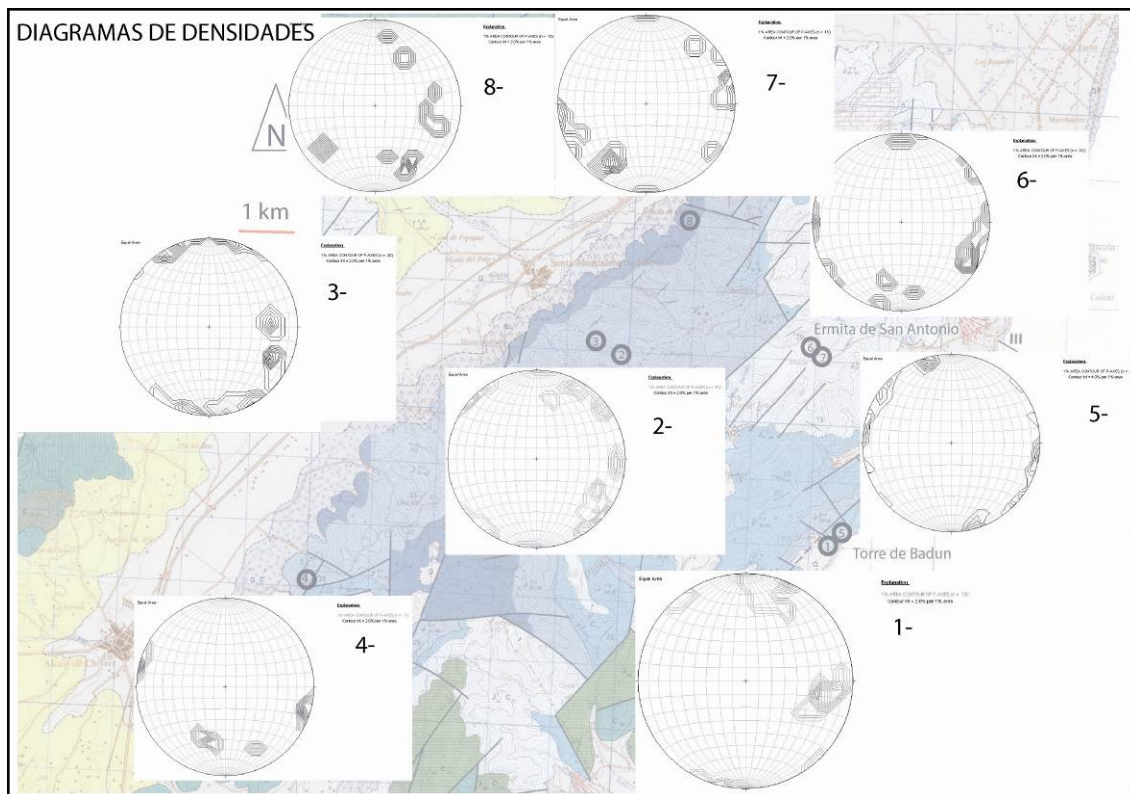


Figura 7.104: Diagramas de densidades de los polos de las familias de fracturas de las diferentes estaciones.

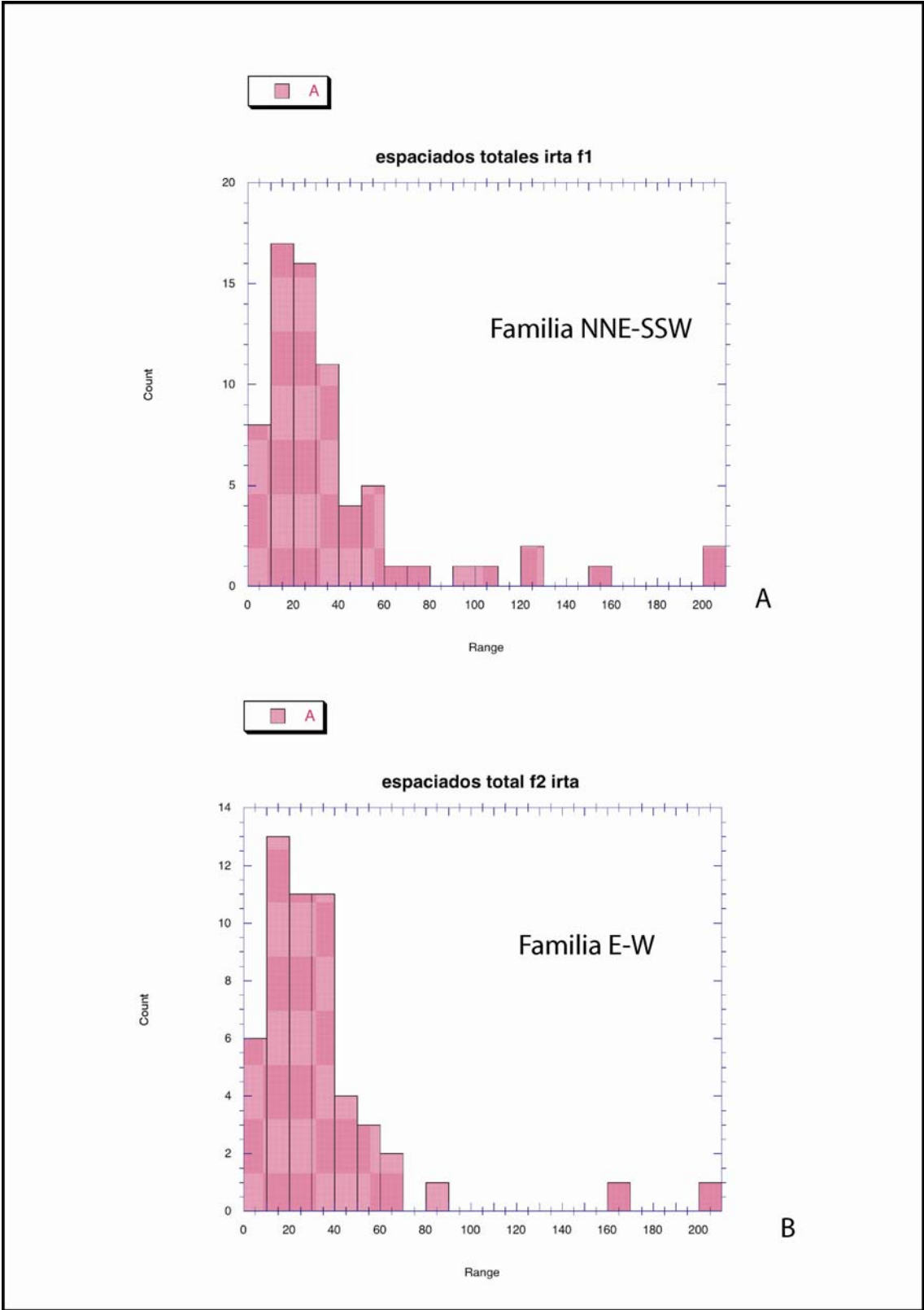


Figura 7.105: Histogramas de espaciados de las 2 familias de fracturación para la Sierra de Irta.

7.7. Estudio comparativo de la fracturación entre las distintas zonas estudiadas.

Después de analizar las diferentes zonas de estudio por separado vamos a intentar exponer las semejanzas y similitudes entre las distintas zonas, con el fin de tener una visión global de la fracturación a escala de afloramiento para el acuífero Jurásico del Maestrazgo.

Si comenzamos observando los diagramas generales de rosas (Fig 7.106) podemos observar que existen más similitudes que diferencias entre las 5 zonas. Podemos decir que todos los materiales Jurásicos que conforman el acuífero están intensamente fracturados. Estas fracturas se pueden agrupar en 2 familias, que a su vez son ortogonales:

- La familia denominada como 1 en las descripciones anteriores varía sutilmente con direcciones N-S, NNE-SSW y NE-SW.

- La familia denominada como 2 varía algunos grados de orientación en torno a E-W.

En general hemos observado que la familia NNE-SSW aparece con mayor importancia que la E-W salvo en la zona del anticlinal de Bovalar.

Los buzamientos de las dos familias son siempre muy elevados tendiendo a la verticalidad como se puede deducir de la observación de los diagramas de densidades de los polos de la fracturación (Fig. 7.107 y 7.108).

Respecto a los espaciados entre fracturas, según los histogramas realizados a partir de todos los valores medidos en campo, se observa un parecido entre las 2 familias alrededor de 20-40 centímetros (Fig 7.110).

Las fracturas aparecen en general abiertas y cerradas en una proporción similar. Las aberturas suelen ser desde 1mm hasta 5 cm y estar rellenas de materiales arcillosos. Estas variaciones tan acusadas en las aberturas son producidas por fenómenos karsticos muy abundantes en esta región. Todos estos datos nos llevan a pensar en la importancia de estas fracturas para la entrada de agua al acuífero del Maestrazgo.

Tampoco podemos olvidar la influencia de las superficies de estratificación que aparecen en muchos casos karstificadas y con muestras del posible paso de agua.

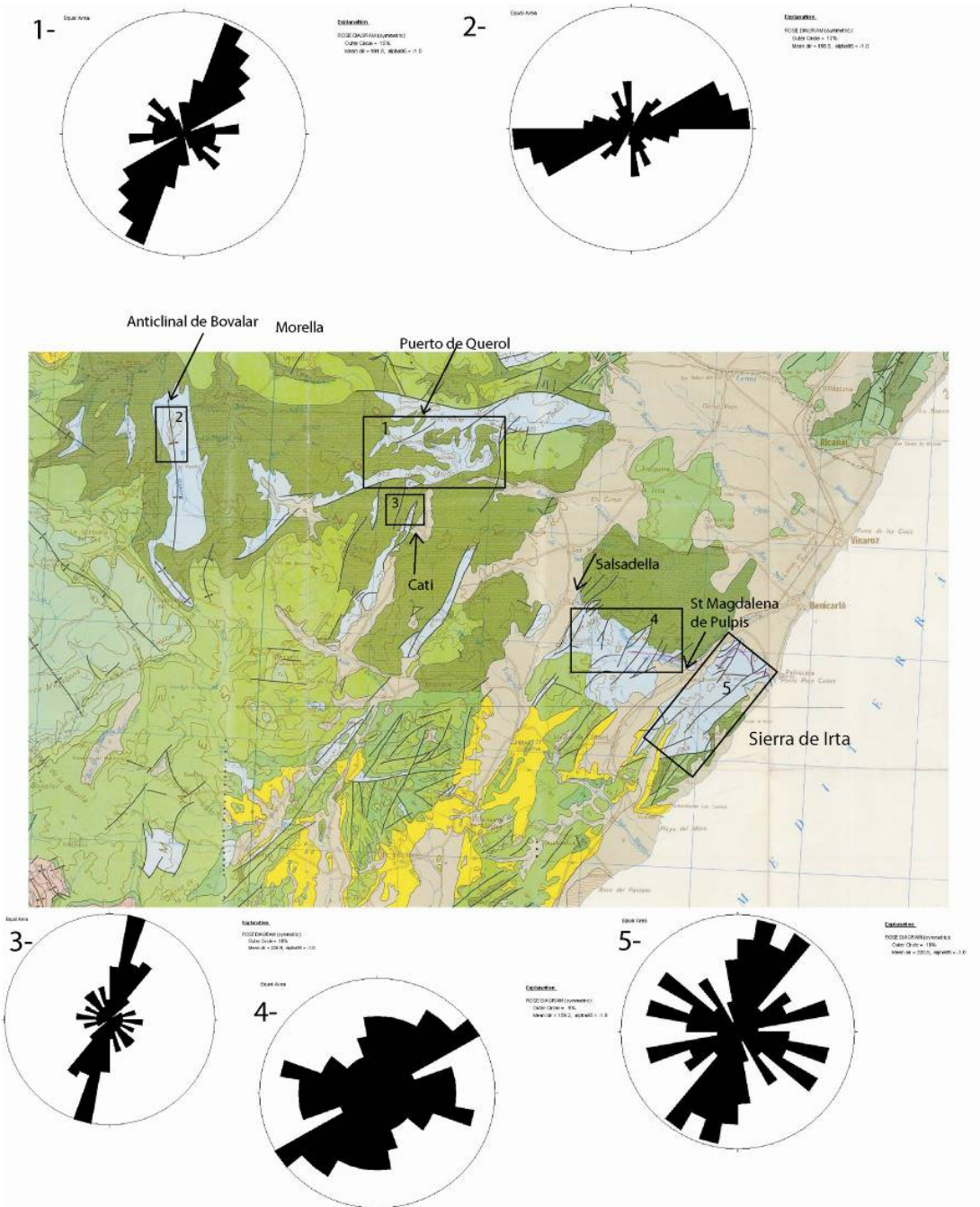
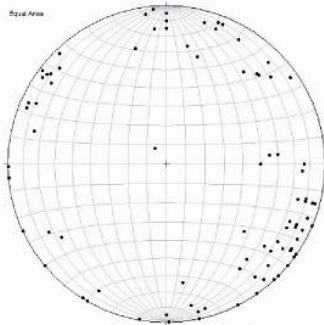


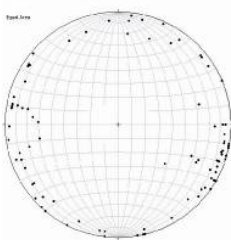
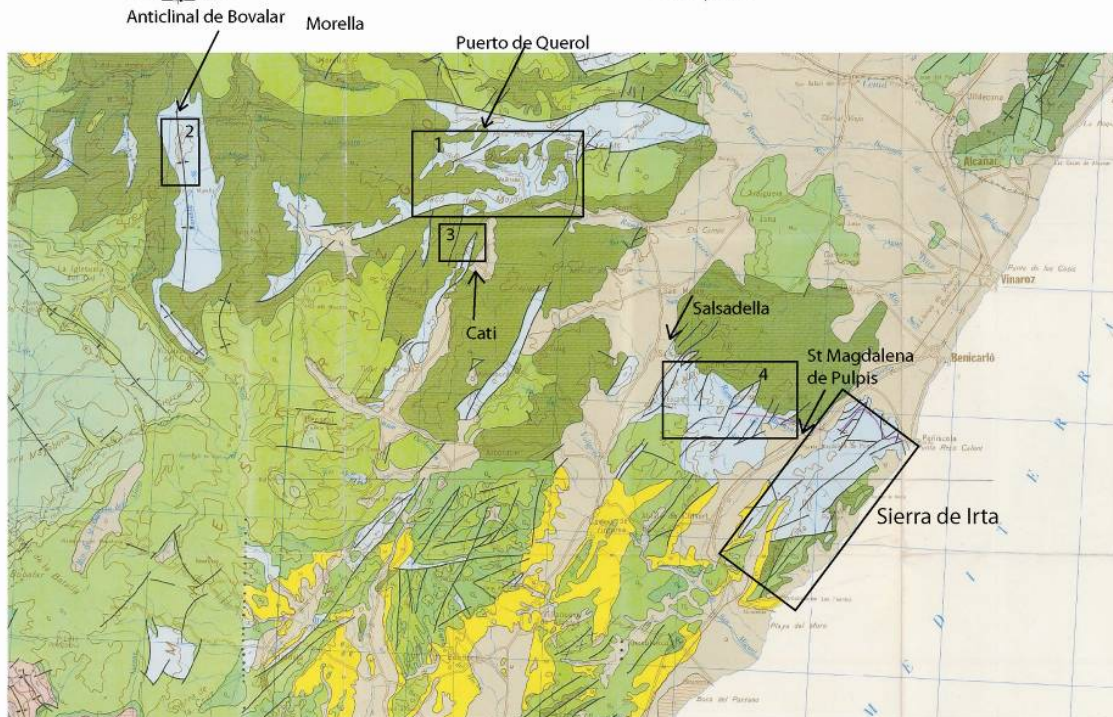
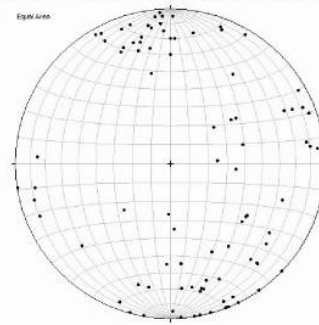
Figura 7.106: Diagramas generales de rosas de las 5 estaciones analizadas.

Diagramas de polos de las fracturas de las zonas estudiadas:

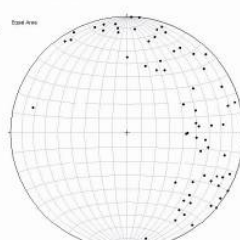
1- Puerto de Querol:



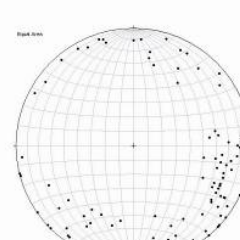
2- Anticlinal de Bovalar:



3- Cati



4- Salsadella

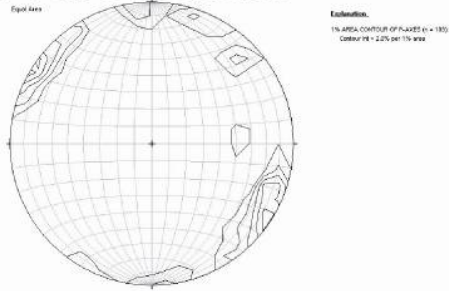


5-Sierra de Irta

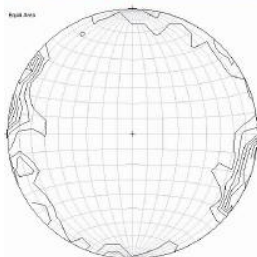
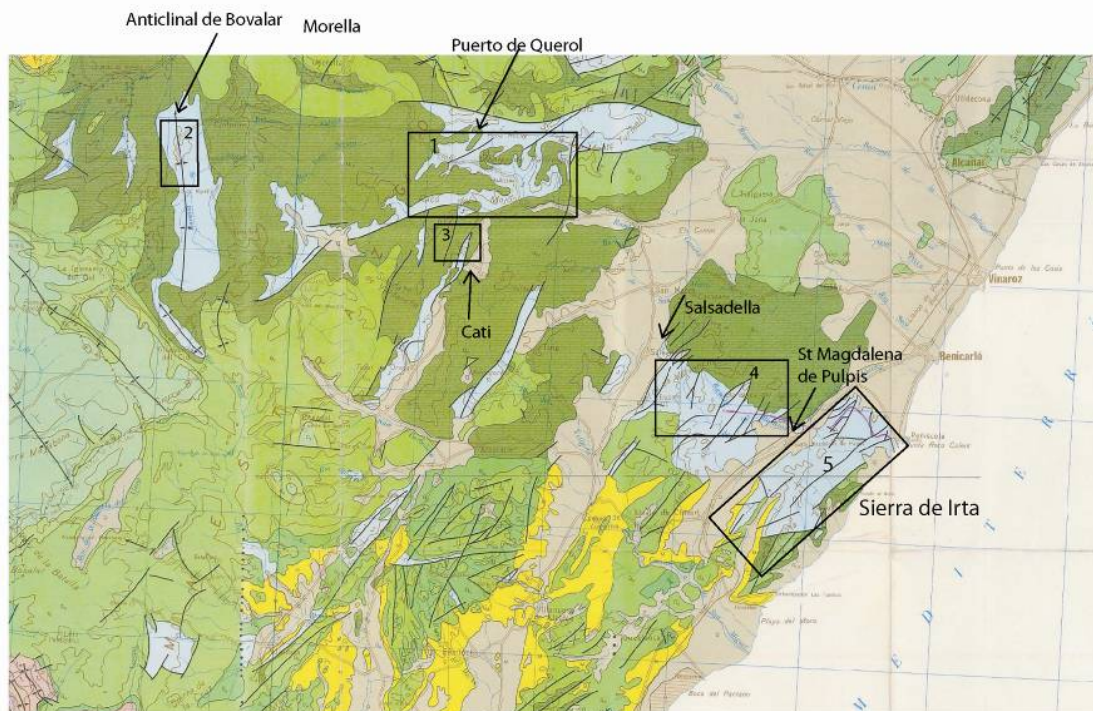
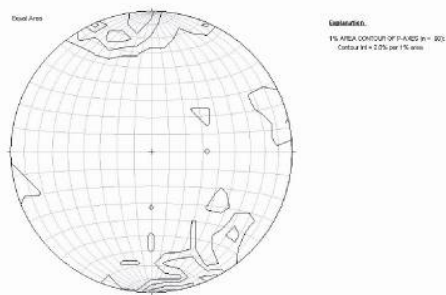
Figura 7.107: Diagramas generales de polos de los planos de fracturación de las 5 zonas analizadas.

Diagramas de densidades de la fracturación de las zonas estudiadas:

1- Puerto de Querol:



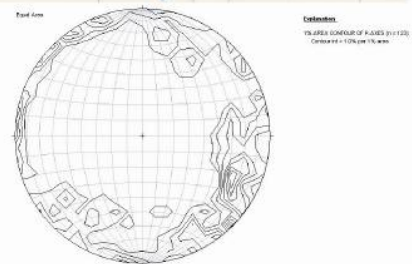
2- Anticlinal de Bovalar:



3- Cati:



4- Salsadella:



5- Sierra de Irta

Figura 7.108: Diagramas generales de densidades de los polos de las 5 zonas analizadas.

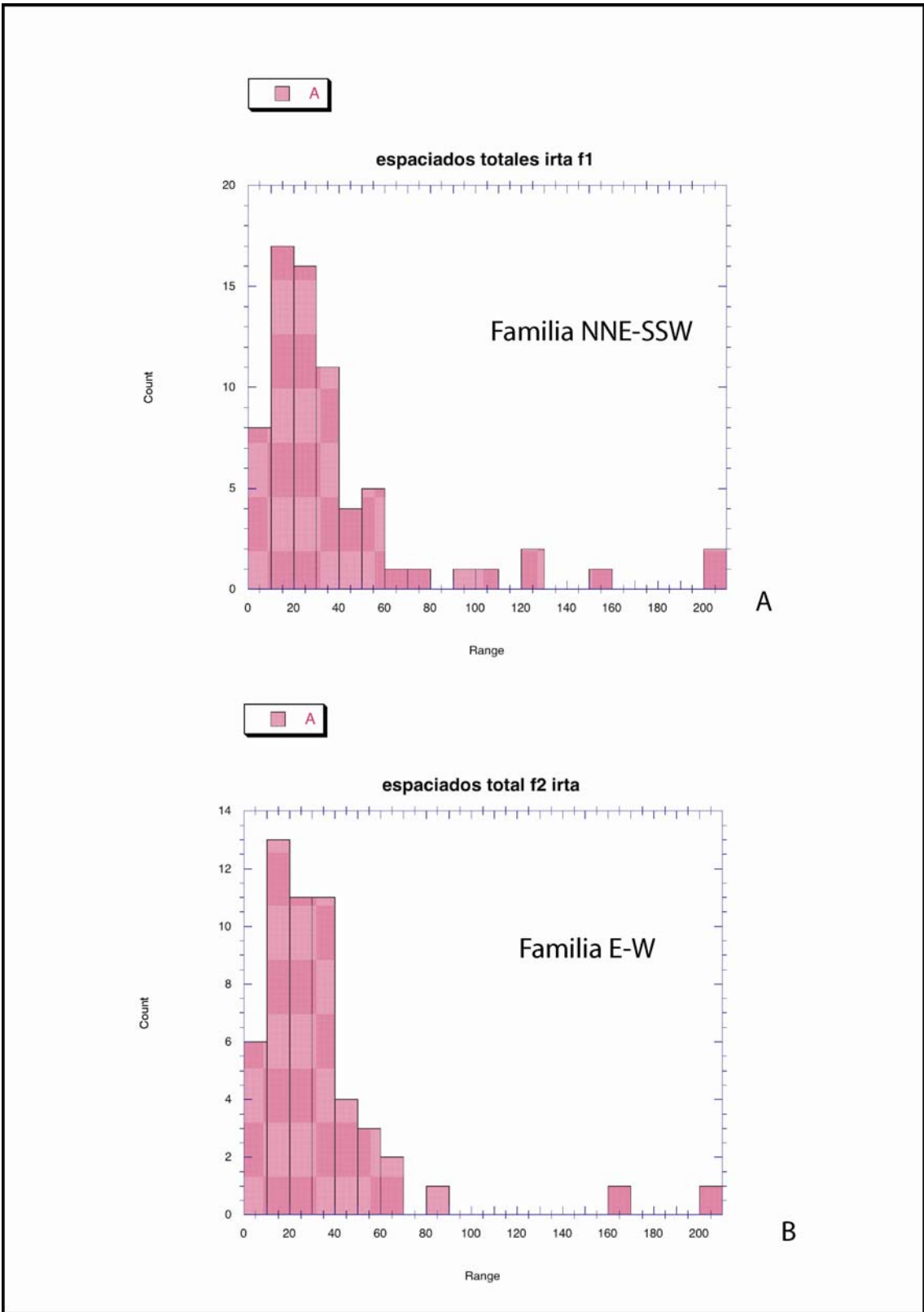


Figura 7.109: Histogramas generales de los espaciados de la fracturación para el Maestrazgo.

8. IMPLICACIONES HIDROGEOLÓGICAS DE LA GEOMETRÍA DE FRACTURACIÓN.

Una vez realizado el estudio en detalle de la fracturación a escala de afloramiento. Somos conscientes de la importancia que tiene que tiene la fracturación para la entrada de agua al acuífero. De esta manera, proponemos que la entrada de agua al acuífero del Maestrazgo se produce a través de las dos familias de fracturas, básicamente NNE- SSW y E-W, y además a través de los algunos planos de estratificación (Fig.7.110). La existencia de espaciados entre fracturas de 20 y 40cm implica una alta densidad de fracturas en la zona (de 2,5 a 5 fracturas por metro lineal) y supone un volumen importante de agua que entra al acuífero.

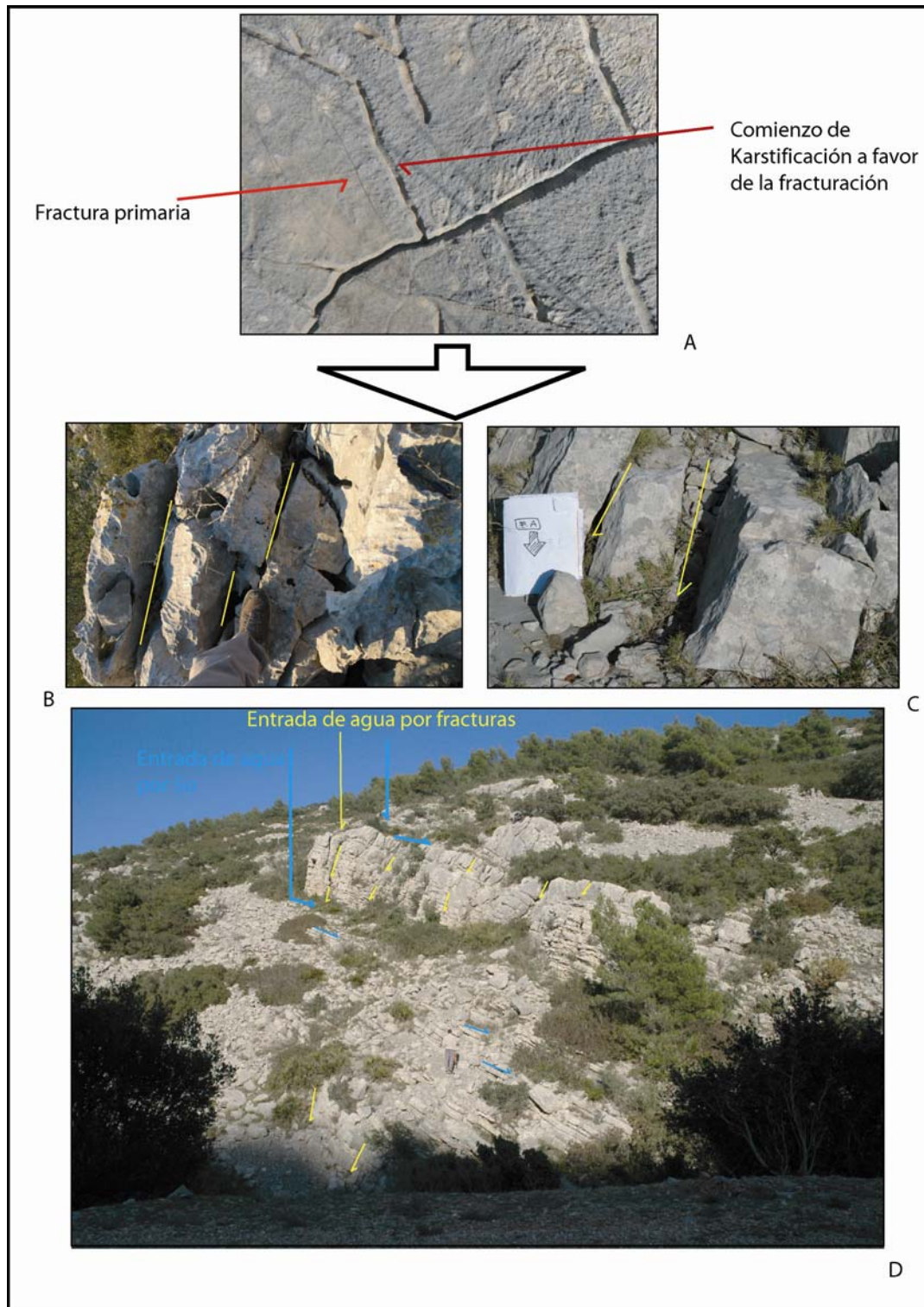


Figura 7.110: Esquema de la evolución de la fracturación (A, B y C) y de las posibles entradas de agua al acuífero (D).

En general podemos decir que la familia NNE-SSW tiene una mayor importancia para la entrada de agua ya que esta más desarrollada que la familia E-W. También el hecho de que coincida la orientación de las fracturas NNE-SSW con la orientación de las laderas de los Horst asociados a las Fosas de Catí, Sant Mateu y Alcalá, tiene una gran importancia ya que existe una mayor superficie de entrada de agua para el agua de escorrentía que se desliza por las laderas (Figura 7.111 y 7.112)

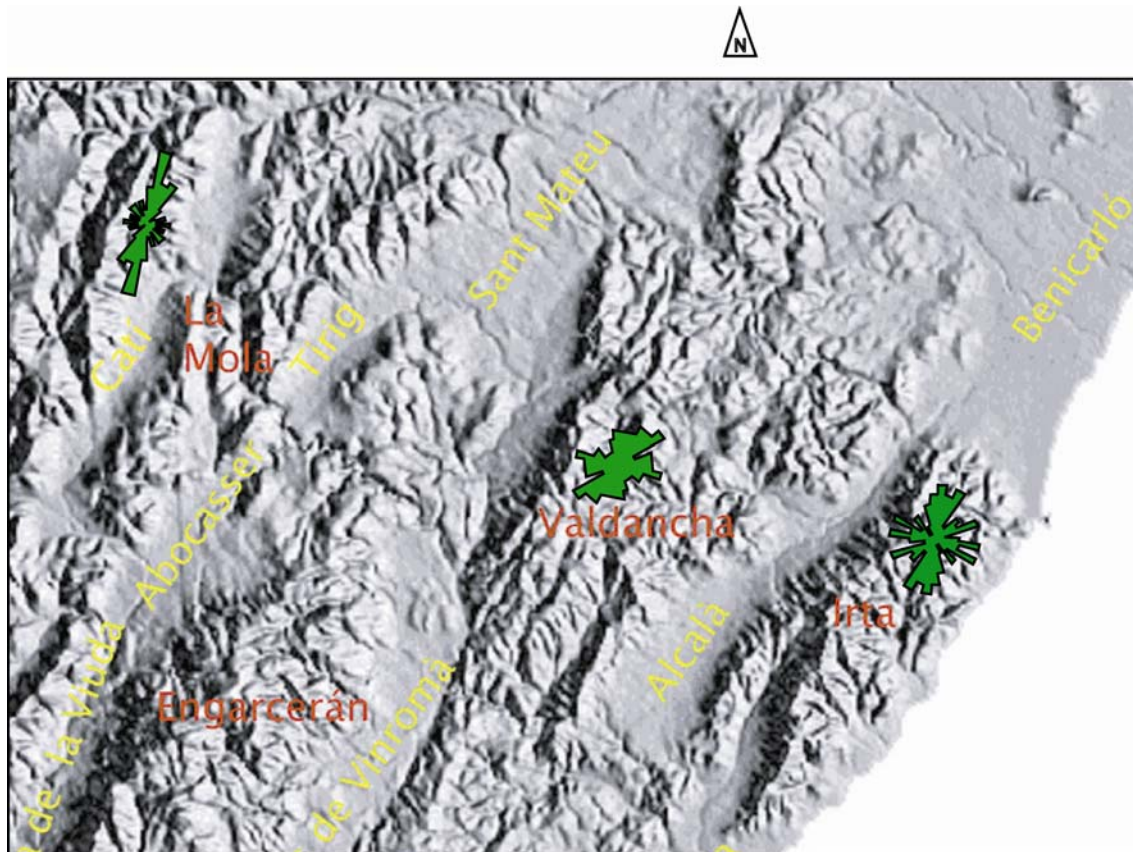


Figura 7.111: Modelo de elevación de terreno con las rosas de direcciones de las fracturas.

De esta manera podemos explicar las distintas entradas de agua al acuífero profundo del Maestrizo a partir del bloque diagrama de la figura 7.112. Las entradas de agua al subsuelo se producen a través de las dos familias de fracturas y a través de algunos planos de estratificación karstificados. Además podemos ver como existe una probabilidad mayor de entrada de agua para las fracturas que tienen una dirección similar a la de la ladera, en este caso las fracturas rojas (llegan más flechas amarillas que a las fracturas verdes – F2) (Fig. 7.112).

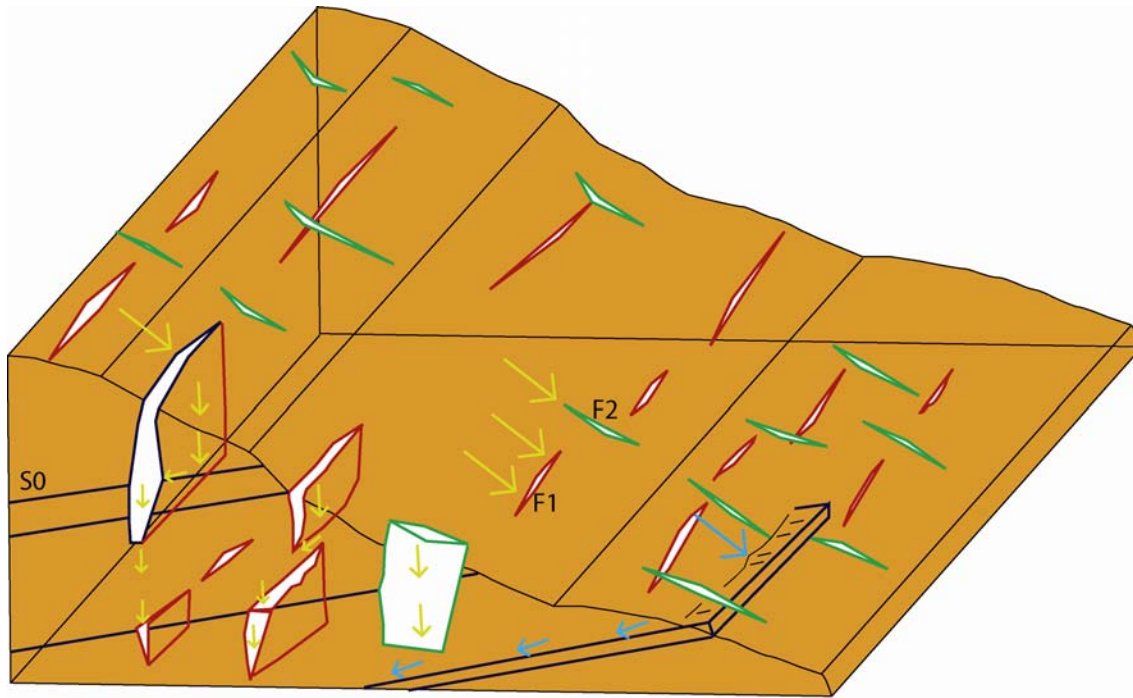


Figura 7.112: Modelo de influencia de la fracturación en la entrada de agua al subsuelo. En verde fracturas f2 y en rojo f1. Las flechas amarillas representan el agua de escorrentía que se introduce en las fracturas y azul agua que se introduce a través de la estratificación (S₀ en morado).

Una vez que el agua ha entrado en el subsuelo esta continua abriéndose camino a través de las 2 direcciones de fracturación y a favor del gradiente hidráulico, es decir hacia el mar (dirección este). La máxima profundidad a la que puede llegar el agua se sitúa al mismo nivel impermeable de los materiales triásicos del Keuper, arcillas y yesos aproximadamente a unos -200m.

9. CONCLUSIONES:

-Existen dos direcciones de fracturación dominantes en la zona estudiada, las dos tienen origen en la fracturación distensiva mesozoica: W-E y NNE-SSW.

- Las grandes fallas de dirección W-E tienen geometría lítrica y despegan en niveles someros de la corteza, probablemente en el paleozoico, y a menos de 5km de profundidad. Existen muy pocas fallas en este sistema con saltos hectométricos y por lo tanto hay pocas probabilidades de que segmenten el acuífero.

-Las fallas del sistema NNE-SSW alcanzan mayores profundidades y probablemente despegan en niveles intermedios de la corteza, están asociadas a la distensión neógena del golfo de Valencia. Los saltos de muchas de estas fallas son hectométricos y podrían segmentar, al menos parcialmente, el acuífero.

-A escala de afloramiento las dos poblaciones de fracturas están bien representadas y definen las principales direcciones de flujo. Las fracturas abiertas de dirección NNE implican la posibilidad de flujo paralelo a la dirección principal de las unidades.

- La densidad de fracturación en los niveles mesozoicos de la parte alta del acuífero (zona de recarga en el sector occidental) es probablemente la responsable de la alta permeabilidad del mismo.

Posibles trabajos futuros en caso de continuar el proyecto:

-Definición de la fracturación en tres dimensiones (interacción del sistema WNW-ESE con el NNE-SSW) en la definición de las unidades y su relación con la recarga profunda y superficial del acuífero del Maestrazgo.

-Correlación de las unidades separadas por fallas con características hidroquímicas. Relación con tiempo de tránsito y con la litología de las distintas unidades geológicas.

-Relación entre la recarga, topografía y grado de conexión de las diferentes unidades con los flujos superficiales y profundos.

-Correlación de la densidad y orientación de la fracturación con direcciones de flujo. Definición de elipsoides de flujo.

10. BIBLIOGRAFÍA:

- Alvaro, M.; Capote, R. y Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica, Homenaje a Lluís Solé Sabarís*, 14: 172-177.
- Anderson, E.M. (1951): *The dynamics of faulting*. Oliver and Boyd, Edimburgh: 113 pp.
- Angelier, J. y Mechler, P. (1977): Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: la méthode des diedres droites. *Bull. Soc. Geol. France*, 7 (19): 1309-1318.
- Arche, A. y López Gómez, J. (1996): Origin of the Permian-Triassic Iberian Basin, central-eastern Spain. *Tectonophysics*, 266: 443-464
- Arlegui, L.E. (1996): *Diaclasas, fallas y campo de esfuerzos en el sector central de la Cuenca del Ebro*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 308 pp.
- Arlegui, L.E. y Soriano, A. (1996): Lineamientos y su influencia en los modelados del centro de la Cuenca del Ebro. IV Reunión Nacional de Geomorfología. O Castro-Sada. La Coruña.
- Arlegui, L.E.; Simón, J.L. y Soriano, A. (1994): Un sistema regional de fracturas NW-SE en el centro de la Cuenca del Ebro. II Cong. GET, Comunicaciones: 39-42.
- Armijo, R. y Cisternas, A. (1978): Un problème inverse en microtectonique cassante. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 287: 595-598.
- Arthaud, F. y Matte, Ph. (1977). Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc Am Bull.*, 88, 1305-1320.
- Bott, M.H.P. (1959): The mechanism of oblique slip faulting. *Geol. Mag.*, 96: 109-117.
- Capote, R.; Muñoz, J.A.; Simón, J.L.; Liesa, C.L., Arlegui, L.E. (2002). Alpine Tectonics I: the Alpine system north of the Betic Cordillera. In: Gibbons, W. & Moreno, T, (eds.) *The Geology of Spain*. Geological Society, London, 367-400,
- Casas, A.M. y Maestro, A. (1996): Deflection of a compressional stress field by large-scale basement faults. A case study from the Tertiary Almazán basin (Spain). *Tectonophysics*, 255: 135-156.
- Casas, A.M., Cortes, A.L. (2002). Cenozoic landscape development in the central Iberian Chain (Spain). *Geomorphology*, 44, 19-46
- Casas, A.M., Cortés, A.L., Maestro, A., Soriano, A., Riaguas, A., Bernal, J. (2000). LINDENS: A program for lineament length and density analysis, *Computers And Geosciences*. 26(9-10), 1011-1022
- Cloetingh, S. (1988): Intraplate stresses: a new element in basin analysis. In: Kleinspehn, K.L. y Paola, C. (eds.), *New perspectives in basin analysis*. New York, Springer-Verlag, 205-230
- Cortés, A.L. y Casas, A.M. (1996): Aplicación del análisis de paleoesfuerzos a regiones plegadas: la compresión terciaria en el sector de Cariñena-Belchite (borde norte de la Cordillera Ibérica). *Estudios Geológicos*, 52 (5-6).
- Cortés, A.L. y Maestro, A.: Análisis de los estados de esfuerzos recientes en la Cuenca de Almazán (provincias de Soria y Zaragoza). *Rev. Soc. Geol. de España*, 10 (1-2): 183-196
- Cortés, A.L.; Liesa, C.L.; Simón, J.L.; Casas, A.M.; Maestro, A. y Arlegui, L. (1996): El campo de esfuerzos compresivo neógeno en el NE de la Península Ibérica. *Geogaceta*, 20 (4): 806-809.

- De Vicente, G. (1988): Análisis Poblacional de Fallas. El sector de enlace Sistema Central - Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 317 pp.
- De Vicente, G.; Muñoz Martín, A. y Giner, J. (1992): El uso del método de los diedros rectos: implicaciones desde el modelo de deslizamiento del Análisis Poblacional de Fallas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 5 (3-4): 7-19.
- Delvaux, D.; Levi, K.; Kajara, R. y Sarota, J. (1992): Cenozoic paleostress and kinematic evolution of the Rukwa-North Malawi rift valley (East African Rift System). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 16 (2): 383-406.
- Dewey, J. F., Helman, M. L., Turco, E., Hutton, D. H. W. & Knott, S., 1989. Kinematics of the Western Mediterranean. In: *Alpine Tectonic* (edited by Coward, M. P. & Dietrich, D.) 45, 265-283.
- Drury, S.A. y Berthe, S.M. (1993): Accretion tectonics in northern Eritrea revealed by remotely sensed imagery. *Geol. Mag.*, 130: 177-190.
- Etchecopar, A. (1984): Etude des états de contrainte en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques (approche mathématique). Thèse d'Etat, U.S.T.L., Montpellier:269 pp.
- Etchecopar, A.; Vasseur, G. y Daignières, M. (1981): An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensor from fault striation analysis. *Journal of Structural Geology*, 3: 51-65.
- Faccenna, C., Giardini, D., Davy, P. and Argentieri, A., 1999. Initiation of subduction at Atlantic-type margins: Insights from laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research*, 104 (B2), 2749-2766
- Galindo Zaldívar, J. y González Lodeiro, F. (1988): Faulting phase differentiation by means of computers search on a grid pattern. *Annales Tectonicae*, 2 (2): 90-97.
- Gracia, F.J., Gutiérrez, F. and Gutiérrez, M., 1999. Evolución geomorfológica del polje de Gallocanta (Cordillera Ibérica). *Rev. Soc. Geol. España*, 12 (3-4): 351-368.
- Guimerà, J. (1988). Estudi estructural de l'enllac entre la Serralada Iberica y la Serralada Costanera Catalana. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 600 p.
- Guimerà, J. (1996). Cenozoic evolution of eastern Iberia: structural data and dynamic model. *Acta Geològica Hispànica*, 29, 57-66
- Guimerà, J., Alvaro, M. (1990). Structure et evolution de la compression alpine dans la Chaîne Ibérique et la Chaîne côtière catalane (Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, 81 (VI), 339-348
- Guimerà, J., Alonso, A., Mas, J.R. (1995). Inversion of an extensional ramp-basin by a neofomed thrust: the Cameros basin (N Spain). In: Buchanan, J.G., Buchanan, P.G. (eds.), *Basin inversion*, Geological Society Spec. Pub., 88, 433-453
- Gutiérrez Elorza, M. and Gracia, F.J., 1997. Environmental interpretation and evolution of the Tertiary erosion surfaces in the Iberian Range (Spain). In: M. Widdowson (Editor), *Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation*. Geol. Soc. Spec. Publication, London, 120, pp. 147-158.
- I.T.G.E. (1990), *Documentos sobre la geología del subsuelo de España*. Madrid: Instituto Tecnológico Geominero de España.
- I.G.M.E. (1973), Mapa Geológico de España 1:50000.Hoja 545, Morella. Instituto Geológico y Minero de España.
- I.G.M.E. (1973), Mapa Geológico de España 1:50000.Hoja 594, Alcala de Chivert. Instituto Geológico y Minero de España.
- I.G.M.E. (1973), Mapa Geológico de España 1:50000.Hoja 571, Vinaroz. Instituto Geológico y Minero de España.
- I.G.M.E. (1973), Mapa Geológico de España 1:50000.Hoja 546, Ulldecona. Instituto Geológico y Minero de España.
- I.G.M.E. (1978), Mapa Geológico de España 1:50000.Hoja 520, Peñarroya de Tastavins. Instituto Geológico y Minero de España.

- I.G.M.E. (1981), Mapa Geológico de España 1:50000.Hoja 544, Forcall. Instituto Geológico y Minero de España.
- Jutz, S.L. y Chorowicz, J. (1993): Geological mapping and detection of oblique extensional structures in the Kenyan Rift Valley with SPOT/LANDSAT-TM data merge. *Int. J. Remote Sensing*, 14: 1677-1688.
- Kusznir, N.J. y Park, R.G. (1987). The extensional strength of continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient, and crustal composition thickness. In: Coward, M.P., Dewey; J.F. y Hancock, P.L. (eds.), *Continental extensional tectonics*, Geol. Soc. Spec. Pub., 28,35-52.
- Lee, J.C. y Angelier, J. (1994): Paleostress trajectory maps based on the results of local determinations: the "lissage" program. *Computers & Geosciences*, 20 (2): 161-191.
- Liesa, C. L. y Simón, J. L. (1994): Fracturación a distintas escalas y campos de esfuerzos durante la tectogénesis alpina en el área de Mosqueruela (Teruel). *Estudios Geol.*, 50 (1-2): 47-57.
- Liesa, C.L. (1993): Análisis de la deformación frágil en las áreas de Mosqueruela y La Puebla de Valverde (Teruel): fases tectónicas y perturbaciones de esfuerzos. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza, 207 pp.
- Maestro, A. y Casas, A.M. (1995). Fracturación y estado de esfuerzos durante la compresión terciaria en la Cuenca de Almazán. *Rev. Soc. Geol. España*, 8, 3-4: 193-214.
- Maestro, A.; Liesa, C.L.; Simón, J.L.; Casas, A.M. y Arlegui, L.E.: Fracturación, plegamiento y campo de esfuerzos en los conglomerados oligocenos de Gómara (Cuenca de Almazán, Soria). *Rev. Soc. Geol. España.*, 10 (1-2): 3-12
- Mas,R., Garcia,A. 2004 (coords) Segunda fase de rifting: Jurásico superior-Cretácico inferior. In: Vera,J.A, Ed.Pral, *Geología de España*.Instituto Geológico de España: 503-522
- Mezcua, J., Gil, A. and Benarroch, R., 1996. *Estudio gravimétrico de la Península Ibérica y Baleares*, Inst. Geogr. Nac., Madrid, Spain, 2 maps.
- Reches, Z. (1987): Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition. *Tectonics*, 7: 849-861.
- Reches, Z.; Baer, G. y Hatzor, Y. (1992): Constraints on the strength of the Upper Crust from Stress Inversion of fault slip data. *J. Geophys. Res.*, 97 (B9): 12.481-12.493.
- Rivera, L. y Cisternas, A. (1990): Stress tensor and fault solutions for a population of earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80: 600-614.
- Roca, E., 1994. La evolución geodinámica de la Cuenca Catalano-Balear y áreas adyacentes desde el Mesozoico hasta la actualidad. *Acta Geologica Hispanica*, 29 (1): 3-25.
- Roca, E. y Guimerà, J., 1992. The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203, 203-218.
- Roca, E, Guimera, J, Salas, R.,1994. Mesozoic extensional tectonics in the southeast Iberian Chain. *Geological Magazine* 131: 155-168
- Sàbat, F., Roca, E., Muñoz, J.A., Vergés, J., Santanach, P., Sans, M., Masana, E., Estévez, A. and Santisteban, C., 1995. Role of extension and compression in the evolution of the eastern margin of Iberia: the ESCI-València Trough seismic profile. *Rev. Soc. Geol. España*, 8(4), 431-448
- Sabins, F.F. Jr. (1987): *Remote sensing. Principles and interpretation*. W.H. Freeman and Co., New York, 449 pp.
- 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.
- Salas, R. (1987): El Malm i el Cretaci inferior entre el Massis de Garraf i la Serra d'Espadà. Tesis. Doct. Univ. de Barcelona, I: 345 pp., II: figs.
- Salas, R.,Guimera, J., Mas, R., Martin- Closas, C., Melendez, A., Alonso, A., 2001. Evolution of the mesozoic central Iberian Rift system and its cainozoic inversion (Iberian chan). In: P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson y S. Crasquin-Soleau (eds), *Peri- Tethys Memoir 6:Peri- Thethyan Rift/Wrench Bassins and Passive Margins*. Mm. Mus. Natn. Hist. Nat., 186: 145-185.

- Simón Gómez, J.L. (1984): Compresión y distensión alpinas en la cadena ibérica oriental. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. Publ. Instituto de Estudios Turoleses, 269 pp.
- Simón Gómez, J.L. (1986): Analysis of a gradual change in stress regime (example of the eastern Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*, 124: 37-53.
- Soria, A. R., 1997. La sedimentación en las cuencas marginales del surco Ibérico durante el Cretácico Inferior y su control tectónico. Ph. D. Thesis, Univ. of Zaragoza. Serv. Pub. Univ. Zaragoza, Zaragoza, 363 pp.
- Soria A.R., Martín-Closas C., Meléndez A., Meléndez M.N. and Aurell M., 1995. Estratigrafía del Cretácico inferior continental de la Cordillera Ibérica Central. *Estudios Geológicos*. 51(3-4): 141-52
- Soria, A.R.; Meléndez, M.N.; Meléndez, A.; Liesa, C.L.; Aurell, M., Gómez-Fernández, J.C. (2000). The Early Cretaceous of the Iberian Basin (Northeastern Spain). In: E.H. Gierlowski-Kordesch and K.R. Kelts (eds.) *Lake basins through space and time*. AAPG Studies in Geology Vol. 46: 257-262.
- Wees, J.D. van (1994). Tectonic modelling of basin deformation and inversion dynamics. Doctoral Thesis, University of Vrije, 164 p.
- White, K. (1993): Image processing of Thematic Mapper data for discriminating piedmont surficial materials in the Tunisian southern Atlas. *Int. J. Remote Sensing*, 14: 961-977.