

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**  
**Escala 1:50.000**

**DOCUMENTACION COMPLEMENTARIA**  
**INFORME TECTONICO**  
**HOJA N° 633 (22-25)**  
**PALOMARES DEL CAMPO**

**E.N. ADARO**

**Autor:**  
**Gil Peña, I.**

**Marzo, 1992**

## I N D I C E

Págs.

1.- <u>INTRODUCCION</u> .....	
2.- <u>DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA</u> .....	
2.1.- DOMINIO ALTOMIRA .....	
2.2.- ANTICLINALES DE ZAFRA Y CARRASCOSA .....	
2.3.- DOMINIO DE LA DEPRESION INTERMEDIA .....	
3.- <u>ANALISIS MICROESTRUCTURAL</u> .....	
4.- <u>INTERPRETACION TECTONICA</u> .....	
5.- <u>BIBLIOGRAFIA</u> .....	

**A N E X O S**

## **1.- INTRODUCCION**

Desde el punto de vista geológico, la Hoja de Palomares del Campo queda enmarcada en la zona más occidental de la Cordillera Ibérica, estando atravesada en dirección NNO-SSE por la Sierra de Altomira que separa la Depresión Intermedia, al E, de la Cuenca del Tajo, al O.

El área ocupada por la Cordillera Ibérica fue sometida durante el Mesozoico a un régimen tectónico distensivo que la configuró como un área de sedimentación. Su evolución durante este período puede ser asimilada a un desarrollo tipo aulacógeno (ALVARO et al., 1979). Durante el Terciario se generaliza en la región una tectónica de tipo compresivo que deforma el surco ibérico y pone fin a este tipo de desarrollo (ITGE, 1989). La historia tectónica a partir de este momento viene marcada por la posición de la Cordillera Ibérica entre los márgenes activos pirenaico y bético.

La estructura está condicionada por la zonación tectónica de los materiales implicados. Los niveles estructurales diferenciados son: el zócalo paleozoico compartimentado en bloques por fallas tardihercínicas, con un tegumento de Trías inferior adosado y la cobertera que comprende todas las unidades desde el Lías hasta el Terciario y que está muy adelgazada en el ámbito de Altomira. Entre estos dos niveles se sitúan los materiales plásticos del Trías que actúan como nivel de despegue. El papel jugado por el zócalo paleozoico en las deformaciones de la cobertura es difícil de precisar, ya que la información sísmica en las grandes zonas anticlina-

les es deficiente (QUEROL, 1989; ITGE, 1990). Sin embargo la orientación y geometría de la Sierra de Altomira hace pensar en un importante control de las deformaciones por el juego de accidentes de zócalo (RITCHER y TEICHMULLER, 1944; SANCHEZ SORIA y PIGNATELLI, 1967; CAPOTE y CARRO, 1970; MELENDEZ, 1969).

## **2.- DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA**

En el ámbito de la hoja podemos diferenciar tres dominios con características estratigráficas y estructurales propias.

### **2.1.- DOMINIO DE ALTOMIRA**

La Sierra de Altomira es la alineación estructural que constituye el límite occidental de la Cordillera Ibérica, presentando una orientación submeridiana que es anómala respecto al resto de la cadena. En conjunto se trata de una estructura anticlinorial producida por el apilamiento de escamas cabalgantes hacia el Oeste que se desarrolla probablemente por encima del nivel de despegue del Keuper (QUEROL, 1989). Al N de la zona estudiada los pliegues son bastante apretados, con orientación N-S y una clara vergencia O; al S la alineación estructural de la sierra se amortigua, desapareciendo las vergencias claras y produciéndose un giro progresivo de los ejes de los pliegues desde el borde occidental, donde adoptan orientaciones N-S, hasta el oriental (orientación NO o incluso ONO) lo que da lugar a la formación de pequeñas cuencas sincloriales internas que son ocupadas por la serie terciaria continental.

En el sector estudiado la tónica dominante de la estructura es una sucesión de cabalgamientos vergentes hacia el Oeste, de orientación N-S en el borde occidental de la Sierra y NNO en el oriental, que limitan unidades anticlinales de

similar dirección y vergencia. Los distintos planos de cabalgamiento probablemente conectan entre sí en el nivel de despegue general de la cobertura (niveles plásticos del Keuper) y la magnitud de los desplazamientos sobre ellos parece en general moderada. En un corte E-O de la sierra a la altura de Rozalén del Monte se pueden reconocer 5 escamas, aunque únicamente las tres más orientales afloran en esta hoja. Normalmente los cabalgamientos se producen sobre los materiales de la Formación Villalba de la Sierra (16) o sobre la unidad paleógena (17), apareciendo estos términos verticalizados en el contacto.

Los pliegues individualizados en estas escamas presentan núcleos jurásicos y sus dimensiones son de orden kilométrico. Son estructuras disimétricas, presentando los flancos orientales de los anticlinales buzamientos suaves (entre 15 y 30°), mientras que los flancos occidentales están verticalizados e incluso invertidos. La geometría de estos pliegues es normalmente de tipo concéntrico y en sus flancos son frecuentes las estrías de deslizamiento capa sobre capa. Existe una tendencia general al hundimiento de las charnelas hacia el N. En el flanco más oriental de la Sierra se puede observar toda la serie desde el Jurásico hasta los depósitos terciarios, evidenciándose un marcado paralelismo entre las distintas unidades cretácicas y la unidad paleógena (17) y atenuándose progresivamente la deformación de los materiales a partir de esta unidad.

A la altura de Saelices existe una complicación de la estructura, produciéndose un giro del eje anticlinal de la unidad más oriental hacia el E y apareciendo pliegues en relieve de orientación NNE. Estas estructuras probablemente son la respuesta a una rampa lateral de orientación NE del cabalgamiento que limita esta ?.

La unidad anticlinal situada inmediatamente al S de Segóbriga, presenta una marcada geometría en cofre con sus dos flancos limitados por cabalgamientos de orientación submeridiana pero con vergencias opuestas (el occidental verge hacia el O y el oriental hacia el E). En conjunto esta estructura puede ser interpretada como un "pop-up" formado al producirse un pequeño retrocabalgamiento hacia el O sobre el cabalgamiento principal.

La estructura de Altomira está parcialmente fosilizada por los depósitos del Mioceno superior. Estos materiales están afectados por laxos pliegues que guardan relación en sus orientaciones con la de las estructuras de la Sierra de Altomira habiendo sido atribuidos a episodios compresivos tardíos.

#### 2.2.- ANTICLINALES DE ZAFRA Y CARRASCOSA

Dentro ya de la Depresión Intermedia se individualizan estructuras anticlinales de núcleo Mesozoico que presentan orientaciones intermedias entre las de Altomira y la Serranía de Cuenca, reflejando la continuidad estructural existente entre ambos dominios. Estos pliegues se hacen progresivamente más frecuentes conforme avanzamos hacia el S.

Dentro de la hoja podemos diferenciar el anticlinal de Carrascosa del Campo y el de Zafra de Záncara. Ambos tienen orientación NO-SE, siendo más NNO el primero y más ESE el segundo.

El anticlinal de Carrascosa del Campo tiene núcleo cretácico vergente hacia el O. Su flanco oriental presenta buzamientos suaves y en él aflora en continuidad estructural

la serie mesozoica y la unidad paleógena (17) mientras que la unidad paleógena-neógena (19) dibuja una discordancia progresiva (DIAZ MOLINA, 1974) que marca la simultaneidad de su depósito con el levantamiento de la estructura. El flanco occidental está roto y cabalga sobre el sinclinal adyacente, apareciendo las unidades paleógena (17) y paleógena-neógena (18) verticalizadas en el contacto y cabalgadas. La primera unidad neógena (19) está afectada también por una reactivación tardía de esta estructura.

El anticlinal de Zafra es una estructura de núcleo Jurásico (Dogger) con geometría en cofre ligeramente vergente hacia el Oeste. Sus flancos están limitados por fallas sobre las que probablemente se producen desplazamientos de escasa entidad. Inmediatamente al O de esta estructura aparece un apretado sinclinal que da paso a otro anticlinal de núcleo Cretácico. El sondeo del Hito (Lanaja, 19) muestra cómo sobre las arenas de Utrillas se produce una pequeña repetición de la serie calizas del Dogger-arenas de Utrillas y sobre éstas de nuevo aparece toda la serie Jurásico-Cretácea. En conjunto esta estructura responde a una sucesión de escamas de cabalgamiento vergentes al Oeste, permaneciendo algunas ocultas bajo la serie Terciaria. Los datos de sísmica publicados por ITGE (1990) parecen indicar que el zócalo no está implicado en esta estructura.

Los anticlinales de Zafra y Carrascosa probablemente representan una misma escama de cabalgamiento desgajada del flanco oriental de la Sierra de Altomira por el giro progresivo de las estructuras en sentido antihorario. Hacia el N estas estructuras se continúan con un anticlinal que afecta a las unidades paleógena y paleógena-neógena, hundiéndose al NO de Huete bajo la serie terciaria.

### **2.3.- DOMINIO DE LA DEPRESION INTERMEDIA**

Ocupada por la serie terciaria continental, su relleno ha estado fuertemente ligado a la evolución tectónica de la Sierra de Altomira. El principal marcador de las distintas etapas de deformación lo constituyen las numerosas discordancias internas observables en la secuencia sedimentaria en las zonas adyacentes a la Sierra de Altomira y en relación con los pliegues de núcleo Mesozoico que compartimentan la depresión.

Así, la discordancia que media entre las unidades Paleógena (17) y Paleógena-Neógena (18) marca ya el comienzo de la estructuración de la Depresión Intermedia como consecuencia directa del inicio del plegamiento en el dominio de Altomira.

La deformación continúa durante el depósito de esta última unidad, quedando evidenciado por la discordancia progresiva que esta unidad dibuja en el anticlinal de Carrascosa del Campo (DIAZ MOLINA, 1974a) y en el flanco oriental de la Sierra de Altomira, al S del valle del río Cigüela. Por otra parte, en el borde occidental del anticlinal de Carrascosa, los materiales paleógenos-neógenos aparecen verticalizados debido al cabalgamiento frontal de esta estructura.

La primera unidad neógena (19), discordante sobre la unidad paleógena-neógena, es sincrónica con la atenuación del período compresivo principal, mostrando al E de Saelices una discordancia progresiva.

En las inmediaciones de la Sierra de Altomira y de los anticlinales de Carrascosa del Campo y Zafra de Záncara, estas unidades terciarias aparecen afectadas por pliegues de

amplio radio con orientaciones entre submeridiana y NNO que reflejan el atenuamiento progresivo de la deformación a lo largo del Mioceno.

En relación con el Anticlinal de Zafra, los depósitos del Mioceno superior (22-23) aparecen plegados y fracturados siguiendo las mismas directrices estructurales que los materiales mesozoicos. Estas mismas unidades aparecen también afectados por estructuras atribuibles a una tectónica compresiva en las inmediaciones de la Sierra de Altomira. Estas deformaciones probablemente responden a empujes compresivos relacionados con pequeñas reactivaciones locales de las estructuras previas.

### **3.- ANALISIS MICROESTRUCTURAL**

Se han obtenido medidas de microestructuras (planos de falla con estrías y picos estilolíticos) en cinco estaciones, estando las tres primeras en calizas Jurásicas de la Sierra de Altomira y las otras dos en calizas del Cretácico superior (la primera de ellas en la Sierra de Altomira y la segunda en el anticinal de Zafra de Záncara).

Para el análisis de las poblaciones de fallas se han utilizado tres métodos estadísticos que permiten obtener los estados de paleoesfuerzos compatibles con las mismas: método de los Diedros Rectos (PEGORARO, 1972), método de Etchecopar (ETCHECOPAR et al., 1981) y diagrama y-R (SIMON GOMEZ, 1984). Este último, por su carácter gráfico, proporciona una mejor visualización de las soluciones.

En los casos en que la estratificación no se encontraba subhorizontal ha sido necesaria la realización de sucesivos diagramas y-R abatiendo la población de fallas según la dirección del plano de estratificación y con distintos buzamientos para llegar a visualizar las distintas soluciones compatibles con la población de fallas.

A continuación se describen las cinco estaciones analizadas. Los resultados gráficos del análisis se recogen en la Fig. 1 y en los anexos.

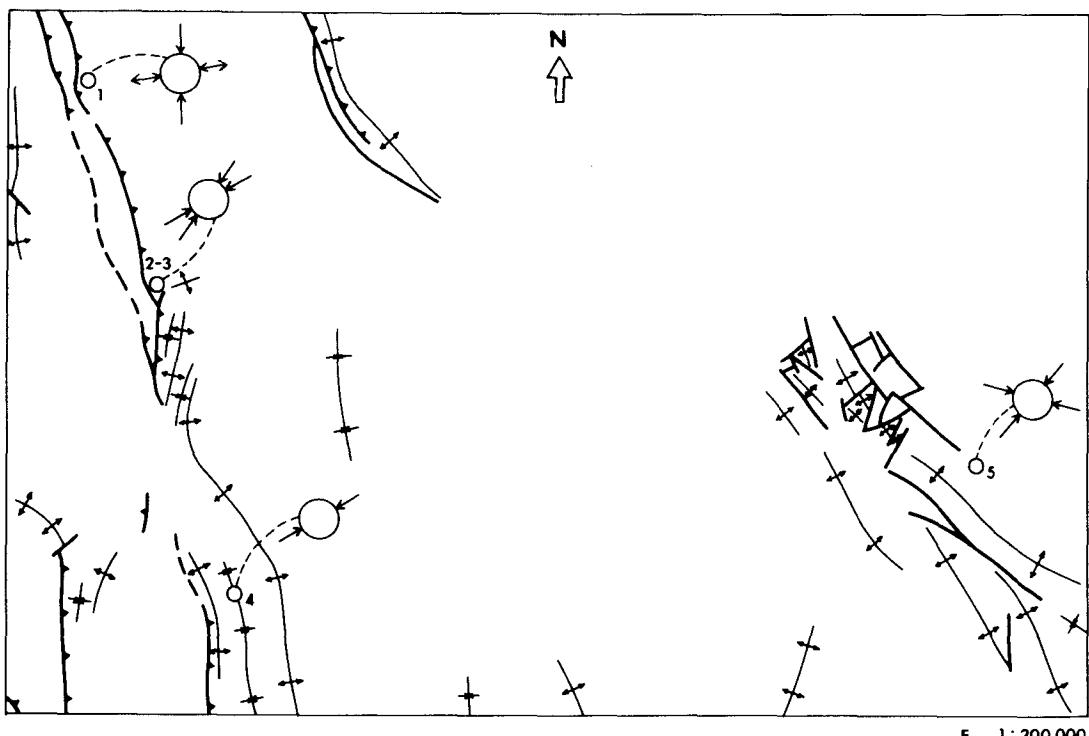


Fig. .1 - Esquema tectónico con la situación de las estaciones de microestructuras y representación de los tensores de esfuerzos, obtenidos del análisis de estas.

## **ESTACION PALOMARES 1**

Situación: A dos Km. de Rozalén del Monte, en una cantera situada junto a la carretera que va de esta localidad a Uclés. Coordenadas UTM: 30SWK148265.

Litología y estratificación: Calizas Jurásicas de la formación Cuevas Labradas (2) que están formando el núcleo del anticlinal de Santa Quiteria. Estratificación: 152,20 E.

Microestructuras: Se han medido 38 planos de falla y 10 picos estilolíticos. La orientación de los planos de falla es muy variable, dominando las direcciones NNE y NE. En algunos de estos planos se han medido varias estrías de falla distintas (2 ó 3 según los casos). Dominan los movimientos de tipo direccional. Los indicadores cinemáticos más abundantes son estrilolitos y escalones de recristalización de calcita. En tres fallas direcciones se observa un doble juego de las mismas como dextrales y sinestrales dibujando en ambos movimientos la misma estría.

### Análisis de fallas:

- **Método de los diedros rectos:** Se obtiene un máximo comprensivo poco definido que se sitúa sobre un plano de orientación NNO con inmersión de unos 30° al O. El máximo distensivo está mejor definido (orientación ENE con inmersión relativamente importante hacia el E). De esta disposición del diagrama se deduce que probablemente la población de fallas es polifásica y que los distintos tensores comparten aproximadamente las orientaciones de los ejes principales de esfuerzos aunque no su posición.

- **Método de Etchecopar:** El conjunto de las fallas es explicado por tres tensores distintos:
  - a) El 43% de las fallas es explicado por un régimen de compresión triaxial ( $\sigma_3$  vertical;  $\sigma_1 \neq \sigma_2 \neq \sigma_3$ ) con  $\sigma_1$  000,2 S;  $\sigma_2$  090,3 O y  $\sigma_3$  058,86 E;  $R = -0.30$ . La posición de los planos en el círculo de Mohr nos indica que es posible su movimiento bajo este estado de esfuerzos.
  - b) El 25% de las fallas son explicadas por un tensor con los ejes ligeramente inclinados:  $\sigma_1$  080,22 E;  $\sigma_2$  065,67 O y  $\sigma_3$  168,5 N;  $R = 0,39$ . El eje  $\sigma_2$  coincide prácticamente con el polo del plano de estratificación por lo que se deduce que probablemente las fallas se formaron bajo un régimen de desgarre ( $\sigma_2$  vertical) que actuó previamente al plegamiento de las capas. La orientación de las fallas es, en general, favorable para el movimiento bajo ese estado de esfuerzos.
  - c) El 18% de las fallas son explicadas por un tensor con los ejes inclinados:  $\sigma_1$  098,61 O;  $\sigma_2$  175,7 S y  $\sigma_3$  081,28 E;  $R = 1,22$ . En este caso es el eje  $\sigma_1$  el que se acerca a la perpendicular al plano de estratificación por lo que estas fallas resultan explicadas por un régimen distensivo triaxial ( $\sigma_1$  vertical;  $\sigma_1 \neq \sigma_2 \neq \sigma_3$ ) que actuó posiblemente antes del plegamiento.
- **Método del diagrama y-R:** En el diagrama sin abatir se observa un nudo relativamente disperso en el campo de la compresión para  $\sigma_y$  0.10 y  $R = -0,3$ ; también en el campo de la distensión se identifica un nudo para  $\sigma_y$  0.10 y  $R = 1,2$  pero está definido por muy pocas fallas. Al abatir la población de fallas según el plano de estratificación se visualizan algunos nudos; así, para  $\sigma_y$  170 se identifican nudos en el

campo del desgarre ( $R= 0.3$ ) y de la distensión ( $R= 1.2$ ); para  $\sigma_y = 0.15$  se identifica un nudo en el campo de la distensión uniaxial ( $R= 1$ ) y para  $\sigma_y = 0.75$  existe un nudo en el campo del desgarre ( $R= 0.5$ ).

La fracturación en esta localidad se produjo en varias etapas distintas: una compresión triaxial con el eje de máxima compresión situado en dirección N-S que actuó previamente al plegamiento de las capas, una compresión ENE en régimen de desgarre que actuó previamente al plegamiento y una distracción triaxial con  $\sigma_3$  en dirección ENE que probablemente también es previa al plegamiento. No se han encontrado criterios de edad relativa claros entre estos dos últimos estados de esfuerzos.

#### ESTACION: PALOMARES 2-3

Situación: Cantera situada 1 Km al NE de Saelices, en una zona llamada Pie de Gallo. Las medidas se tomaron en dos puntos distintos de la cantera e inicialmente se analizaron como dos estaciones diferentes, pero dada la similitud de los resultados se estudian aquí conjuntamente. Coordenadas UTM: 30SWK163203.

Litología y estratificación: Calizas Jurásicas (Cuevas Labradas (2)) que forman el núcleo del anticlinal de Santa Quiteira. Estratificación: 162,12 E.

Microestructuras: Se han medido 47 planos de falla presentando uno de ellos tres estrías diferentes y dos de ellos dos estrías. Las orientaciones de los planos son bastante variadas, dominando las direcciones NNO, NE y E-O. Los movimientos más frecuentes son de tipo direccional. En bastantes casos ha sido imposible determinar en campo el sentido de movimiento

de las fallas, pero cuando ha sido posible los indicadores cinemáticos encontrados más frecuentemente fueron los escalones de recristalización de calcita.

Análisis de fallas:

- **Método de los diedros rectos:** Se obtienen dos máximos compresivos que se sitúan sobre un línea de dirección ENE. El máximo distensivo se sitúa en posición subhorizontal con orientación NO. La población posiblemente será monofásica respondiendo a un tensor de desgarre ( $\sigma_2$  vertical).
- **Método de Etchecopar:** El conjunto de las fallas ha sido explicado por dos soluciones distintas pero relativamente próximas entre sí:
  - a) El 71 % de las fallas son explicadas por un tensor compresivo en régimen de desgarre ( $\sigma_2$  vertical) con  $\sigma_1$  061,9 E;  $\sigma_2$  068,81 O y  $\sigma_3$  151,1 S;  $R = 0,28$ . El eje  $\sigma_2$  de este elipsoide coincide con el polo del plano de estratificación por lo que se puede suponer que actuó previamente al plegamiento de las capas. La orientación de los planos es favorable al movimiento bajo este estado de esfuerzos.
  - b) El 16% de las fallas son explicadas por un tensor compresivo en régimen de desgarre con  $\sigma_1$  034,1 S;  $\sigma_2$  158,88 N y  $\sigma_3$  124,2 E;  $R = 0,36$ . De la posición de los planos en el círculo de Mohr se deduce que la orientación de estos es favorable al movimiento bajo este régimen de esfuerzos.
- **Método del diagrama y-R:** En el diagrama sin abatir se identifica una zona de cruce de curvas bastante amplia en el

campo del desgarre en torno a  $\sigma_y$  050 y R= 0.5. Al abatir la población de fallas según el plano de estratificación este nudo se hace más claro, situándose en  $\sigma_y$  060 y R= 0.3. Aparecen también otros nudos secundarios formados por una parte de las fallas que a pesar de parecer que pertenecen aproximadamente a la misma familia que las anteriores se alejan mucho del nudo formado por éstas; así se identifica un pequeño nudo para  $\sigma_y$  050 y R= 0.9.

La fracturación en esta localidad responde a un episodio compresivo en régimen de desgarre con el eje de máxima compresión en dirección 060 que actuó previamente al plegamiento de las capas. Se han identificado otros estados de esfuerzos que explican un pequeño porcentaje de las fallas pero no queda claro si se trata de una evolución temporal del campo de esfuerzos hacia direcciones de máxima compresión más NE y valores de R más elevados o si es únicamente una dispersión normal en torno al tensor principal.

**ESTACION: PALOMARES 4**

**Situación:** En el Km 5 de la carretera de Saelices a Almonacid del Marquesado. Coordenadas UTM: 30SWK187125.

**Litología y estratificación:** Núcleo de un sinclinal en calizas del Cretácico superior. Estratificación: Subhorizontal.

**Microestructuras:** Se han medido 13 planos de falla, uno de ellos con dos estrías diferentes. Las fracturas se agrupan en un sistema conjugado de fallas direccionales con una familia de orientación NE y otra E-O. Los indicadores cinemáticos son bastante escasos por lo que en muchos casos ha sido imposible determinar en campo el sentido de movimiento de las fallas. En el mismo afloramiento se observa también un sistema de

fallas normales conjugadas con orientación ENE pero únicamente en un plano se han encontrado estrías de deslizamiento, por lo que no ha sido posible analizarlas por estos métodos.

Análisis de fallas:

- **Método de los diedros rectos:** Se obtiene un máximo compresivo subhorizontal con orientación NE y un máximo distensivo a 90°, también subhorizontal. La población de fallas, de acuerdo con este diagrama posiblemente será monofásica respondiendo a un tensor de desgarre ( $\sigma_2$  vertical).
- **Método de Etchecopar:** El 93% de las fallas son explicadas por una compresión en régimen de desgarre con  $\sigma_1$  060,1 O;  $\sigma_2$  042,89 N y  $\sigma_3$  150,0; R= 0.25. De la posición de los planos en el círculo de Mohr se deduce que su orientación es favorable al movimiento bajo este estado de esfuerzos.
- **Método del diagrama y-R:** Se identifica un nudo relativamente disperso en el campo del desgarre, con  $\sigma_1$  en torno a 060 y R entre 0.1 y 0.7.

Las fallas direccionales encontradas en esta localidad se formaron probablemente durante una etapa compresiva en régimen de desgarre con el eje de máxima compresión situado en dirección 060. Las fallas normales, atendiendo a su orientación y disposición geométrica, podrían haberse formado bajo un régimen distensivo con el eje de máxima extensión  $\sigma_3$  en dirección NNO, pero la ausencia de estrías en sus planos nos impide confirmar este punto.

**ESTACION: PALOMARES 5**

Situación: Desmonte del canal del trasvase Tajo-Segura, a la altura del pueblo de Zafra de Záncara. Coordenadas UTM: 30 SWK383162.

Litología y estratificación: Flanco nororiental del anticlinal de Zafra de Záncara, en las calizas y brechas de la Sierra de Utiel (Santonense-Campaniense) (13). Estratificación: 116,64 N.

Microestructuras: Se han medido 31 planos de falla, tres de ellos con dos estrías de falla distintas, cuyas orientaciones dominantes son ESE y NNO. Los indicadores cinemáticos son muy escasos, por lo que en la mayor parte de los casos ha sido imposible determinar en campo el sentido de deslizamiento de las fallas.

Análisis de fallas:

- **Método de los diedros rectos:** Se obtiene un máximo compresivo subhorizontal de orientación poco definida (entre NNE y ESE). El máximo distensivo se sitúa sobre una ciclográfica con orientación NO. La población posiblemente será monofásica respondiendo a un tensor con los ejes  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$  del elipsoide con un valor muy próximo entre sí.
- **Método de Etchecopar:** El conjunto de las fallas queda explicado por dos soluciones distintas, aunque queda un resto bastante importante (21%) sin explicar:
  - a) Un régimen compresivo con  $\sigma_1$  040,5 S;  $\sigma_2$  129,10 E y  $\sigma_3$  156,78 N; R= -0.25 que explica el 47% de las fallas. La

orientación de los planos es buena para su movimiento bajo ese estado de esfuerzos.

b) El 32% de las fallas son explicadas por un régimen de desgarre con  $\sigma_1$  104,9 E;  $\sigma_2$  035,65 S y  $\sigma_3$  010,23 N;  $R=0.61$ . La posición de los planos en el círculo de Mohr indica que su orientación no es óptima aunque es posible su movimiento.

- **Método del diagrama y-R:** En el diagrama sin abatir se identifica un nudo en el campo de la compresión para la dirección de  $\sigma_y$  040 y  $R=-0.1$ . En el diagrama abatido según el plano de estratificación se observa un nudo más disperso para  $\sigma_y$  095 y  $R=0.8$ .

Del análisis de estas fallas se deduce que probablemente se formaron bajo dos regímenes tectónicos distintos: una compresión triaxial con el eje de máxima compresión  $\sigma_1$  orientado en dirección 040, que actuó con posterioridad al plegamiento de las capas, y un régimen de desgarre con el eje de máxima compresión en dirección 104. Sin embargo es posible que estas soluciones no sean las reales para explicar esta población de fallas, ya que al no conocer en muchos casos el sentido de movimiento cabe dentro de lo posible que en el análisis nos hallamos quedado con el sentido erróneo de algunas de ellas, por lo cual habrá que tomar ciertas precauciones al interpretar estas soluciones en términos de campos de esfuerzos.

#### **4.- INTERPRETACION TECTONICA**

Desde el inicio del Mesozoico la región fue sometida en su conjunto a un régimen tectónico distensivo que la configuró como un área de sedimentación controlada por los accidentes tardihercínicos. Estos funcionaron con movimiento vertical delimitando zonas de umbrales y surcos, pudiendo invertir su tendencia de una etapa a otra.

Estos movimientos en la vertical se produjeron en las llamadas fases neokimérica y aústrica durante el Jurásico y Cretácico, siendo los responsables de la ausencia de parte del Jurásico y Cretácico inferior en la zona estudiada (SANCHEZ SORIA, 1973). Quizás puedan ser atribuidas a esta tectónica mesozoica algunas microestructuras compatibles con regímenes distensivos encontradas en depósitos del Jurásico y Cretácico en las hojas de Almonacid de Zorita y Huete y en la estación Palomares-1 de esta hoja.

Durante el tránsito del Cretácico al Terciario se produce probablemente un cambio de régimen, generalizándose en la región una tectónica compresiva que es la responsable de la mayor parte de las macro y microestructuras observables en la zona. Este régimen de esfuerzos se extiende a lo largo de todo el Paleógeno y parte del Mioceno, debilitándose hacia el final de este período y siendo finalmente sustituido por un nuevo régimen distensivo.

La edad aproximada de las estructuras vistas en la hoja puede establecerse en virtud de su relación con las unidades que componen la serie terciaria.

La unidad paleógena (17) es continua estructuralmente con la serie Cretácea, apareciendo además pinzada entre las distintas escamas cabalgantes que constituyen la Sierra de Altomira.

El depósito de la unidad paleógena-neógena (18) parece haberse producido en una cubeta ligeramente individualizada de la Cuenca del Tajo. Estos materiales se apoyan en discordancia angular sobre la unidad infrayacente, y dibujan una discordancia progresiva en relación con los flancos orientales de Altomira y Carrascosa. De aquí se deduce que entre el depósito de las unidades paleógena y paleógena-neógena comenzó el levantamiento de las sierras de Altomira, Zafra y Carrascosa, continuando la actividad tectónica a lo largo de todo el tiempo de depósito.

Durante el depósito de la primera unidad neógena (19) la deformación comienza a atenuarse, aunque continúa en el frente de Altomira y en los pliegues internos de la Depresión Intermedia (Carrascosa del Campo y Zafra de Záncara), formándose también algunos nuevos pliegues en los materiales terciarios.

En el Mioceno superior un nuevo pulso comprensivo provoca el plegamiento de los materiales de esta edad en la Fosa del Tajo y en la Depresión Intermedia.

Los resultados del análisis microestructural coinciden parcialmente con lo indicado por la macroestructura. Previamente al plegamiento de las capas comenzó a actuar en la Sie-

rra de Altomira una compresión en régimen de desgarre con  $\sigma_1$  según dirección ENE (estaciones Palomares-1, 2-3 y 4) que probablemente evolucionó en el tiempo hacia una compresión triaxial que es la responsable de la formación de los pliegues y cabalgamientos en este dominio. Esta compresión fue detectada también por ALVARO y CAPOTE (1973) en la Hoz del río Cigüela. Hacia la Depresión Intermedia el eje de máxima compresión  $\sigma_1$  va adoptando progresivamente una orientación más NE (estación Palomares-5) que es la responsable de los pliegues de Carrascosa del Campo y Zafra de Záncara.

En la estación Palomares-1 se detecta una compresión N-S que no tiene ningún reflejo a nivel macroestructural en el ámbito de Altomira, aunque en el resto de la Cordillera Ibérica está ampliamente documentada.

En resumen, la evolución tectónica del área durante el período orogénico estuvo marcada principalmente por una compresión ENE que actuó aproximadamente desde el Arveniense hasta el final del Ageniense, teniendo probablemente el máximo diastrófico una edad intra-ageniense. Esta compresión ha sido detectada también al S de la Sierra de Altomira por MANERA BASSA (1981) y al N en el estudio microestructural de las hojas de Almonacid de Zorita y Huete. Esta etapa compresiva se correlaciona con la tercera fase definida por CAPOTE et al., (1982) para la rama castellana de la Ibérica y es posterior a la que ha sido definida como etapa compresiva principal de la Ibérica (ALVARO, 1975). En el ámbito de Altomira esta fase únicamente queda evidenciada por la discordancia que separa las unidades paleógena y paleógena-neógena y, según indica MANERA BASSA (1981), por la formación de estilolitos.

La compresión N-S, de escasa importancia en Altomira, hay que situarla en el Mioceno inferior o medio, teniendo su correlación en otras muchas áreas de la Ibérica (CAPOTE et al., 1982; SIMON, 1984) y en el Sistema Central (CALVO et al., 1991). Para GUIMERA (1988) esta es la única dirección de compresión primaria en la Ibérica, respondiendo el resto de las compresiones a desviaciones en las trayectorias de los esfuerzos provocados por los grandes accidentes de zócalo y cobertura.

En el Mioceno superior todavía existen manifestaciones compresivas locales que pueden ser correlacionadas con la etapa de instalación de mantos en la Sierra de Cantabria y con etapas de deformación en las Béticas. No se han encontrado microestructuras en rocas de esta edad en esta zona. Sin embargo, en las hojas de Huete y Almonacid de Zorita, al N de la zona estudiada, las estaciones de microestructuras realizadas en depósitos del Aragoniense-Vallesiense y del Turoliense muestran la persistencia, por lo menos localmente, de compresiones E-O.

En la estación de microestructuras Palomares-4 realizada en calizas del Cretácico superior se ha detectado la existencia de un sistema de fallas normales conjugadas compatibles con una dirección de extensión NNO. Así mismo, ALVARO y CAPOTE (1973) describen dos sistemas de fallas normales que cortan trasversalmente el núcleo Jurásico de un anticlinal situado al S de Saelices, y las atribuyen a un régimen distensivo tardío con el eje de máxima extensión en dirección N-S. Estas mismas direcciones de extensión han sido deducidas del estudio de algunas estructuras (fallas a escala de afloamiento, microfallas normales y diaclasas) encontradas en las Hojas de Huete y Almonacid de Zorita afectando a materiales terciarios. Este régimen de esfuerzos se instaló en la

región probablemente durante el Mioceno medio-superior. El tránsito de la compresión a la distensión debió producirse de forma gradual a lo largo de este período por medio de intercambios temporales y/o espaciales de los ejes  $\sigma_1$  y  $\sigma_2$  del elipsoide de esfuerzos, fenómeno que parece ser la tónica común en todo el cuadrante NE de la Península (SIMON, 1984, 1986; GUIMERA, 1984; GRACIA y SIMON, 1986).

## **5.- BIBLIOGRAFIA**

- ALVARO M. (1975). Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (Borde del Sistema Central y la Cordillera Ibérica). *Est. Geol.* 31 (3-4): 241-247.
- ALVARO, M. y CAPOTE, R. (1973). "Las estructuras menores de las calizas jurásicas de un anticlinal de la Sierra de Altomira (Cuenca, España)". *Est. geol. vol. XXIX*: 467-478.
- ALVARO, M; CAPOTE, R y VEGA, R. (1979). Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hisp.* 14; 172-181.
- CALVO, J.P.; DE VICENTE, G. y ALONSO, A.M. (1991). Correlación entre las deformaciones alpinas y la evolución del relleno sedimentario de la cuenca de Madrid durante el Mioceno. I Congreso del grupo español del Terciario (en prensa).
- CAPOTE, R. y CARRO, S. (1970). Contribución al conocimiento de la región del NE de la Sierra de Altomira (Guadalajara). *Estudios Geológicos*. 26: 1-16.
- CAPOTE, R.; DIAZ, M., GABALDON, V.; GOMEZ, J.J.; SANCHEZ DE LA TORRE, L.; RUIZ, P.; ROSELL, J.; SOPEÑA, A. y YEBENES, A. (1982). Evolución sedimentológica y tectónica del Ciclo Alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Temas Geológico-Mineros*, I.G.M.E., Madrid, 290 pp.

- DIAZ MOLINA, M. 1974 a. Síntesis estratigráfica preliminar de la serie terciaria de los alrededores de Carrascosa del Campo (Cuenca). *Estudios geol.*, 30: 63-67.
- ETCHECOPAR, A.; VASSEUR, G. y DAIGNIERES, M. 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault population analysis. *J. Struct. Geol.* 3 (1): 51-65.
- GRACIA PRIETO, F.J. y SIMON GOMEZ, J.L. 1986). El campo de fallas miocenas de la Bardena Negra (provs. de Navarra y Zaragoza). *Bol. Geol. Min.* 97 (6), 693-703.
- GUIMERA, J. 1984. Palaeogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geol. Mag.* 121 (5), 413-420.
- I.T.G.E., 1989. Memoria explicativa del Mapa Geológico 1:50.000 Valdeolivas (538).
- I.T.G.E., 1990. Documentos sobre la geología del Subsuelo de España. Tomo III: Tajo (Madrid-Depresión Intermedia)".
- MANERA BASSA, A. 1981. Determinación de cuatro fases de deformación en el extremo suroccidental de la Sierra de Altomira. *Estud. Geol.*, 37: 233-243.
- MELENDEZ HEVIA, A. 1969. Estratigrafía y estructura del Sector norte de la Sierra de Altomira (Bolarque-Buendia). *Bol. R. Soc. Hist. Nat. (Geol.)*, 67: 145-160.
- PEGORARO, O. 1972. Application de la microtectonique à un étude de néotectonique. Le golfe Mahasque (Crète Centrale). Thèse III<sup>e</sup> cycle. U.S.T.L. Montpellier, 41 pp.

- QUEROL MULLER, R. 1989. Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo. E.T.S.I.M. Madrid, 48 pp. 14 planos.
- RITCHER y TEICHMÜLLER. 1944. Reconocimiento geológico de una parte de la provincia de Cuenca y Guadalajara. II. Paleogeografía e Historia geológica del Sistema Ibérico. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Natu. (Geol.), 42: 263-286.
- SANCHEZ SORIA, P. 1973. Estudio geológico de la Sierra de Altomira (entre Paredes y Belmonte), Tesis Doctoral, Univ. Complutense Madrid.
- SANCHEZ SORIA, P. y PIGNATELLI GARCIA, R. 1967. Notas geológicas de la Sierra de Altomira (Cuenca-Guadalajara). Bol. R. Soc. Española de Hist. Nat. (Geol), 65: 231-240. Madrid.
- SIMON GOMEZ, J.L. 1984. Compresión y Distensión Alpinas en la Cadena Ibérica oriental. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza. Publ. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 269 pp.
- SIMON GOMEZ, J.L. 1986. Analysis of a gradual change in stress regime (example from the eastern Iberian Chain, Spain). Tectonophysics, 124: 37-53.

**A N E X O S**

## ANEXO DE RESULTADOS DEL ANALISIS DE FALLAS

En este anexo se recogen los principales resultados que ha arrojado el análisis de fallas en aquellas estaciones en que han podido medirse planos estriados. La metodología seguida ha sido la expuesta por CASAS et al., (1990). Los documentos que se incluyen son los siguientes:

- 1.- Proyección estereográfica equigranular de ciclográficas y estrías de falla, junto con proyección de polos y diagrama en rosa de las direcciones preferentes.
- 2.- Estereograma con el resultado del método de los Diedros Rectos (proyección de Schmidt, hemisferio inferior). Las isolíneas unen las direcciones del espacio para las cuales el porcentaje de fallas compatibles con extensión en esa dirección es el mismo.
- 3.- Extracto de resultados del método de ETCHECOPAR et al. (1981). Se incluyen:
  - a) Resultados numéricos de la orientación de los ejes y la relación de esfuerzos  $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$  del ángulo medio de dispersión entre estrías teóricas y reales para la solución hallada. Llamando  $R$  a la relación de esfuerzos que se emplea en la ecuación de Bott y en el diagrama Y-R, y  $R_e$  a la utilizada por el método de Etchecopar, la relación existente entre ellas es la siguiente:
    - Si  $\sigma_z = \sigma_1$  (régimen de distensión):  $R = 1/R_e$
    - Si  $\sigma_z = \sigma_2$  (régimen comprensivo de desgarre):  $R = R_e$
    - Si  $\sigma_z = \sigma_3$  (régimen de compresión triaxial):  $R = R_e / (R_e - 1)$

- b) Representación de Mohr de los planos de falla en relación a los ejes de esfuerzos obtenidos.
- c) Histograma de desviaciones angulares (en radianes) entre estrías teóricas y reales.
- d) Representación estereográfica equireal de los ejes de esfuerzo.

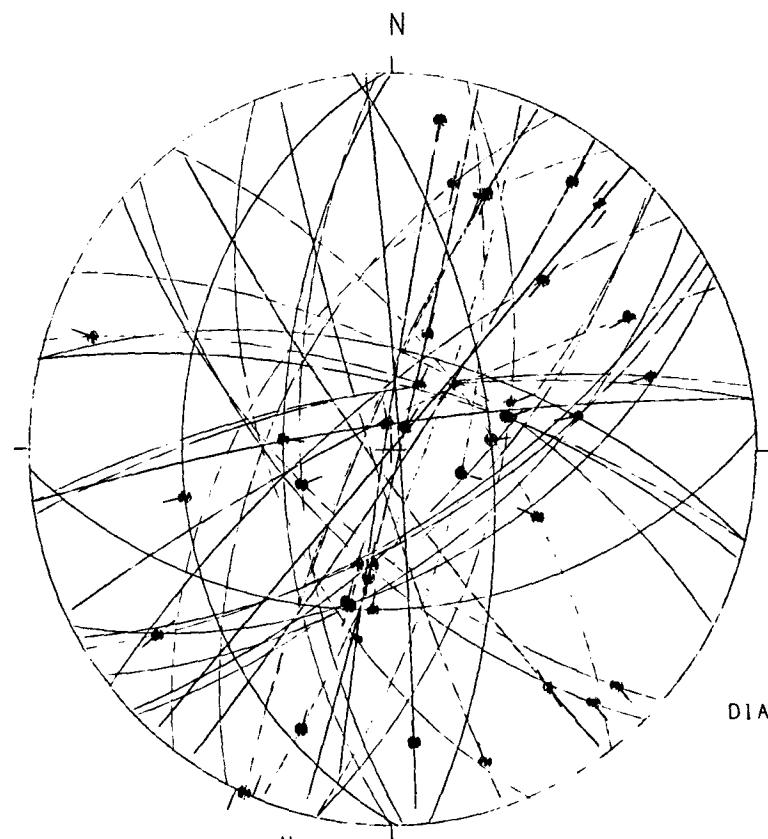
4.- Diagrama y-R (SIMON GOMEZ, 1986) de la población de fallas. Los tensores solución vienen definidos en el mismo por las coordenadas (Y, R) que corresponden a los "nudos" de máxima densidad de intersecciones de curvas. R representa aquí la relación de esfuerzos  $(\sigma_z - \sigma_x)/(\sigma_y - \sigma_x)$  que aparece en la ecuación BOTT (1959):

$$\operatorname{tg}\phi = (n/lm) [m^2 - (1-n^2)(\sigma_z - \sigma_x)/(\sigma_y - \sigma_x)]$$

donde  $\phi$  es el cabeceo de la estría potencial o teórica sobre el plano de falla; l, m y n son los cosenos directores de dicho plano;  $\sigma_z$  es el eje de esfuerzo vertical, y  $\sigma_y > \sigma_x$  son los ejes horizontales. El valor de Y representa el acimut del eje  $\sigma_y$ .

Geología Estructural  
Univ. de Zaragoza

# ESTACION: PALOMARES1



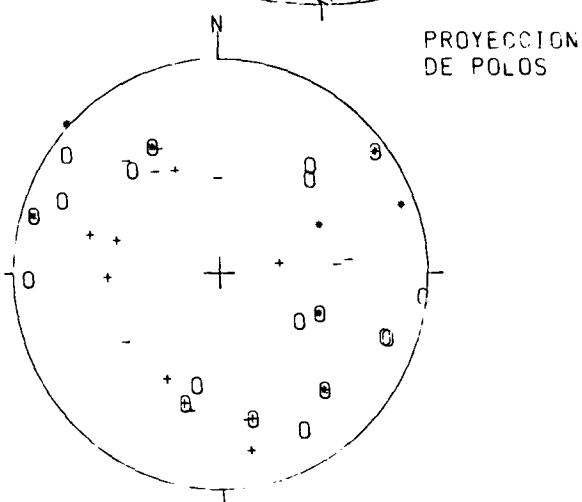
HOJA N°.: 633

COORDENADAS UTM:  
30SWK148265

S: 152/20E

EDAD/FACIES JURAS  
NUMERO DE DATOS: 47

DIAGRAMA EN ROSA DE LOS VIENTOS  
DE DIRECCIONES DE FALLA

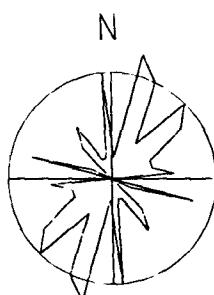


0: POLOS DE FALLAS SINESTRALES

\*: POLOS DE FALLAS DEXTRALES

+: POLOS DE FALLAS NORMALES

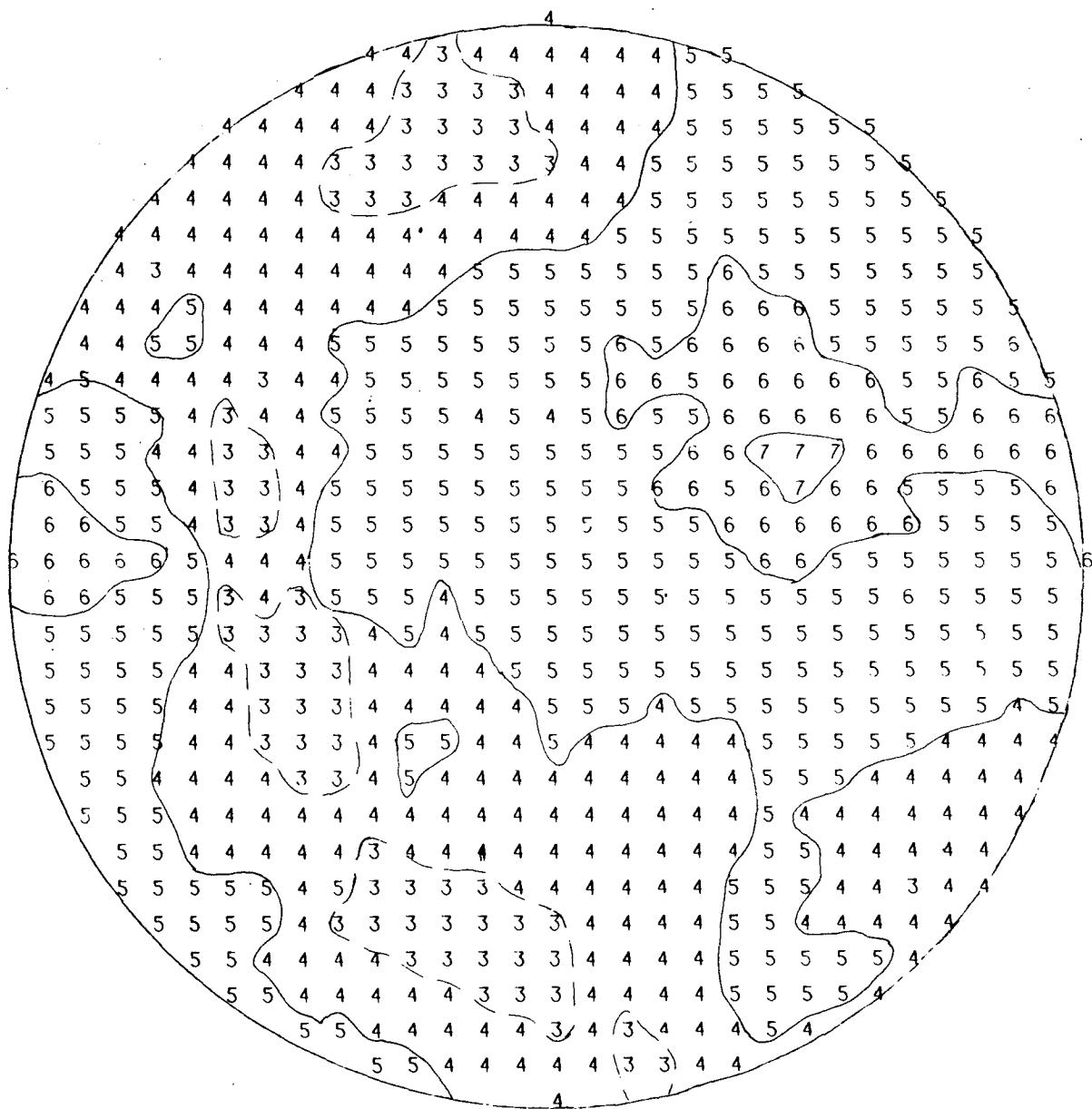
--: POLOS DE FALLAS INVERSAS



RADIO DE LA CIRCUNFERENCIA=10%

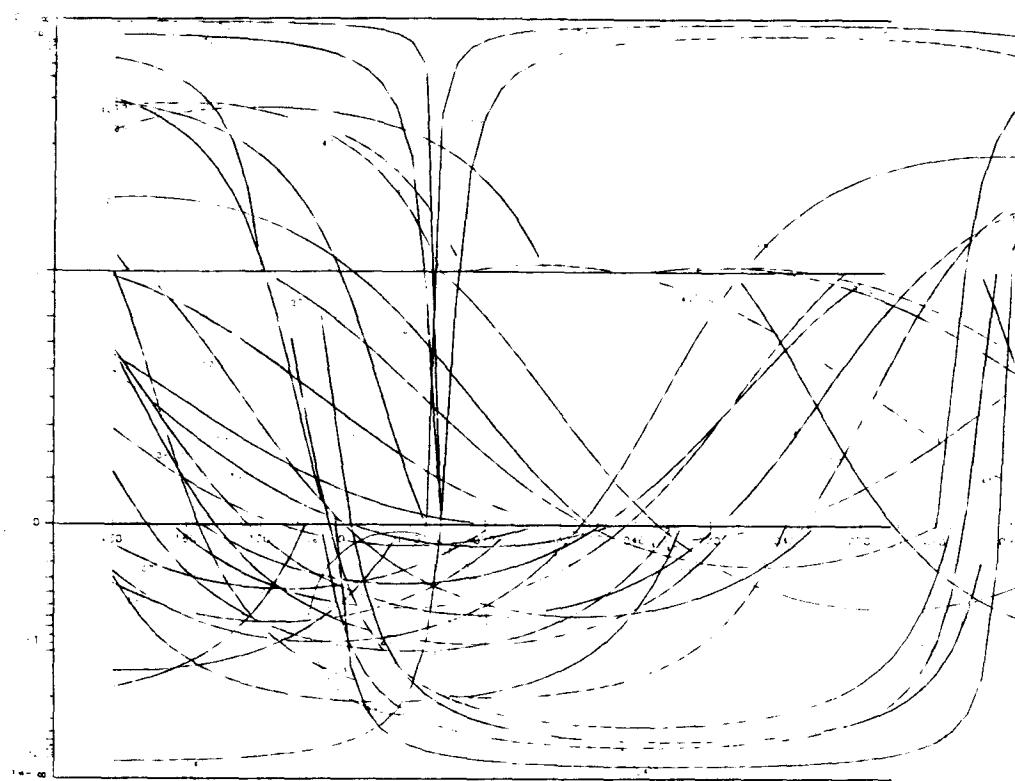
# METODO DE LOS DIEDROS RECTOS

ESTACION : PALOMARES1



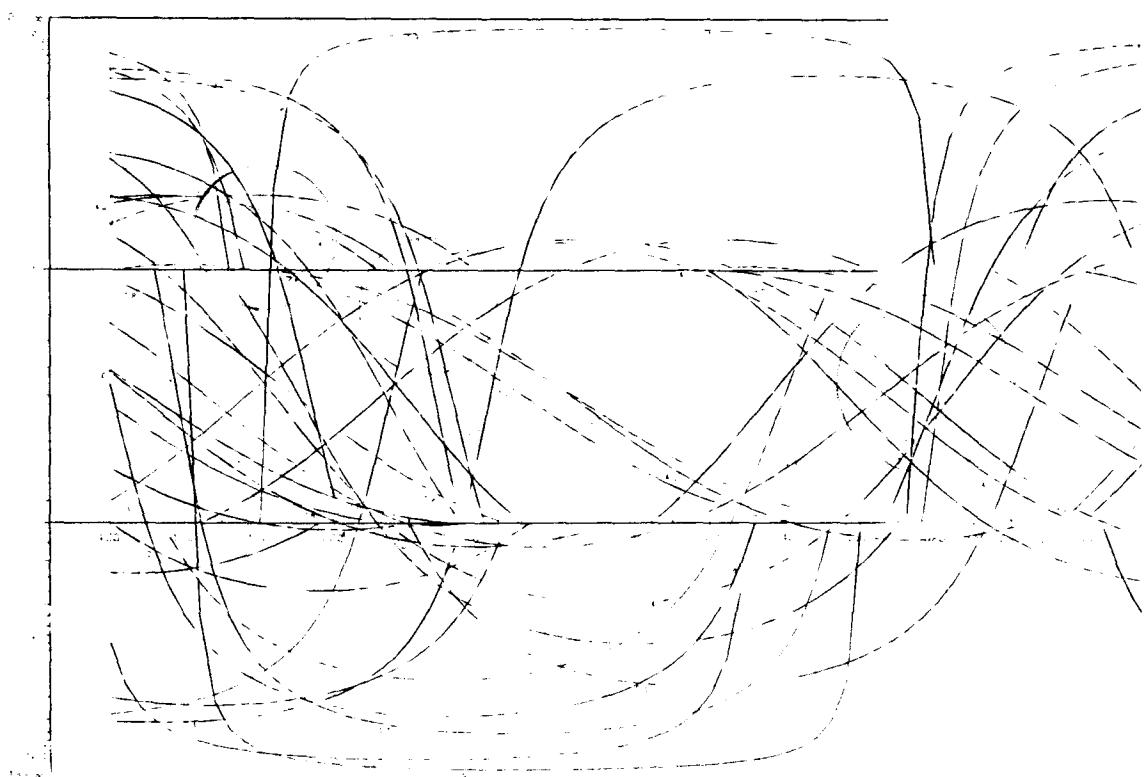
METODO DE LOS DIAGRAMAS YR

ESTACION: PALOMARES / SIN ABATIR  
FOLIO LA F. PRINCIPAL. DIA 20 DE ENERO DE 1962



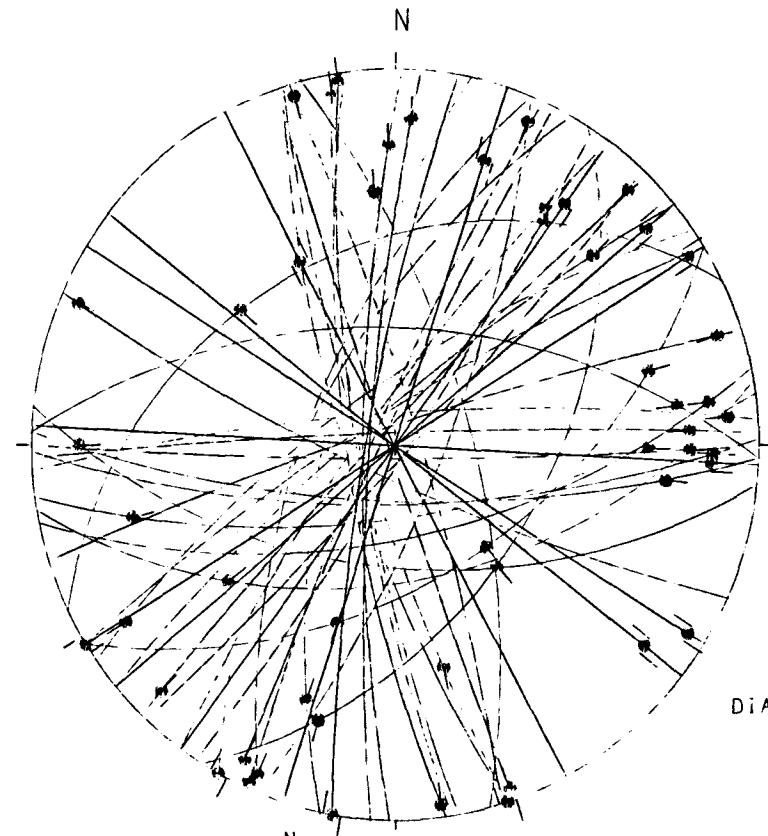
METODO DE LOS DIAGRAMAS YR

ESTACION: PALOMARES / PLANO ABALIZADO  
FOLIO LA F. PRINCIPAL. DIA 20 DE ENERO DE 1962



Geología Estructural  
Univ. de Zaragoza

ESTACION: PALOM-2-3

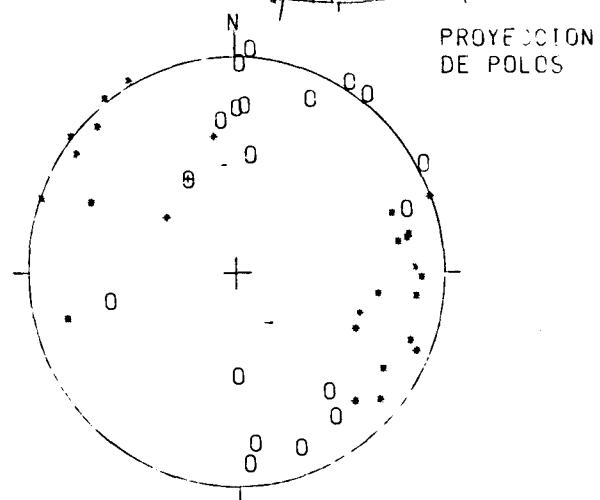


HOJA No.: 633

COORDENADAS UTM:  
30SWK163203

S: 162//12E

EDAD/FACIES JURAS  
NUMERO DE DATOS: 53

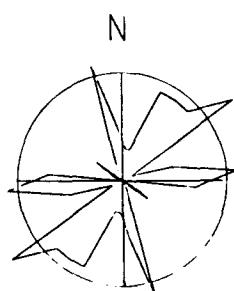


O: POLOS DE FALLAS SINESTRALES

•: POLOS DE FALLAS DEXTRALES

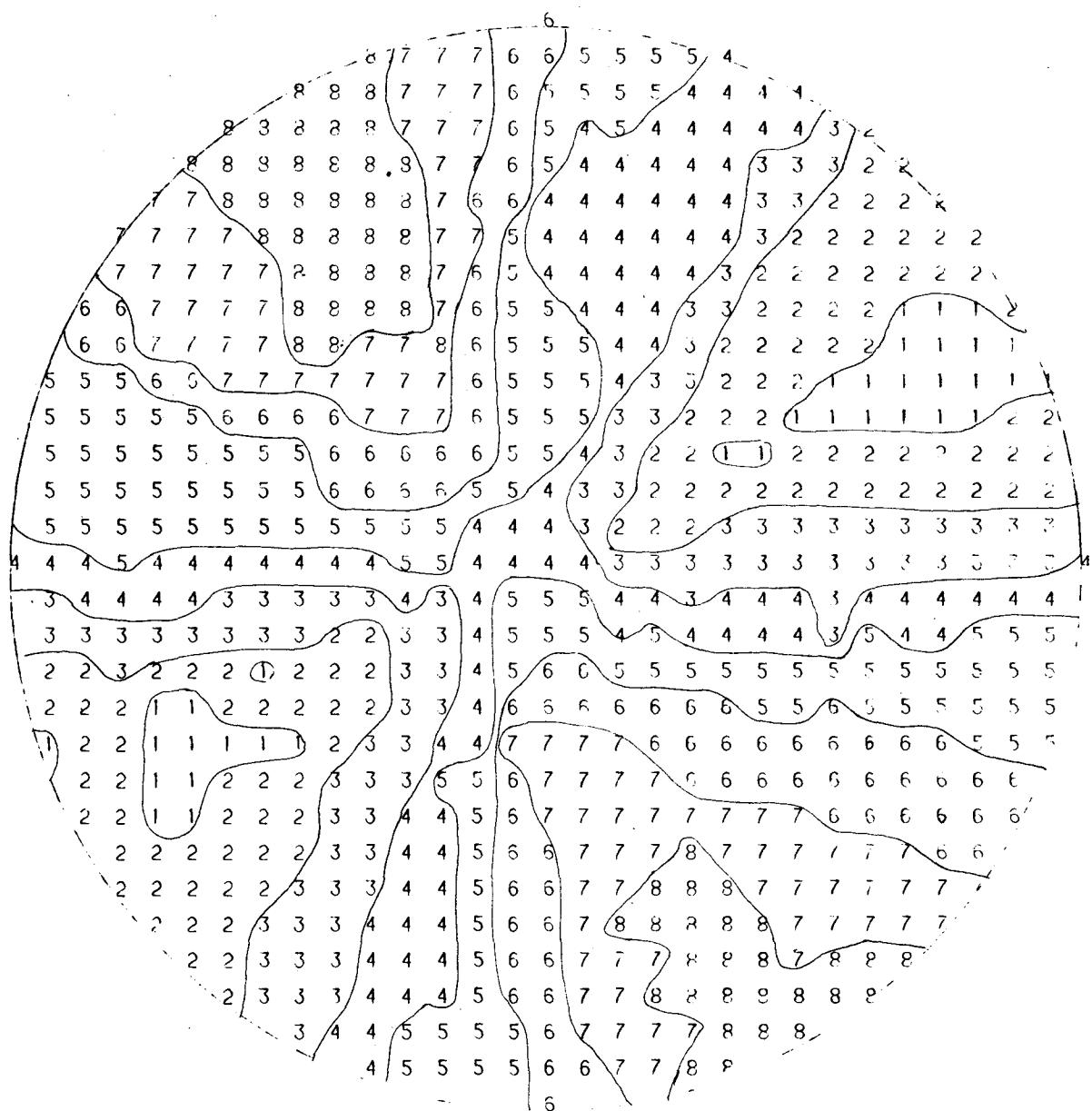
+ : POLOS DE FALLAS NORMALES

- : POLOS DE FALLAS INVERSAS



# METODO DE LOS DIEDROS RECTOS

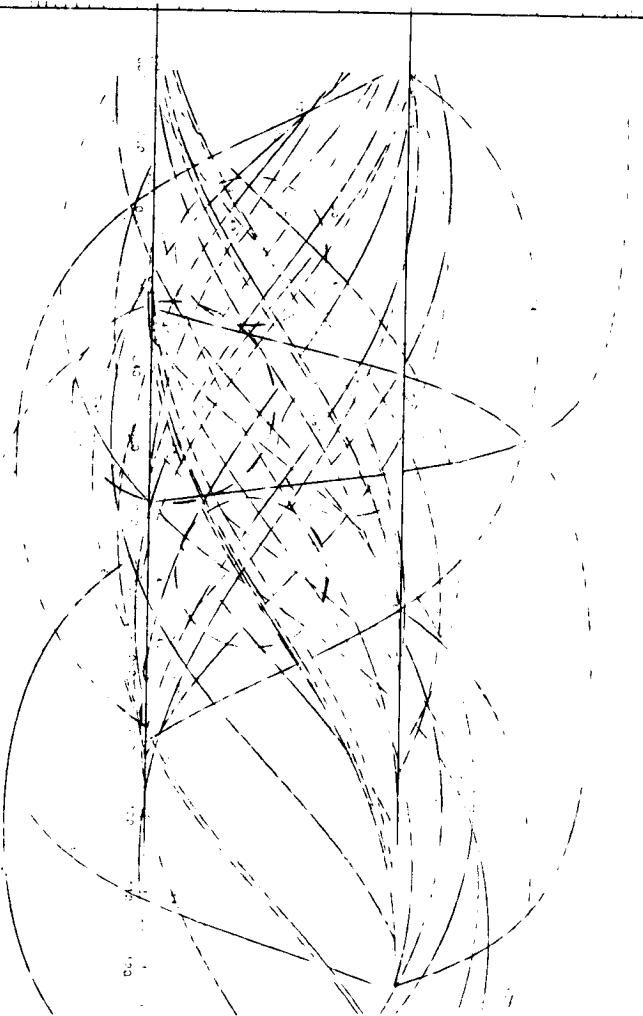
ESTACION : PALOM-2-3



MÉTODO DE LOS D'AGHAMAS VR

ESTACIÓN: PALOMAR / SAN JAVIER

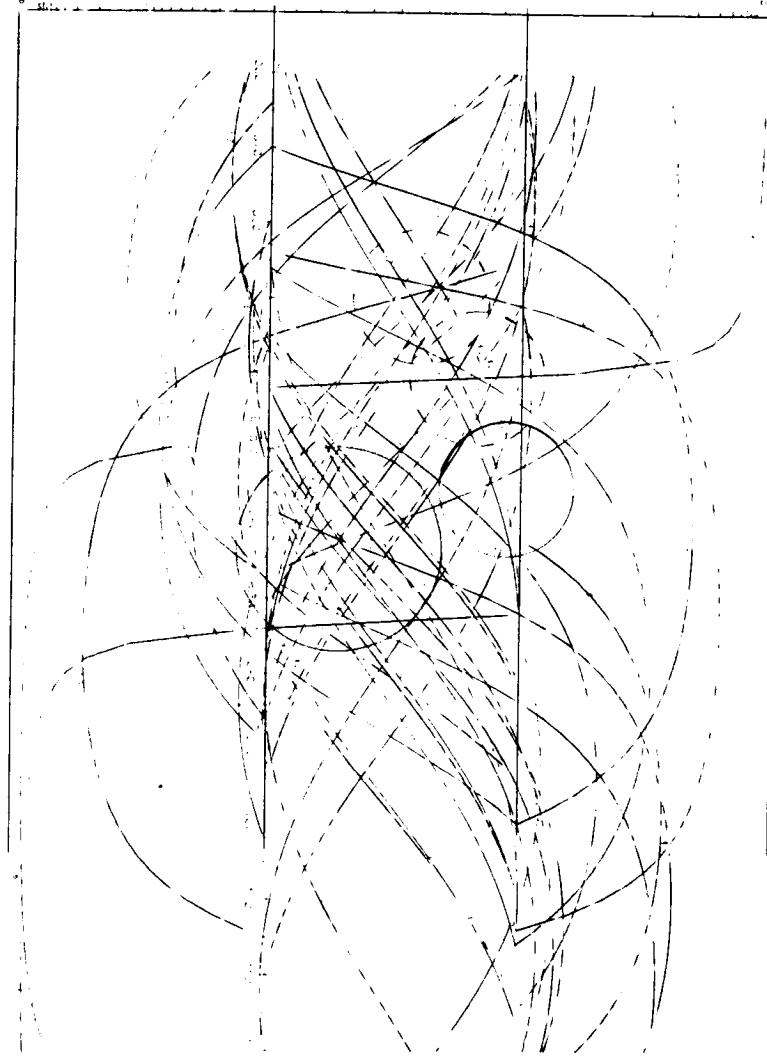
ASTROFÍSICA FEDERAL - CONICET



MÉTODO DE LOS D'AGHAMAS VR

F. ESTACIÓN: PALOMAR / SAN JAVIER

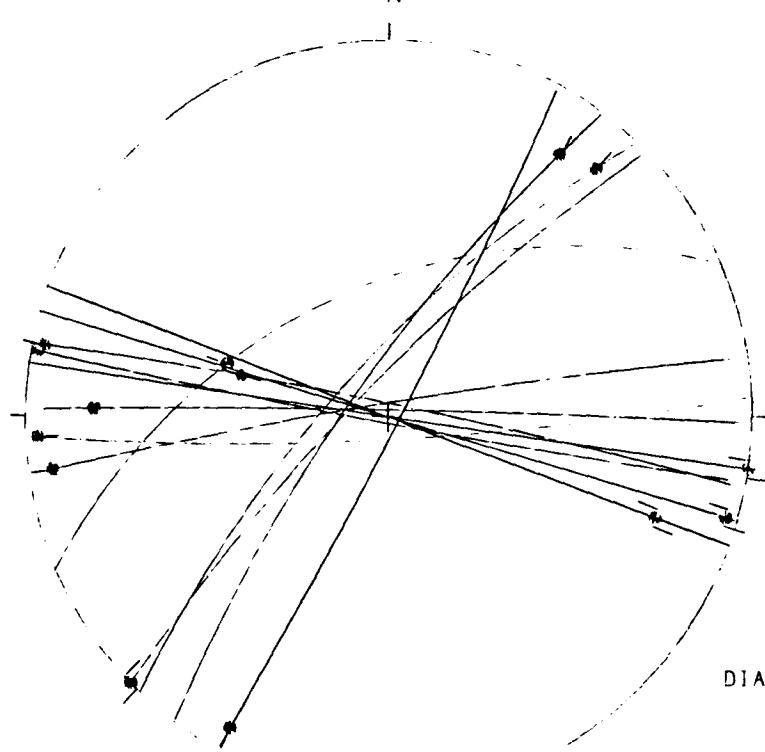
ASTROFÍSICA FEDERAL - CONICET



Geología Estructural  
Univ. de Zaragoza

# ESTACION: PALOMARES4

N



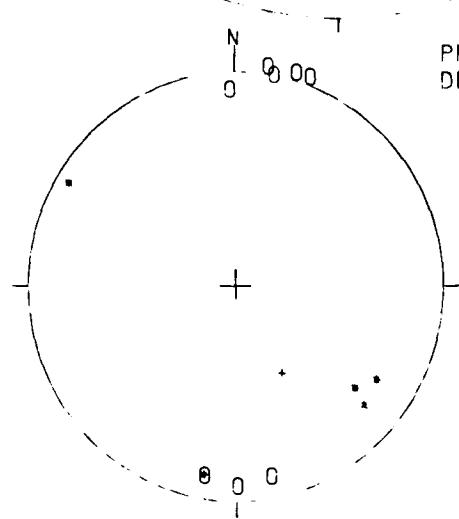
HOJA No.: 633

COORDENADAS UTM:  
30SWK187125

S.º: SUBHORIZ  
EDAD/FACIES CRETA  
NUMERO DE DATOS: 16

DIAGRAMA EN ROSA DE LOS VIENTOS  
DE DIRECCIONES DE FALLA

PROYECCION  
DE POLOS



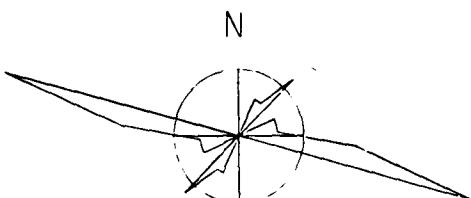
•: POLOS DE FALLAS SINESTRALES

•: POLOS DE FALLAS DEXTRALES

•: POLOS DE FALLAS NORMALES

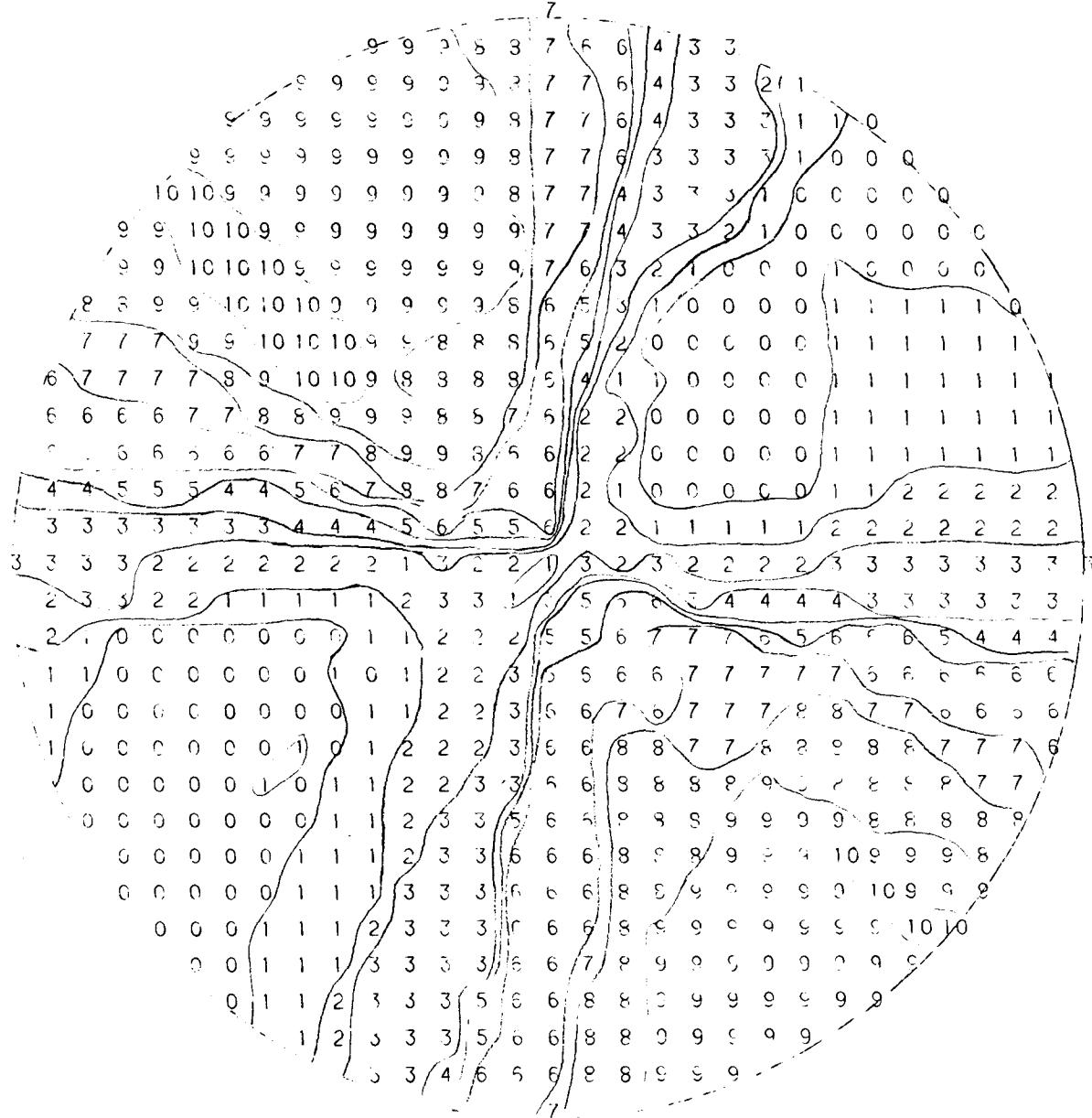
•: POLOS DE FALLAS INVERSAS

RADIO DE LA CIRCUNFERENCIA=10X



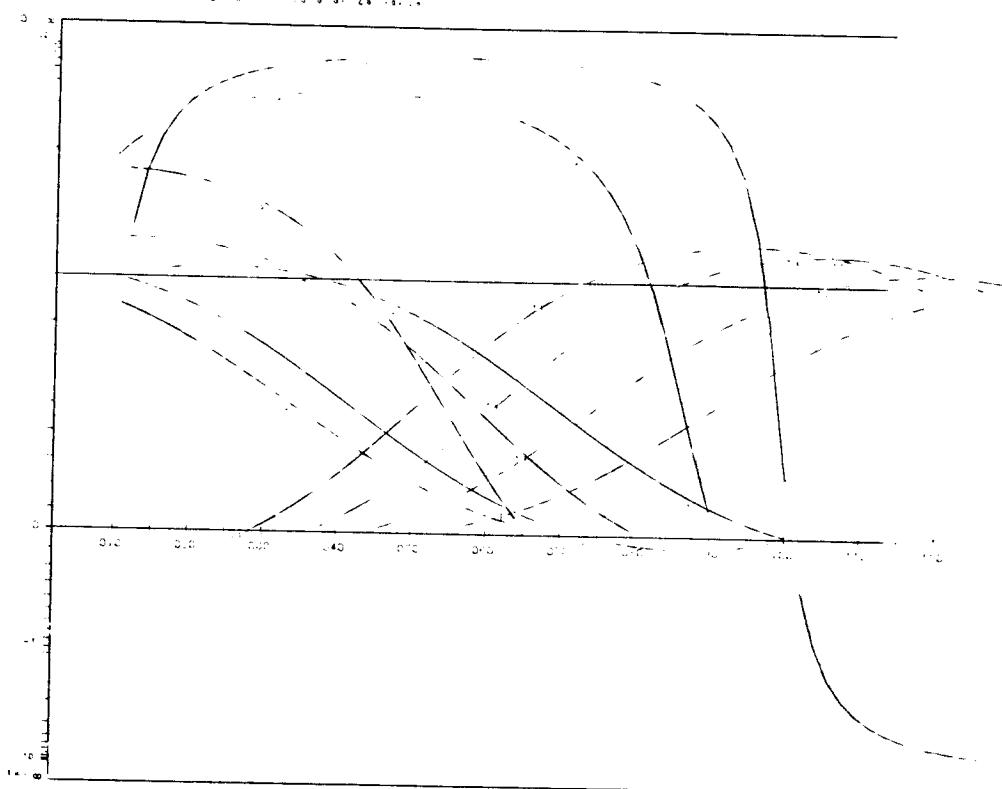
MÉTODO DE LOS FIEBROS RECTOS  
ESTACIÓN : PALOMARESA

**EDUCATION** • **TECHNOLOGY**



METODO DE LOS DIAGRAMAS SR

ESTACION: PALOMARES 4 / AGUA ABASTE  
SECCION ESTRUCTURAL: 0.000 - 0.200 m.



Geología Estructural  
Univ. de Zaragoza

## ESTACION: PALOMARES5

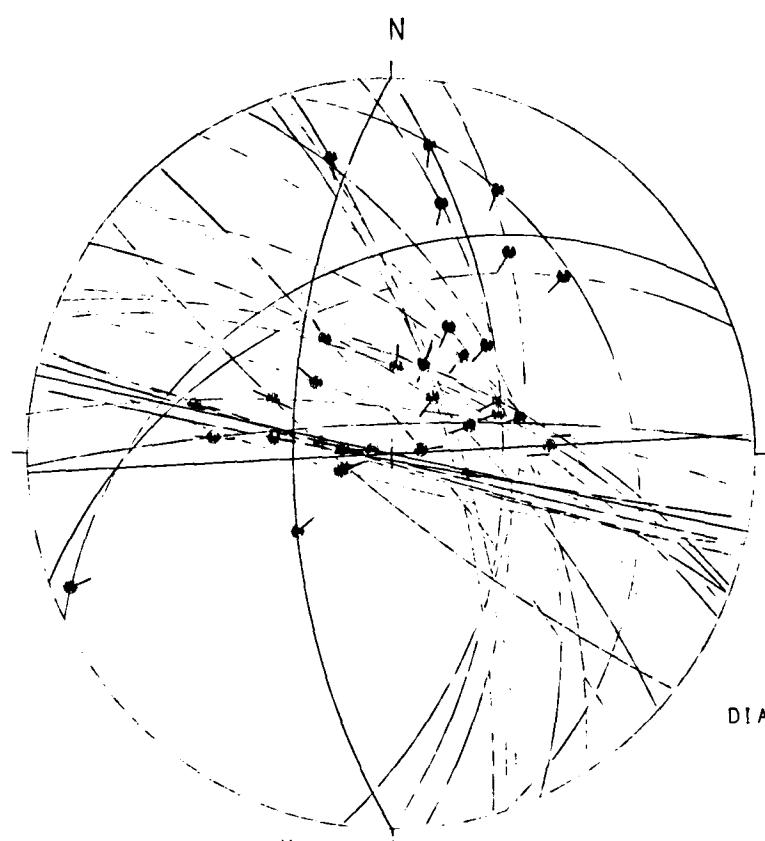


DIAGRAMA EN ROSA DE LOS VIENTOS  
DE DIRECCIONES DE FALLA

HOJA No.: 633

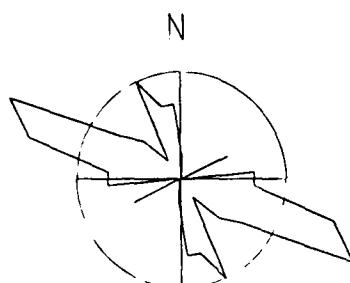
COORDENADAS UTM:  
30SWK383162

S<sub>o</sub>: 116//64N

EDAD/FACIES CREA  
NUMERO DE DATOS:38



PROYECCION  
DE POLOS



○: POLOS DE FALLAS SINESTRALES

•: POLOS DE FALLAS NORMALES

-: POLOS DE FALLAS DEXTRALES

-: POLOS DE FALLAS INVERSAS

RADIO DE LA CIRCUNFERENCIA=10%

# MÉTODO DE LOS DIEDROS RECTOS

## ESTACIÓN : PALOMARES

