

MUNIBE

Sociedad de Ciencias Naturales **ARANZADI**
 SAN SEBASTIAN
 Año XXV - Número 2-4 - 1973. Páginas 171 - 202

El Diapiro de Estella (1)

Por **REINHAR PFLUG**

1. PROLOGO

Las investigaciones micro-tectónicas nos han hecho posible esclarecer la tectónica interior y exterior del diapiro de Estella y lograr así una interpretación del origen de las rocas extrañas o exóticas que éste contiene. Gracias a ellas nos ha sido posible decidir si la masa del diapiro posee una tectónica interna propia o si existen relaciones con la tectónica de sus bordes.

Debemos al Profesor Dr. R. BRINKMANN, de Bonn, el estímulo y las muchas indicaciones que nos han servido para llevar a cabo este trabajo. Agradecemos desde aquí la cooperación que nos han prestado el Prof. Dr. R. HOEPPENER, el Dr. H. HÜTTNER, el Prof. Dr. O. RIBA y el Dr. P. HEMPEL. La realización de los trabajos de campo, debemos agradecerlos a la «Compañía de Investigaciones y Explotaciones Petrolíferas, S. A. (CIEPSA), de Madrid y a la empresa «Delimann Bergbau, GmbH», de Bentheim, de Alemania. El presente trabajo es la disertación doctoral expuesta ante la Universidad de Bonn (Alemania).

2. INTRODUCCION

La región investigada, que comprende el diapiro de Estella y su contorno inmediato, se halla en un espacio triangular formado entre las capitales de provincia Pamplona, Logroño y Vitoria y está situada, en el oeste de Navarra (Fig. 1).

Las publicaciones geológicas antiguas sobre esta región contienen solamente descripciones generales, en las que se exponen datos referentes a la estratigrafía. VERNEUIL, COLLOMB y TRIGER, (1859/60) al estudiar el contorno de Estella distinguen el cretácico, el numulítico y la molasa del Ebro, incluyendo en esta última el yeso del Keuper. La existencia del triásico con ofita se reconoce por CAREZ en 1910. En su mapa sinóptico de los alrededores de Estella, presenta de modo esquemático, el triásico, el cretácico, el eoceno medio y el oligoceno. MALLADA (1907) y PALACIOS (1919) señalan por primera vez la presencia de los terrenos cristalinos en el triásico de Estella. LAMARE (1934) reconoce el carácter diapírico del triásico. LOTZE (1938, 1955, 1957) sitúa el triásico de Estella en el Keuper y encuentra el cámbrico entre las rocas alóctonas contenidas en el diapiro. La hoja geológica Allo del mapa

(1) Este trabajo aparecido en *Beich. geol. Jb.* 66, 21-62. 1967, ha sido traducido del alemán por el Dr. J. Gómez de Llarena.

nacional a escala 1 : 50.000, debida a CINCUNEGUI, MENDIZABAL y VALLE (1943) contiene una descripción cartográfica de la mayor parte del diapiro, en la cual quedan definidos varios asomos de ofita y bloques de neis y de paleozoico. La explicación de la hoja contiene una amplia descripción retrospectiva de las observaciones de autores anteriores.

A partir de 1952 se inician las investigaciones en busca del petróleo. H. HÜTTNER y W. FRICKE estudian la estratigrafía y la tectónica del mesozoico para la asociación CIEPSA y Deilmann. A. ALMELA, E. DUPUY DE LÔME y O. RIBA investigan la estratigrafía y tectónica del terciario continental. G. J. BIJVANK analiza la composición paleontológica de los terrenos de la región. Los informes de todos estos geólogos han sido puestos amablemente a mi disposición por CIEPSA y Deilmann. Para la cartografía me han sido útiles las fotos aéreas. A escala 1 : 20.000 he delineado la vista general del diapiro y a escala 1 : 50.000 he delineado la tectónica interior del diapiro y la flexura de Ollogoyen. En sitios en donde no disponía de fotos aéreas me he servido de las hojas Eulate (139), Estella (140) y Allo (172) del mapa topográfico a escala 1 : 50.000.

La insuficiente calidad de las fotos aéreas no ha hecho posible su valoración fotogramétrica. En los mapas dibujados con ayuda de fotos aéreas, los datos de las escalas utilizadas deben considerarse como valores medios (desviaciones de lugares $\pm 3,5\%$; desviaciones angulares $\pm 5^\circ$). Las líneas de los cortes geológicos se han tomado del mapa topográfico.

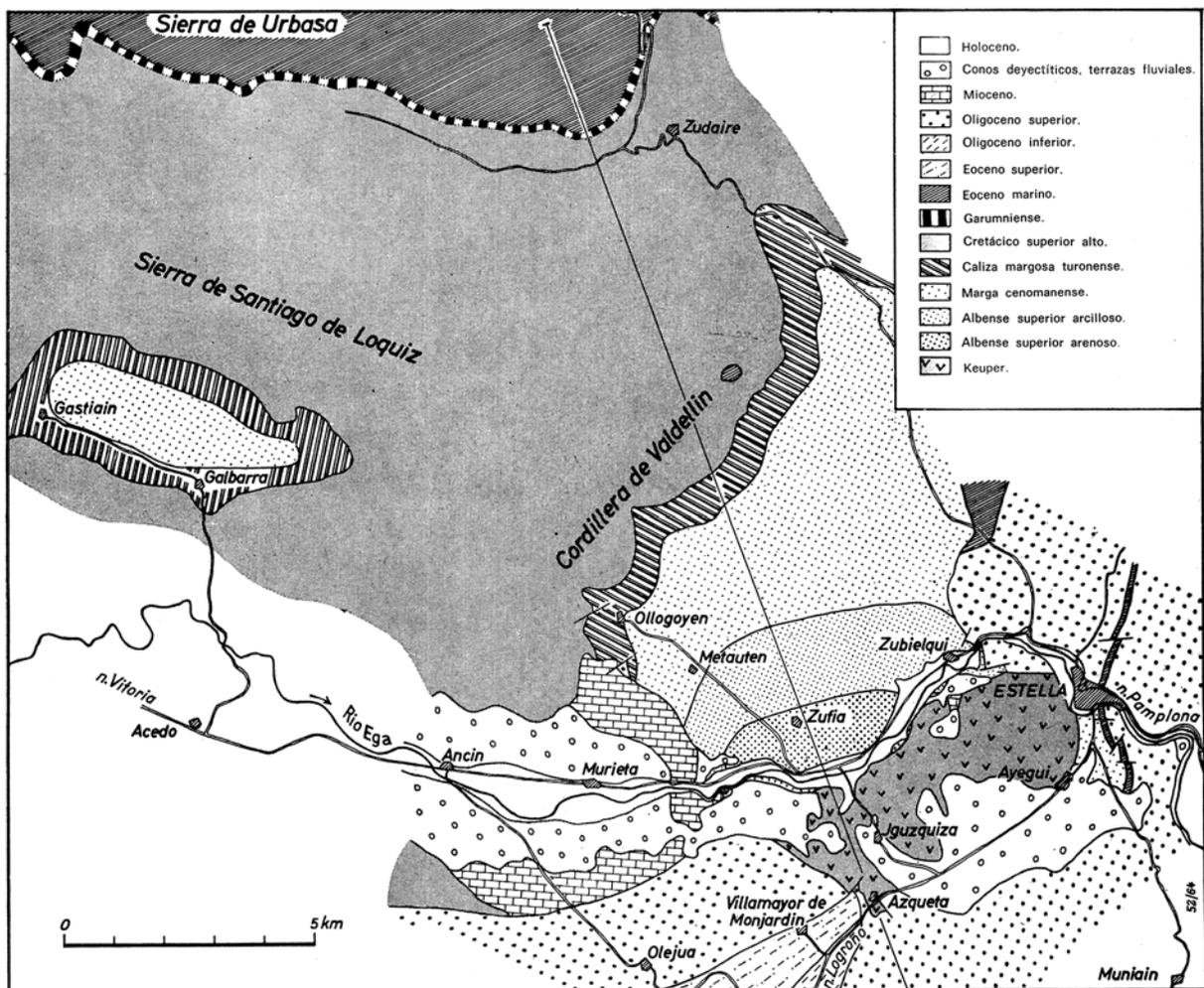


Figura 1.— Mapa geológico sinóptico del contorno del diapiro de Estella (simplificado) según un mapa inédito de HÜTTNER, RIBA y otros. El contorno inmediato completado según mis propias observaciones (véase fig. 18), el corte geológico.

3. ESTRATIGRAFIA

3.1. Keuper

El Keuper, que constituye el relleno del diapiro, se compone principalmente de yeso y brecha salífera, que incluye bloques grandes y pequeños de otras rocas, lo mismo del Keuper que del techo y del muro de esta última (véase el capítulo 3.2.).

3.1.1. BRECHA SALIFERA

Esta roca se halla constituida por una masa fundamental de yeso blanco-grisáceo a azul-gris que contiene una gran variedad de inclusiones. El grano de la masa varía, de macrocristalino a fino y compacto. Las inclusiones tienen, por término medio un diámetro inferior a los 5 cm. presentando en su volumen todas las variaciones, entre las bien redondeadas hasta las de contorno con aristas vivas. La acumulación de las inclusiones varía entre amplios límites. A trechos, la roca da la impresión de un conglomerado brechoideo, mientras que en otros sitios, se observan aisladas las inclusiones.

Según la frecuencia con que aparecen, establecemos la serie siguiente de componentes:

Yeso, con muchas variedades, fajeado y no fajeado, granudo y compacto, de colores diversos.

Arcillas pizarrosas, verdes, grises, rojas y de color violeta pálido.

Ofita, verde en general más o menos meteorizada.

Dolomita, gris a azul-grisáceo.

La brecha salífera muestra en algunos sitios una estratificación pero no se puede decidir si es de carácter tectónico o sedimentario. Domina la brecha salífera en masa que, sin embargo, podría haber adquirido esta constitución de modo secundario. En el fondo del diapiro debemos suponer la existencia de la sal común (fuentes salinas de Estella y Ayegui); la reducción de volumen por la lixiviación del material salino puede también haber destruido las estructuras primarias; lo mismo debe haber ocurrido por la remoción y recristalización a ella aneja, durante el ascenso del diapiro.

En los diapiros del contorno más alejado (Salinas de Oro, a 17 Km. al NE y de Maestu a 35 Km. al W. NW) predominan las margas y arcillas abigarradas del Keuper, que, en cambio, en Estella reducen su extensión respecto a la brecha salina. Varias observaciones nos hacen suponer que esta brecha salina se ha formado de modo sedimentario y no es, por tanto tectónica:

1. En las inclusiones pequeñas (hasta 5 cm. de diámetro) sólo se encuentra material de Keuper. Los bloques alóctonos o exóticos, abundantes en el substrato del Keuper, se presentan siempre aislados y son de dimensiones grandes. Deducimos así que una mezcla tectónica, la cual ha fragmentado la ofita y la dolomita en pequeños bloques, tendría que haber hecho lo mismo con los bloques alóctonos, que, en parte, son de material más blando.
2. El diferente grado de meteorización de las inclusiones ofíticas en el dominio de un afloramiento hace probable una remoción anterior a la formación de la brecha salífera.
3. Se encuentra una roca muy semejante a la brecha salina en donde las mismas pequeñas inclusiones hacen en una masa dolomítica. La roca aparece en bloques grandes, de hasta 15 m. de largo, lo que hace muy improbable el origen tectónico de esta brecha.

Las rocas miloníticas en las formaciones salinas constituyen un fenómeno bastante corriente (brechas salíferas, sales fragmentadas, bancos de brechas de anhidrita, bancos de brechas de arcillas salinas). Su origen se ha considerado lo mismo tectónico (por ejemplo NAUMANN 1913, LOTZE 1938, 1957 MAYRHOFER 1955) que también sedimentario o eodiagenético (p.e. EVERDING 1907, LOTZE 1934; RICHTER - BERNBURG 1955; SCHAUBERGER 1955).

Es indudable que tales rocas pueden formarse por distintos procesos que lleguen a dar resultados semejantes y que la atribución a una génesis determinada, sedimentaria o tectónica, varía de uno a otro caso.

3.1.2. DOLOMITA, ARCILLAS PIZARROSAS, OFITA

Son muy frecuentes los bloques dolomíticos de Keuper que llegan a tener hasta 10 metros de potencia y 150 de largo. En la cantera de yeso al E. de Arbeiza, en la pared Sur de la explotación, aparece cortado uno de estos bloques, que se halla en contacto con la roca encajante. De E. a W. tenemos el corte en posición subvertical:

2,00 m. yeso bandeado gris a gris-azulado

2,00 m. dolomita en bancos, de color azul oscuro

1,30 m. alternancia de delgadas bandas de dolomita (aproximadamente un cm. de grueso) con yeso

0,30 m. yeso bandeado gris

De las observaciones obtenidas en este y otros asomos, podremos deducir que la mayor parte de los bloques de dolomita pertenecen al Keuper. La formación de la dolomita de Keuper varía con frecuencia, incluso dentro del mismo bloque. Anotamos los distintos tipos de transición:

a) dolomita compacta, calcárea, azul oscura. Muy frecuentemente atravesada por poros con otra dolomita blanca, que motivan una meteorización característica, medio el más seguro para reconocer que se trata de dolomita del Keuper.

b) dolomita celular gris.

c) dolomita gris claro en placas con pseudomorfosis de cristales de sal.

d) dolomita en masa gris, sacaroidea.

La dolomita aparece, en general, en bancos, más raramente en masa.

Algunos bloques sueltos de arcilla pizarrosa roja blanda, es probable que pertenezcan también al Keuper; desde luego, no hemos observado una relación normal con otras rocas de Keuper.

Las ofitas (véanse en la Fig. 2 los yacimientos grandes) son rocas básicas verdes, que muestran todas las transiciones desde las macrocristalinas con grandes tablas de feldespato hasta las de grano fino y compactas (CINCUNEGUI, MENDIZABAL, VALLE, 1943). La presencia de la ofita, lo mismo como masas autónomas que como inclusiones en las brechas salíferas indica su ascensión durante el Keuper.

3.2. Inclusiones alóctonas en el Keuper del diapiro

Tanto en los niveles yacentes como en los niveles pendientes del Keuper es muy frecuente el material alóctono, constituido por magmatitas y metamorfitas (que aquí agrupamos bajo el nombre de rocas cristalinas), así como distintas clases de rocas sedimentarias.

Debido a la falta de fósiles determinables en las rocas sedimentarias sólo se ha podido determinar su posición a la escala estratigráfica de un modo aproximado por sus caracteres petrográficos. En el paleozoico se han situado las rocas metamórficas y poco metamórficas que, en general, no se conocen de las series secundarias. Las rocas mesozoicas se han comparado con las halladas en yacimientos del contorno, cercanos o lejanos del diapiro. En el mapa reticulado de la Fig. 2 están señalados estos yacimientos entre paréntesis.

CRISTALINO

Magmatitas

Granito (A o, C1) y una roca profunda gabroide (Co) en cantos sueltos.

Metamorfitas

1. Neis
Neis con pizarra micácea (bloques Bk, De, de 150 m. de largo según CINCUNEGUI, MENDIZABAL, Valle, 1943).
2. Pizarra clorítica
Pizarra clorítica en hojas verde pálido a verde oscuro (cantos sueltos Ba, Bo, Mc).
3. Cuarcita
Roca con fuerte dinamometamorfismo, constituida por una masa clorítica en la que aparecen inclusiones lenticulares cizalladas y capas de cuarcita. (Bloques Eg, Ek; cantos sueltos Ba, Bo, Mc).

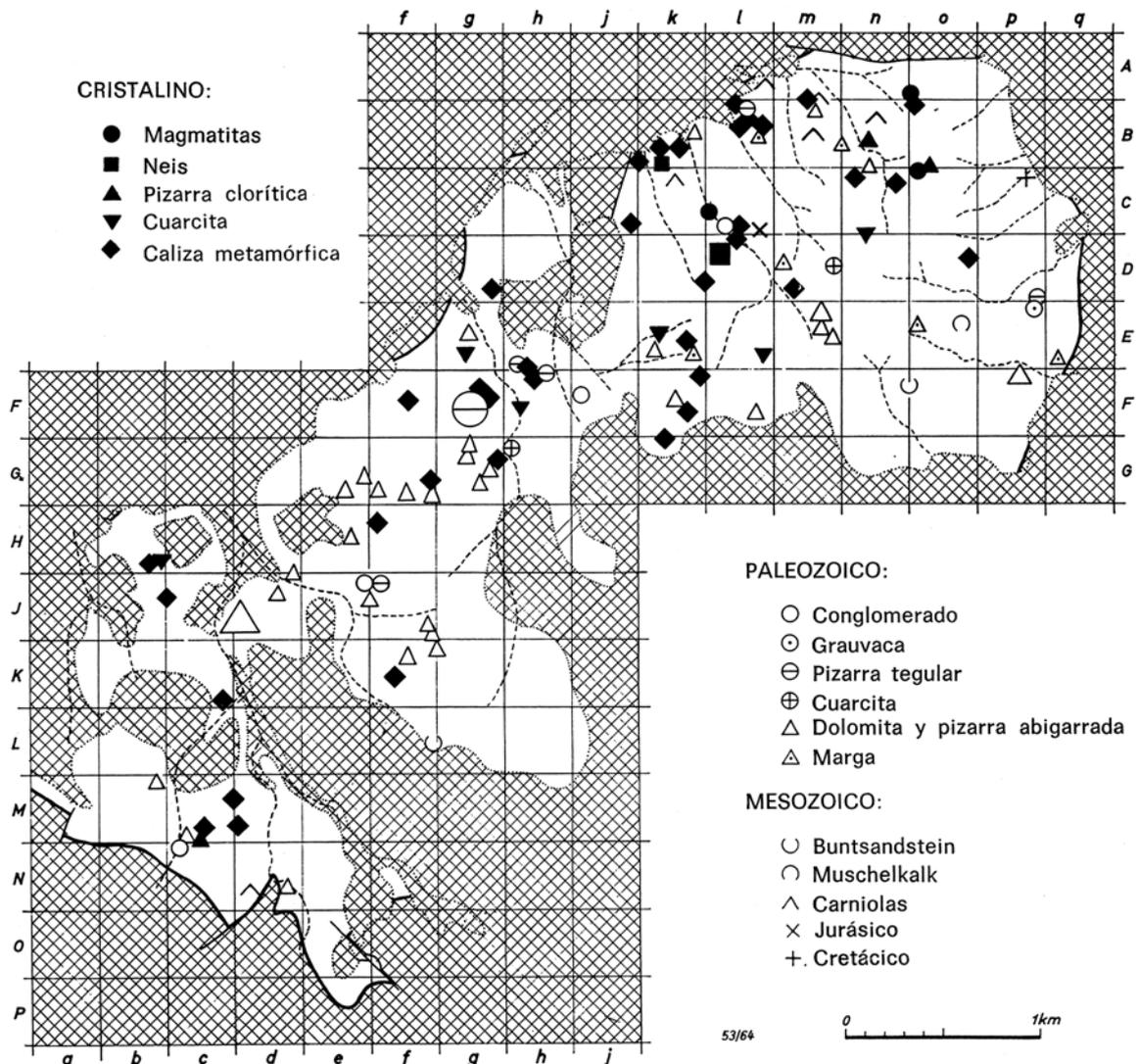


Figura 2.—Distribución de las rocas alóctonas en el diapiro. Keuper en blanco. Arroyos y valles secos: rayado. Arriba, a la izquierda:

4. Caliza metamórfica
Mármoles manchados con sulfuros y grandes agregados de actinota, probablemente de metamorfismo de contacto, 3 yacimientos (bloques grandes Dg, Fk, Kc Mc).

PALEOZOICO

1. Conglomerado
Conglomerado gris con cantos rodados de cuarzo lechoso y pizarras silíceas oscuras (cantos sueltos Fj, Nc).
Arenisca gruesa gris-pardo con cantos de cuarzo y, en parte con fragmentos, unos esquinados, otros rodados, de espato calizo, posiblemente de origen orgánico (cantos sueltos Cl).
2. Grauvacas
Grauvacas pardo-grisáceas, de grano fino, otras compactas (Bloques Ep, cantos sueltos Je).
3. Pizarra tegular
Pizarra pardo-gris y pizarra calcárea (Bloques Fg 150 X 80 m.. Bl; cantos sueltos Jf, Eh, Dp).
4. Cuarcita
Cuarcita gris claro (Bloque Dm; cantos sueltos Gh).
5. Dolomita y pizarra arcillosa
Dolomita gris, varias veces parece ligada a pizarra arcillosa abigarrada (p.e. Jd, Je, Gf). Las dolomitas se hallan en bancos, sacaroideas a compactas, a trechos densamente cruzadas por vetas filonianas de dolomita espática blanca.
En tres sitios aparecen menas de mineral metasomático de hierro y manganeso y filones de cuarzo (Ek, Em). La dolomita y la pizarra arcillosa aparecen en 31 sitios, en parte juntas, en para aisladas. Entre éstas se encuentra la mayor inclusión del diapiro (Jd 250 m. de largo). Las rocas se parecen a la dolomita de Ribota y a las capas abigarradas del Jalón, del cámbrico del corte geológico de Lotze (1929). El cámbrico del diapiro de Estella está citado por Lotze (1938).
6. Margas
Margas dolomíticas verde pálido y azul pálido con diaclasas mineralizadas por el oligisto (bloques Bl, Bm, Dm, Eo; cantos sueltos Ek).

MESOZOICO

- a) Buntsandstein
Conglomerado violeta oscuro con cantos rodados de cuarzo, cuarcita, pizarra silícea y grauvaca, semejante al conglomerado basal del Buntsandstein (Bloque Eo).
- b) Muschelkalk
Caliza dura, compacta, de color azul-gris a azul claro, en bancos, algo bituminosa (bloques Fn, Zf). Idéntica a las del muschelkalk de Maestu (CINCUNEGUI, MENDIZABAL, VALLE 1943).
- c) Carniolas
Dolomita celular en masa, amarillo-grisácea, que se diferencia de la dolomita celular del Keuper por el tono amarillo pardo y su asomo en masas unidas entre sí (Bloques Am, Bm, Bn, ck, Nd).
- d) Jurásico
Caliza dolomítica azul-gris, colítica, con bivalvos indeterminables (Bloque Cl). Probablemente jurásico. Las calizas oolíticas faltan en el Muschelkalk, Keuper, Carniolas y Cretácico.
- e) Cretácico
Arenisca caliza pardo-gris del albiense superior arenoso con orbitolinas (Bloque Cp) .

3.3. Cretácico

En el flanco NW del diapiro aflora el albense superior como el cretácico más profundo que se presenta al exterior. En un amplio círculo está rodeado por pisos más recientes de esta misma serie cretácica. No se ha investigado aún su estratigrafía en detalle. Según W. Fricke y H. Hüttner (informe sin publicar de la CIEPSA), esta serie muestra los siguientes tramos:

- 20 - 30 m. arenas del garumniense
- 1.000 - 1.500 m. caliza del cretácico superior
- 400 m. Calizas del turonense
- 1.000 m. margas cenomanenses
- 900 m. albense superior arcilloso
- 700 m. albense superior arenoso

El albense superior arenoso constituye las alturas montañosas, cubiertas de arbolado, al S. de Zufia. La parte principal está constituida por areniscas calcáreas oscuras, tenaces, ricas en mica, con intercalaciones de geodas de arcillitas ferruginosas, restos vegetales carbonizados y a trechos, orbitolinas en masa. Se destacan en el terreno las rizaduras debidas a las intercalaciones de bancos de arenisca cuarcítica, que llegan a tener una potencia de 20 metros. En ella predomina la arena fina y contienen intercalaciones lenticulares de pequeños cantos rodados de cuarzo.

El albense superior arcilloso se desarrolla paulatinamente del tramo inferior. Al disminuir la arena, aparecen en su lugar arcillitas y limolitas gris-verdosas, que constituyen bancos delgados de areniscas y de geodas arcillo-ferruginosas, así como bancos aislados de calizas arenosas, ricos en fósiles. La mica, en cambio, se reduce en cantidad.

Al seguir disminuyendo el componente macroclástico, el albense superior pasa al cenomanense, el cual está compuesto por margas blandas, de color azul oscuro. Las geodas desaparecen. En la parte superior se acumulan las orbitolinas grandes en delgados bancos calizos.

El turonense comienza con una pequeña cuesta que se alza sobre el relieve suavemente ondulado del albense superior y del cenomanense. En este tramo aumenta la cantidad de cal, lo que da lugar a la formación de margas y calizas margosas compactas. Estas últimas constituyen bancos, en general, de 10 a 50 cm. de potencia pero algunos llegan hasta 10 metros de espesor.

Hacia arriba las calizas se hacen más frecuentes y se enlazan con las de mayor potencia del cretácico superior, que forman los bordes bien visibles del relieve montañoso (Cordillera de Valdellín, Sierra de Santiago de Loquiz, Fig. 1).

Las partes superiores del corte del cretácico que aquí describimos quedan fuera de nuestro campo de estudio.

3.4. Terciario

El terciario del sector por nosotros investigado se compone como sigue:

- más de 300 m. de mioceno
- más de 1.000 m. de oligoceno superior
- unos 2.200 m. de oligoceno inferior continental
- unos 1.500 m. de eoceno superior
- unos 50 metros de eoceno medio marino

Las cifras de los espesores del eoceno superior y del oligoceno inferior nos las comunica amablemente O. RIBA.

Estratigráficamente, sólo es seguro el eoceno medio; los demás tramos no contienen fósiles. Paleogeográficamente, el eoceno medio pertenece a la fosa subpirenaica, en tanto que las series continentales se depositaron en la región marginal norte de la cuenca del Ebro.

3.4.1. EOCENO MEDIO

En el túnel de la carretera al sur de Estella se reconoce el siguiente corte geológico:

Eoceno medio (50 m.)	Caliza de litotamnios, de color claro, escasamente arenosa. Caliza numulítica en masa, de color claro. Conglomerado basal con cantos de caliza de orbitolinas.
-------------------------	--

CENOMANENSE

Hacia el Sur, el eoceno medio pasa a una facies de arena de playa con pequeños horizontes de cantos rodados. Al mismo tiempo, los nummulites, que al Norte de Estella pueden llegar a ser de 3 cm. de diámetro, escasean y se reducen de tamaño. En las partes fuertemente arenosas, desaparecen por completo. Las calizas forman una destacada cornisa en el terreno, que hacia el Sur se allana, al aumentar el componente arenoso.

3.4.2. TERCIARIO CONTINENTAL

La base del eoceno superior no aflora. Este tramo de color rojo consiste en una notable alternancia, de areniscas de grano fino, limolitas y arcillitas. Cerca de la base contiene grandes lentejones de yeso oscuro, en masas intercaladas en los estratos de la serie alternante. Al oeste de Villamayor de Monjardín, los bancos de arenisca forman costillares en la superficie del terreno.

El cambio de color rojo intenso del terreno por otro amarillo, rojo pálido y verde pálido define el límite con el oligoceno inferior. Este tramo tiene una constitución semejante al anterior: es azoico, con alternancia de areniscas, limolitas y arcillitas a las que se suman las margas y el yeso estratificado. En la zona de estudio, sólo afloran 600 metros de sedimentos.

El rápido cambio facial de los materiales, en donde ahora predominan los elementos macroclásticos, coincide con un talud en el terreno y define así el oligoceno superior. En la base, próximas al diapiro y en el flanco SW del anticlinal de Monte Jurra aparecen potentes acumulaciones de conglomerado de cantos esquinados en el cual se intercalan areniscas y limolitas. En el conglomerado predominan los cantos rodados de calizas del cretácico superior. Muy aislados, aparecen también los de ofitas. A medida que se alejan del diapiro desaparecen casi del todo los conglomerados y, facialmente quedan sustituidos por areniscas, limolitas y arcillitas con intercalaciones de yesos y margas. Los conglomerados forman las mayores altitudes de nuestra región estudiada (Monte Jurra 1.045 m., Monjardín 800 m.).

Al W. del diapiro, en la proximidad de Murieta se encuentran depósitos de agua dulce, que debemos suponer miocenos. Al Sur del Ega, a un conglomerado basal de pocos metros siguen areniscas amarillentas y limolitas de color rojo pálido, que poco a poco pasan a ser margas claras y, por último, a calizas de agua dulce grises. Las margas y calizas contienen gasterópodos, mal conservados. Al Norte del Ega siguen las calizas, que forman una cornisa en el terreno y descansan directamente sobre una brecha basal potente. Al Sur de Arbeiza en una falla directa se ha conservado un resto de mioceno. Aquí las calizas potámicas contienen arena y escasos gasterópodos.

3.5. Cuaternario

Al pie norte del macizo de conglomerado de Monte Jurra y Monjardín se extienden potentes conos de deyección, que ocultan las partes Sur y Oeste del diapiro. Las fuentes de Irache alcanzan el cretácico a 10 metros de profundidad. Al W. de este sitio no se han perforado los detritos.

El curso del Ega va acompañado por terrazas, que no hemos estudiado en detalle. A trechas, las gravas forman bancos de conglomerado. Al SW de Arbeiza, las gravas alcanzan un espesor grande.

4. EL DIAPIRO Y SU TECTONICA INTERNA

4.1.

(Véanse tabla 2 y Fig. 15)

Partiendo de Estella, describiremos el curso y formación de las superficies de contacto del Este por el Sur hacia el Oeste en el diapiro.

Entre Estella y Ayegui, la superficie de contacto es una falla directa, que buza de 40° a 70°. La roca contigua está volcada al borde pero a pocos metros del contacto queda en posición normal. Entre Ayegui y Azqueta, el contacto está cubierto por escombros cuaternarios. En Azqueta, según se ve en la figura 19 corte III, una lengua plana de Keuper está comprimida entre los estratos del oligoceno. Al principio, en límite entre oligoceno y Keuper, al SW de la línea Labeaga - Azqueta, el oligoceno superior ha debido reposar sobre el Keuper pero luego se ha borrado este contacto, suprimiendo la discordancia y convirtiéndola en superficie de movimiento. El levantamiento oscila entre unas pocas decenas y cerca de 100 metros.

Más adelante, el contacto dobla hacia el W y desaparece bajo el escombros. A 1,5 Km. al W. NW de Labeaga, el contacto está formado por el mioceno, que yace discordante. A su vez, este mioceno está plegado y en posición vertical. La dobladura hacia el E. se encuentra bajo la vega del Ega.

A 1 Km. al NE. de Labeaga, el contacto aparece como una falla normal, con un buzamiento de 80°, sobre el albense superior arenoso. Más adelante, hacia el E., el contacto se encuentra con una falla inversa. Esto se deduce de la posición que tiene una dolina grande, a 1 Km. al E. de la bifurcación de la carretera de Igúzquiza. La dolina o caldera tiene unos 100 m. de diámetro y se encuentra exactamente en la continuación del rumbo del contacto antes descrito (tabla 2). El origen de esta dolina sólo tiene su explicación si se supone que el yeso del Keuper forma directamente su fondo. Desde luego, no puede tratarse, por tanto, de una falla directa. Al SW. y E. de Arbeiza, el borde del diapiro se ve claramente que es una falla inversa vertical o subvertical.

1 Km. al E. de Arbeiza, el contacto está cortado por una falla inversa más reciente y hasta Estella ya no vuelve a aparecer.

En la superficie de contacto del diapiro con los terrenos que lo rodean, la dirección o rumbo es, en general, paralela a este contacto. Una excepción se encuentra en el espacio entre Arbeiza y el extremo W. del diapiro, en donde las capas cretácicas están perpendiculares o formando ángulo agudo respecto al contacto y no se adaptan a ella paralelamente hasta quedar muy cerca del diapiro.

4.2. Ordenación de las inclusionales planas de rocas de gran tamaño

Distribuidas por todo el cuerpo del diapiro se encuentran inclusiones de material duro del Keuper y de rocas alóctonas. Con el fin de valorarlas, hemos limitado las mediciones a la parte NE. del diapiro, el único sitio que ofrece afloramientos adecuados para tal fin, en donde, además, se pueden investigar las relaciones entre ellos y el contacto. Hemos medido todas las inclusiones planas de más de 1 metro de longitud, que muestran un rumbo longitudinal.

Los valores, que se encuentran en el diagrama sinóptico de la Fig. 3, no muestran ninguna dirección dominante. La acumulación máxima en 2,5% de los polos forma el 1% de la superficie. Las máximas se encuentran sobre todo en la periferia del diagrama e indican un eje levantado.

La distribución de las superficies planas de los bloques (Fig. 4) se deduce de las curvas de rumbo o dirección (Fig. 5). Esta última figura da una idea de la estructura interna del diapiro. En la proximidad del contacto, sobre todo en la falla directa del SE., los bloques están paralelos al contacto. Una excepción la forma el espacio medio del contacto nórdico, donde apa-

recen algunos plegamientos, que yo quisiera interpretar como fenómenos de corriente orientada hacia el interior del diapiro. Según esta hipótesis el Keuper habría ascendido en la falla inversa norte abriéndose paso desde allí con un rumbo sur. En el interior del diapiro no se puede reconocer rumbo alguno.

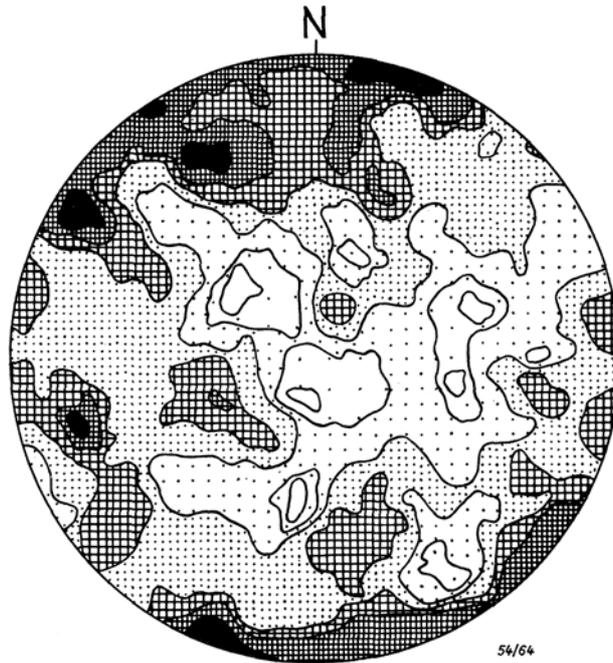


Figura 3.—Diagrama sintético de las inclusiones planas grandes en la parte NE del diapiro. 441 bloques. 0,5 - 1 - 1,5 - 2 - 2,5; > 2,5%.

4.3. Halos de estiramiento en inclusiones pequeñas

En las brechas salíferas con inclusiones pequeñas (hasta 5 cm. de diámetro) aparecen aureolas o halos de estiramiento, que prestan a la roca una lineación más o menos clara (tabla I, Fig. 2). Como el yeso experimenta un cambio plástico bajo una pequeña presión, que en cambio, no deforma todavía las inclusiones, se produce un estiramiento de la masa yesosa, formándose estas aureolas o halos. El estiramiento se forma a uno y otro lado de la inclusión rígida, llenándose aquéllas de yeso fibroso; las fibras yacen en la dirección del estiramiento. De este modo, en la inclusión se forma un cuerpo fusiforme, simétrico, con un eje longitudinal medible y una estructura interior lineal.

Los halos o aureolas de estiramiento son conocidos desde hace muchos años (RENARD 1883), pero hasta ahora se describían, predominantemente, de las pizarras de magnetita y de pirita (BECKE 1904; HEIM 1921; FISCHER 1926; MÜGGE 1928, 1930; KNOPF 1929; PABST 1931; FAIRBAIRN 1950). HEIM 1921, cita halos de estiramiento alrededor de restos fósiles en calizas y PETRASCHECK (1947) los señala en la brecha salífera de los Alpes. Hasta ahora no se han hecho trabajos estadísticos y regionales sobre los halos de estiramiento.

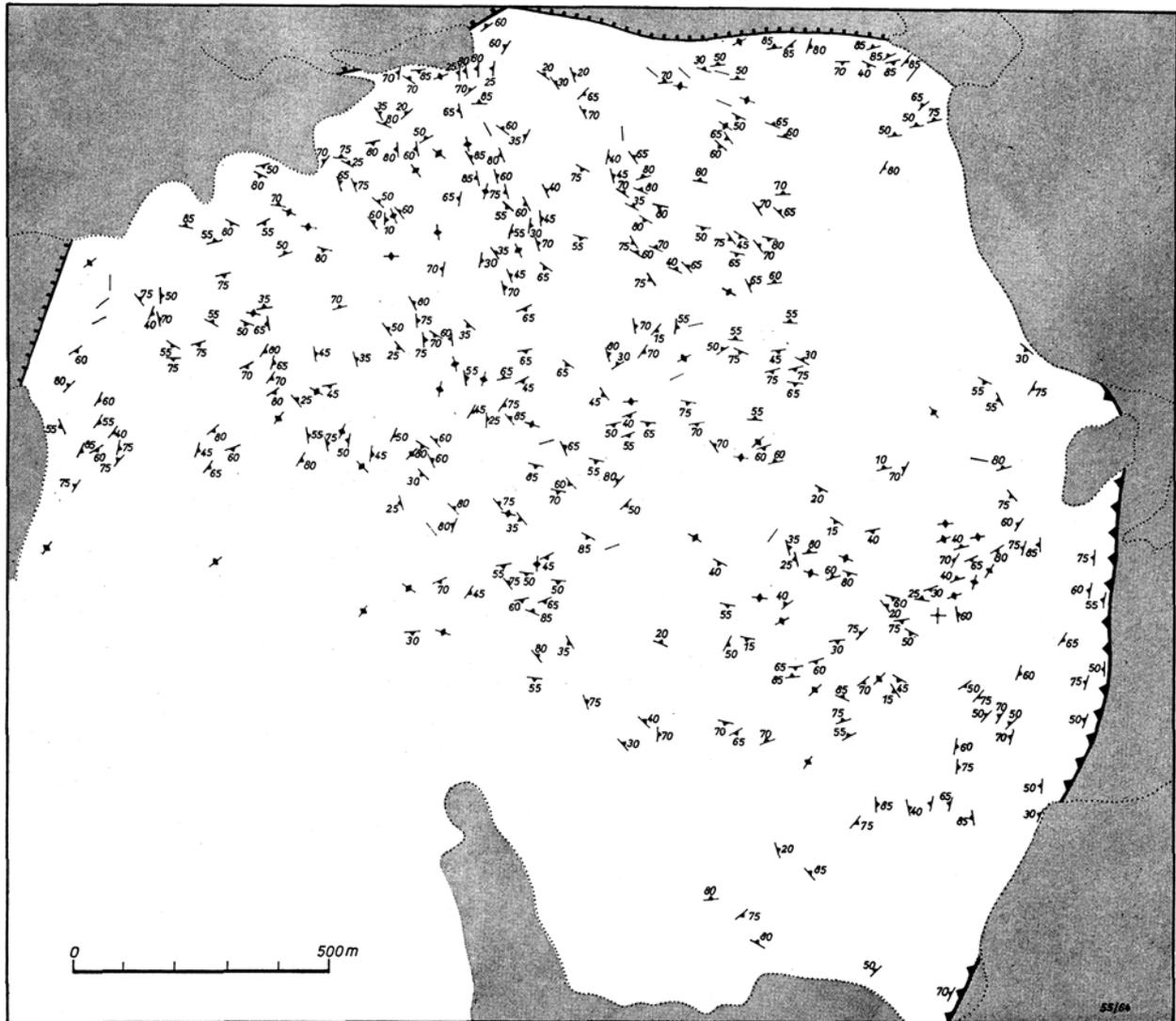


Figura 4.—Distribución de las macroinclusiones planas en la parte NE del diapiro.

La medición del eje longitudinal (Fig. 6) de unos 50 halos de estiramiento en cuatro afloramientos grandes dio en todos los casos una neta lineación con escasas dispersiones (máximas con más del 30% de los puntos de perforación en un 1% de las superficies; desviaciones de los valores extremos respecto al máximo, 20° a lo sumo. Esto sólo permitió estudiar afloramientos que contenían escasa cantidad medible de halos de estiramiento.

El grado de estiramiento S , se determinó tres veces cuantitativamente, según la fórmula de la Fig. 7.

La fórmula da el grado de estiramiento referido a un estado original sin deformación alguna $S_0 = 1$. En un diagrama con b como abscisa y $(a - c)$ como ordenada (Fig. 8), los valores se dispersan en torno a una recta: esto es, la longitud $(a - c)$ del halo que se encuentra en un afloramiento es directamente proporcional al diámetro b de la inclusión correspondiente (Fig. 9).



Figura 5.—Curvas de los rumbos de las macroinclusiones planas en la parte NE del diapiro.

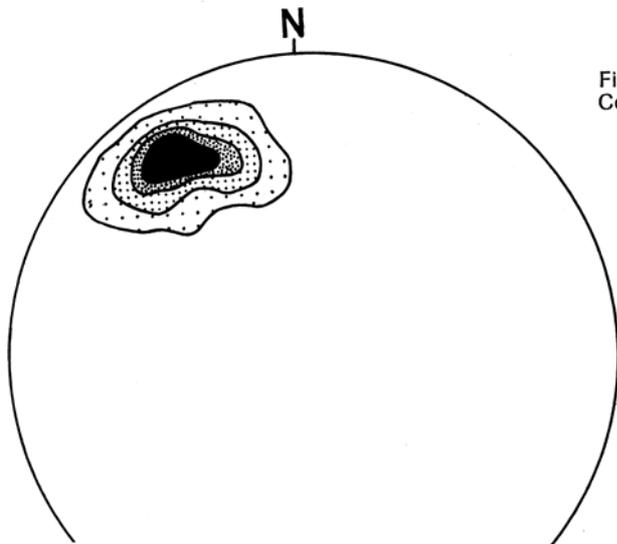


Figura 6.—50 ejes longitudinales de halos de estiramiento. Contacto del diapiro en la rilla del río Ega en Estella

0 - 10 - 20 - 30; > 30 %.

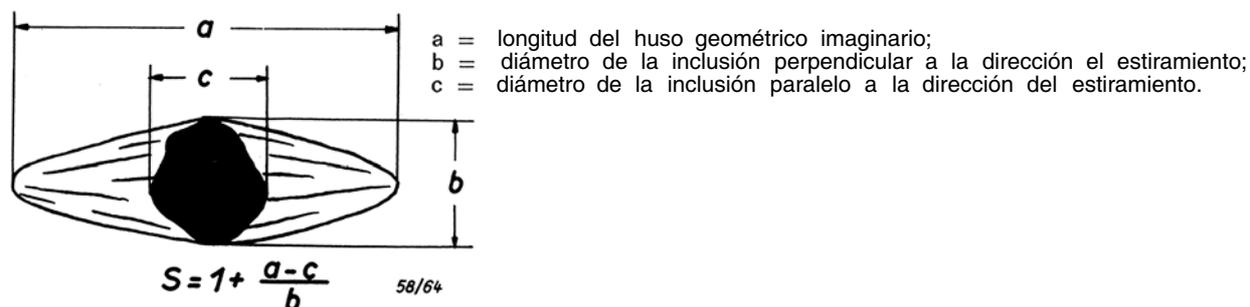


Figura 7.—Determinación del grado de estiramiento S mediante la evaluación de los halos de estiramiento.

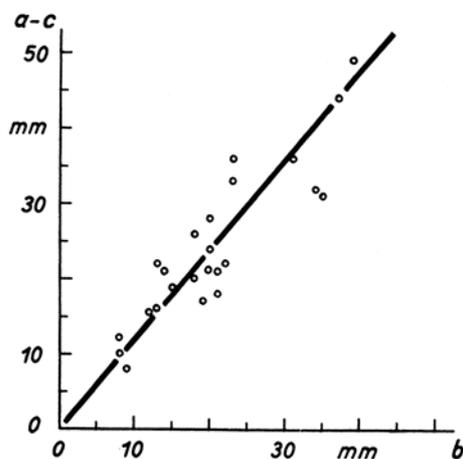
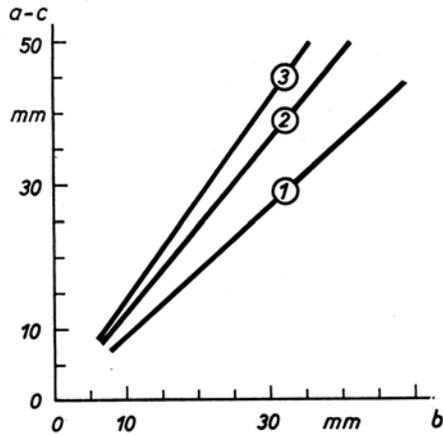


Figura 8. La longitud ($a-c$) del halo de estiramiento depende del diámetro b de la inclusión perpendicular a la dirección del estiramiento. 24 valores. Yesera al NE de Ayegui.

El valor medio del estiramiento S , (Fig. 9) da una medida mínima del estiramiento de la roca. La dispersión de los valores se debe, en parte, a las diferencias primitivas del movimiento en el diapiro y, en parte, a las dificultades de la medida de b . No se ha visto que haya una relación entre el grado de estiramiento y la constitución de la materia que forma la inclusión. Los valores de las arcillas pizarrosas blandas dan un valor medio idéntico al que poseen las inclusiones de dolomita y ofita; es decir, las inclusiones no fueron deformadas.

En la parte NE. del diapiro hemos investigado la distribución regional de los halos de estiramiento (Fig. 10) y hemos dibujado, lo mismo que en las inclusiones, un mapa de curvas de rumbo (Fig. 11). Los valores señalados en el mapa son siempre la media de los obtenidos de 5 a 10 mediciones. La frecuencia de los halos de estiramiento decrece de fuera adentro. El grado de estiramiento más intenso se encuentra en la proximidad de la falla directa marginal SE. En el interior del diapiro es menor y en el centro hay un espacio en el cual son raros los halos y muy pequeños sus grados de estiramiento. Hacia el N. vuelve a crecer el estiramiento pero no alcanza tampoco el mismo grado que en el borde SE. Mientras que los halos de estiramiento en la parte SE. están en una ancha zona paralelos al contacto, por el contrario en la parte nórdica forman un ángulo agudo y, en parte son perpendiculares al contacto. Del hecho



Nr.	S_m	Extremwerte	
1	1,9	2,1	1,7
2	2,2	2,7	1,9
3	2,4	2,8	1,9

60/64

- Núm. 1. Yesera al oeste de Ayegui, 8 valores.
- Núm. 2. Yesera al norte de Ayegui 24 valores.
- Núm. 3. Contacto del diapiro en la orilla del río Ega, Estella, 8 valores.

Figura 9.—Grado medio de estiramiento S obtenido para tres afloramientos y amplitud de oscilación de las mediciones efectuadas.
Extremwerte = valores extremos.

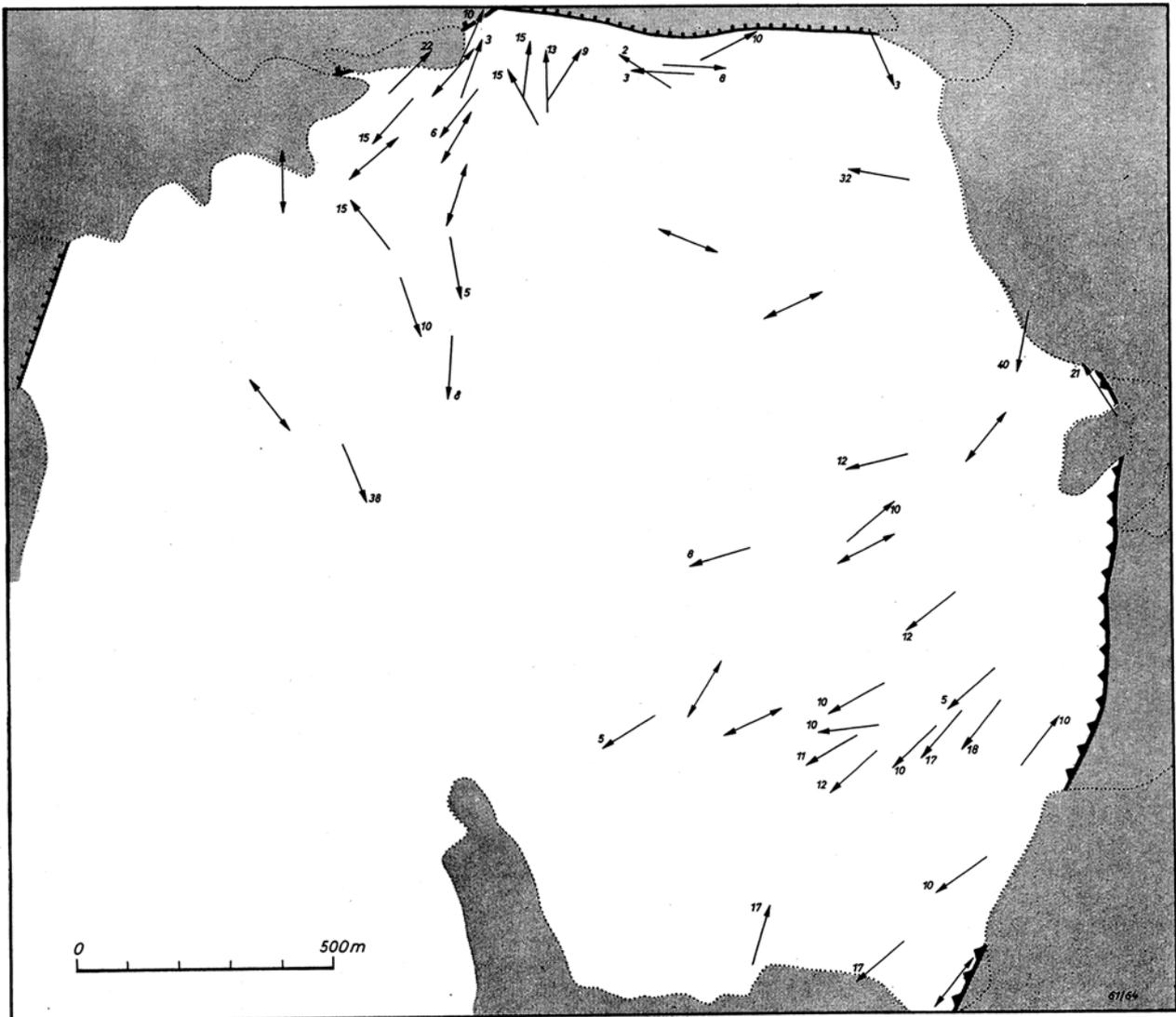


Figura 10.—Distribución de los halos de estiramiento en la parte noroeste del diapiro.

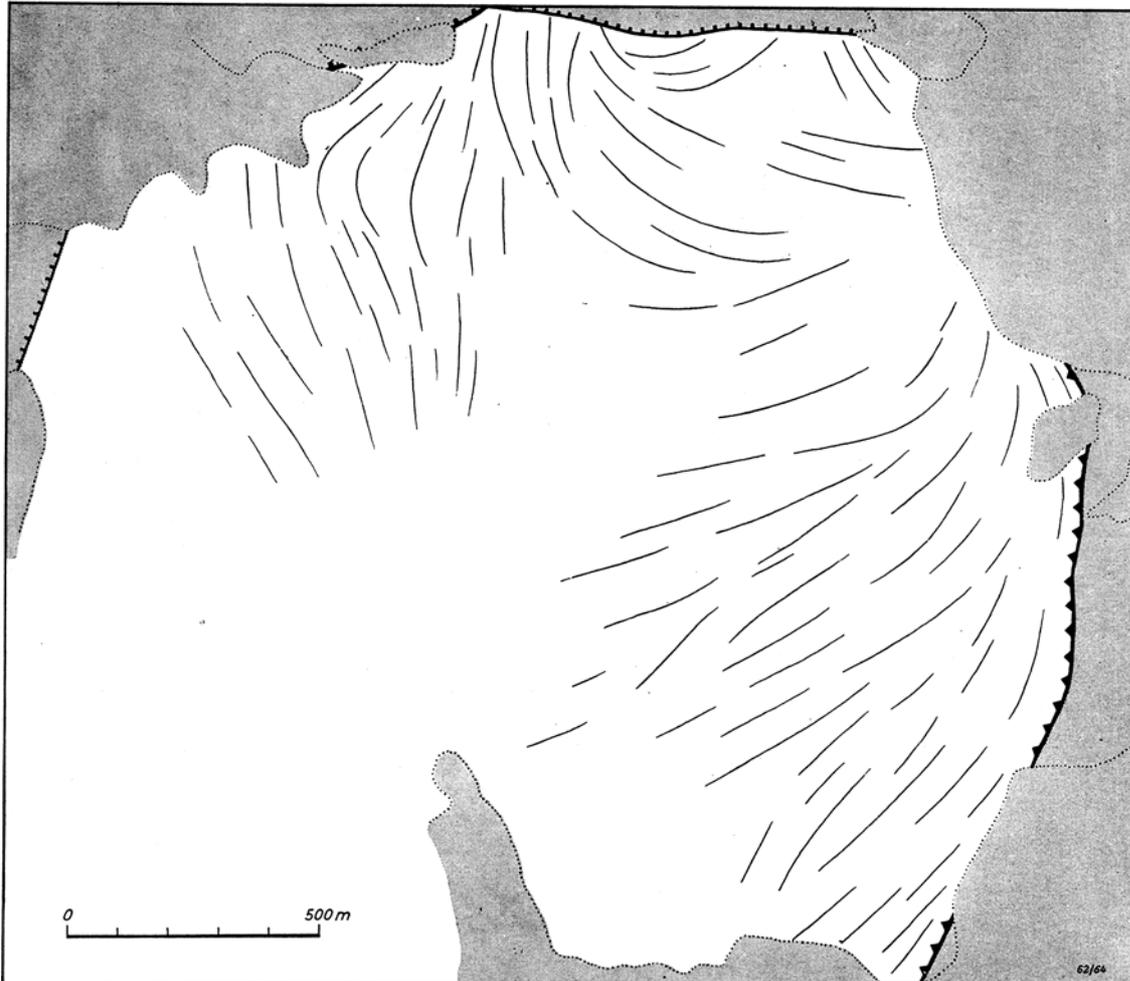


Figura 11.—Curvas de rumbo de los halos de estiramiento en la parte noroeste del diapiro.

de que los ejes de los halos de estiramiento sean tendidos, deduciremos el predominio general del relleno del diapiro en el sentido horizontal. La aportación de materia procedente del interior debió haber venido probablemente del N., lo que parece también estar indicado por las curvas de rumbo de las inclusiones grandes (Fig. 5). El Keuper se ha extendido hacia el S., formando un frente semicircular y comprimiéndose contra el borde. La expansión horizontal del diapiro en su borde SE. se revela en la forma ventruda de la superficie de contacto y en la lengua plana del Keuper en Azqueta.

Las curvas de los rumbos de los halos de estiramiento cortan las curvas de rumbo de las macroinclusiones (Figs. 5 y 11), excepto en el dominio del corrimiento marginal SE. y en el de la intrusión en la parte N.

Cabe preguntarse si tanto la existencia como la orientación de las inclusiones grandes están influidas por el estiramiento. La rotación interna $\alpha - \beta$ en la deformación plana de una figura inactiva mecánicamente (Fig. 12) se calcula por la relación $\text{tang. } \beta = \frac{\text{tang. } \alpha}{S^2}$

- α = ángulo entre la dirección o rumbo del estiramiento y la posición inicial de la figura.
 β = ángulo entre el rumbo del estiramiento y la posición de la figura después del estiramiento.
 S = grado del estiramiento.

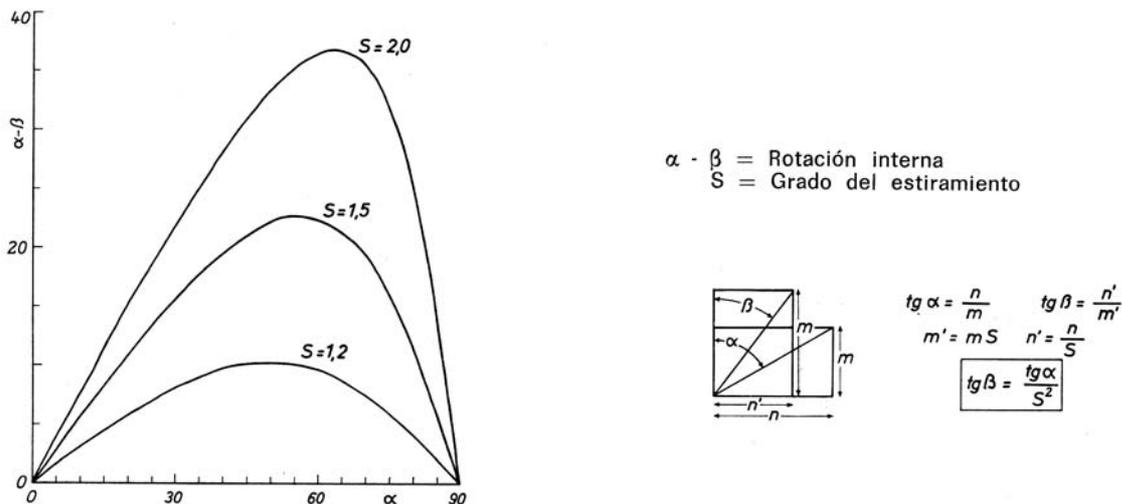


Figura 12.—Rotación interna de una figura hipotética, mecánicamente ineficaz en una deformación plana de estiramiento y con diferentes grados de estiramiento.
 Abscisas: ángulo entre la dirección del estiramiento y la posición de partida de la figura.
 Ordenadas: rotación interna de la figura hipotética.

Para el ángulo $\alpha = 0 - 90^\circ$, hemos dibujado la figura 12, en donde está descrita gráficamente la rotación interna en distintos grados de estiramiento ($S = 1, 2; 1,5; 2,0$) con un grado de estiramiento $S = 1,5$, valor que no se alcanza en el interior del diapiro; la rotación interna máxima es de $16,5^\circ$. La rotación interna de las inclusiones puede ser solamente \leq respecto a la rotación interna de las curvas correspondientes. Las curvas de rumbo de las inclusiones, se deduce de aquí que, en esencia, apenas se han modificado por la deformación debida al estiramiento.

En la proximidad al borde del diapiro, los datos obtenidos varían en grado más elevado. Aquí el grado del estiramiento sube hasta 2,0. La rotación interna máxima llega a $36,5^\circ$, es decir que la ordenación antigua se adapta mucho a la nueva dirección. Debe tenerse en cuenta, no obstante, que en una distribución estadística original de las inclusiones, un 15% de ellas, debe desviarse por lo menos 45° del rumbo de los halos de estiramiento (Fig. 22). Sin embargo la dispersión en el borde del diapiro no es tan grande; las curvas de rumbo de las inclusiones y de los halos de estiramiento coinciden. De aquí que debamos suponer que las inclusiones ya estaban ordenadas de modo semejante al que ahora tienen, antes de la deformación debida al estiramiento.

4.4. Ordenación de las inclusiones pequeñas con eje largo.

La ordenación de las inclusiones pequeñas con eje largo (Fi. 13) solamente la podemos ver en una cornisa excavada por el río Ega, en donde las inclusiones del yeso han quedado exentas o sueltas. Los ejes largos de las inclusiones pequeñas yacen horizontales y paralelas al contacto. Su máximo coincide aproximadamente con el máximo de los halos de estiramiento.

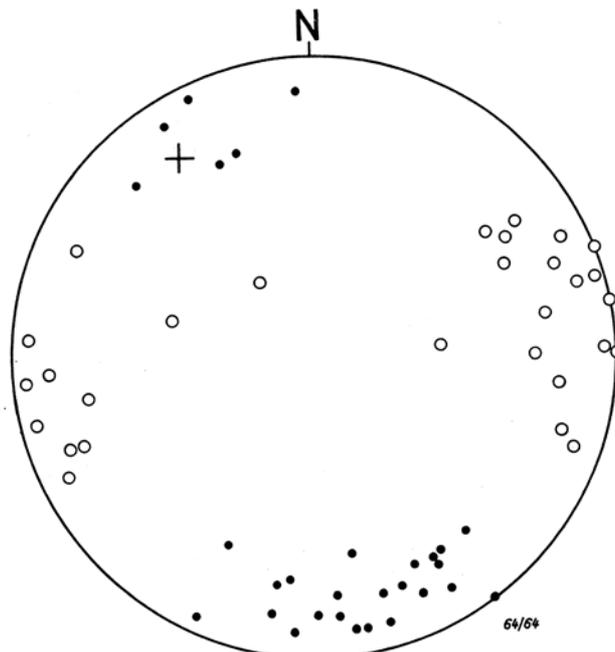


Figura 13.—Contacto del diapiro en Estella, orilla del Ega. Ordenación de las inclusiones pequeñas con ejes longitudinales: 29 valores.
Círculos llenos: ejes longitudinales. Círculos en blanco: ejes transversos. Cruz: máximo de halos de estiramiento.

El máximo de los ejes cortos es perpendicular al longitudinal y asimismo, horizontal. La escasa dispersión de los ejes largos corresponde, juzgando por cuanto hemos dicho antes, a una ordenación, ya anterior al estiramiento de las inclusiones pequeñas.

4.5. Distribución de las rocas alóctonas en el diapiro

Esta distribución no se realiza de modo irregular. Se pueden distinguir tres zonas (Fig. 2).

1. Una zona central (alrededor y al NE. de Igúzquiza) con predominio de rocas paleozoicas. El material cristalino (calizas metamórficas) sólo aparece muy escaso. El mesozoico se encuentra únicamente en un bloque de muschelkalk al SE. de Igúzquiza.
2. Una zona al NE. y otra al SE., en donde se observa la presencia de rocas, cuya edad decrece de N. a S. El cristalino predomina en el N. y no se presenta ya en el S. Estas observaciones confirman los resultados obtenidos al hablar de la ordenación de los bloques pianos y de los halos de estiramiento al señalar el camino ascensional principal del Keuper, que situado en el borde noroeste y que a partir de allí el material se ha extendido hacia el sur y sureste. Del predominio del paleozoico en la parte central y del cristalino por el NE. y SW. del diapiro, yo quisiera deducir que el ascenso del diapiro, o bien ha cesado pronto o bien se ha hecho con velocidad disminuida.

Las rocas alóctonas o exóticas de los diapiros se conocen en varios países: Rumania (MACOVEI 1915, 1916; KREJCI 1925; VOITESTI 1925; PUSTOWKA, 1925, 1929). Africa del Norte (DAGUIN 1927; TERMIER 1928; GIGNOUX 1930; CIZANCOURT 1934; LACOSTE 1934), en los Alpes Occidentales (GIGNOUX 1930), Persia (RICHARDBSON 1926; HARRISON 1930) y Utah (PROMMEL Y CRUM 1927).

Sobre su procedencia se han expuesto las siguientes hipótesis:

1. Edad precámbrica de la deformación salina y toma de las rocas alóctonas por la perforación de las rocas del techo (VOITESTI 1925). Pero en Estella el relleno del diapiro es Keuper, con seguridad.
2. Dispersión sedimentaria de las rocas alóctonas durante el depósito de la sal, o bien procedencia de los conglomerados del techo (PUSTOWKA 1925; KREJCI 1925). Los grandes bloques del cristalino y del paleozoico en el diapiro de Estella no pueden explicarse con esta hipótesis.
3. La disolución de la sal ascendente por canales magmáticos que la han perforado. Al ascender, la sal arrastra consigo las rocas alóctonas tomándolas del techo y del tapón de magmatita que se encuentra en el núcleo de la chimenea del diapiro (O'BRIEN 1957). Tales circunstancias no se pueden demostrar en el diapiro de Estella.
4. Raspado de un substrato apenas movido, semejante a la excavación hecha por los glaciares (GIGNOUX 1930; HARRISON 1930; CIZANCOURT 1934). Un sencillo raspado o socavado en el diapiro de Estella no se puede admitir, porque el material de los bloques no está limitado solamente al muro o yacente inmediato del Keuper.
5. Cizallamiento de un substrato tectonizado LACOSTE 1934; SELZER 1934; LOTZE 1938 1955. Esta hipótesis es la que mejor concuerda con los resultados de mis investigaciones en el diapiro de Estella (véase el capítulo 6).

5. LA TECTONICA DE LOS BORDES DE DIAPIRO

En la región en donde está situado el diapiro se pueden distinguir las siguientes unidades estructurales (Fig. 14).

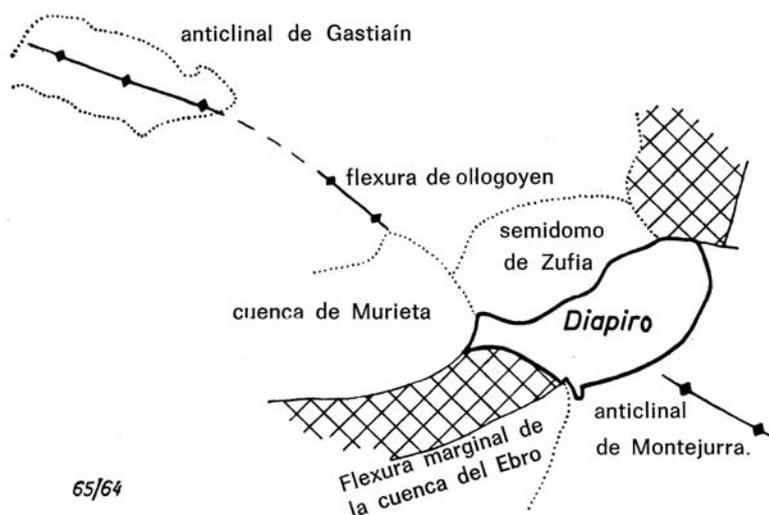


Figura 14.—Estructuras tectónicas en el contorno del diapiro de Estella. Rayado: Fallas en el oligoceno superior, bloques.

1. Semidomo de Zufia.
2. Flexura de la cuenca del Ebro.
3. Anticlinal de Monte Jurra.
4. Flexura de Ollogoyen.
5. Anticlinal de Gastain.
6. Fallas del oligoceno superior.
7. Cuenca de Murieta.

5.1. El semidomo de Zufia

Al norte del diapiro, el albense forma un semidomo, cuyo núcleo se encuentra al sur de Zubia (tabla 2 y Fig. 15). En el diagrama sinóptico de los polos de las capas no se reconoce ningún eje B (Fig. 16) y lo mismo ocurre en los diagramas parciales. En el albense superior arenoso se han trazado los diagramas de las diaclasas (aproximadamente de cada 100 a 150) como aparece en la Fig. 17. La diaclasación es muy heterogénea y tampoco permite reconocer la presencia de un eje B. Incluso en rocas petrográficamente semejantes y con posiciones de caras de estratificación casi coincidentes, tienen muy poco de común los diagramas. Las típicas diaclasas longitudinales y transversas de los pliegues con eje B. (KÖLBEL 1940) se presentan incompletas o no existen. Característico de casi todos estos diagramas son los haces de diacla-

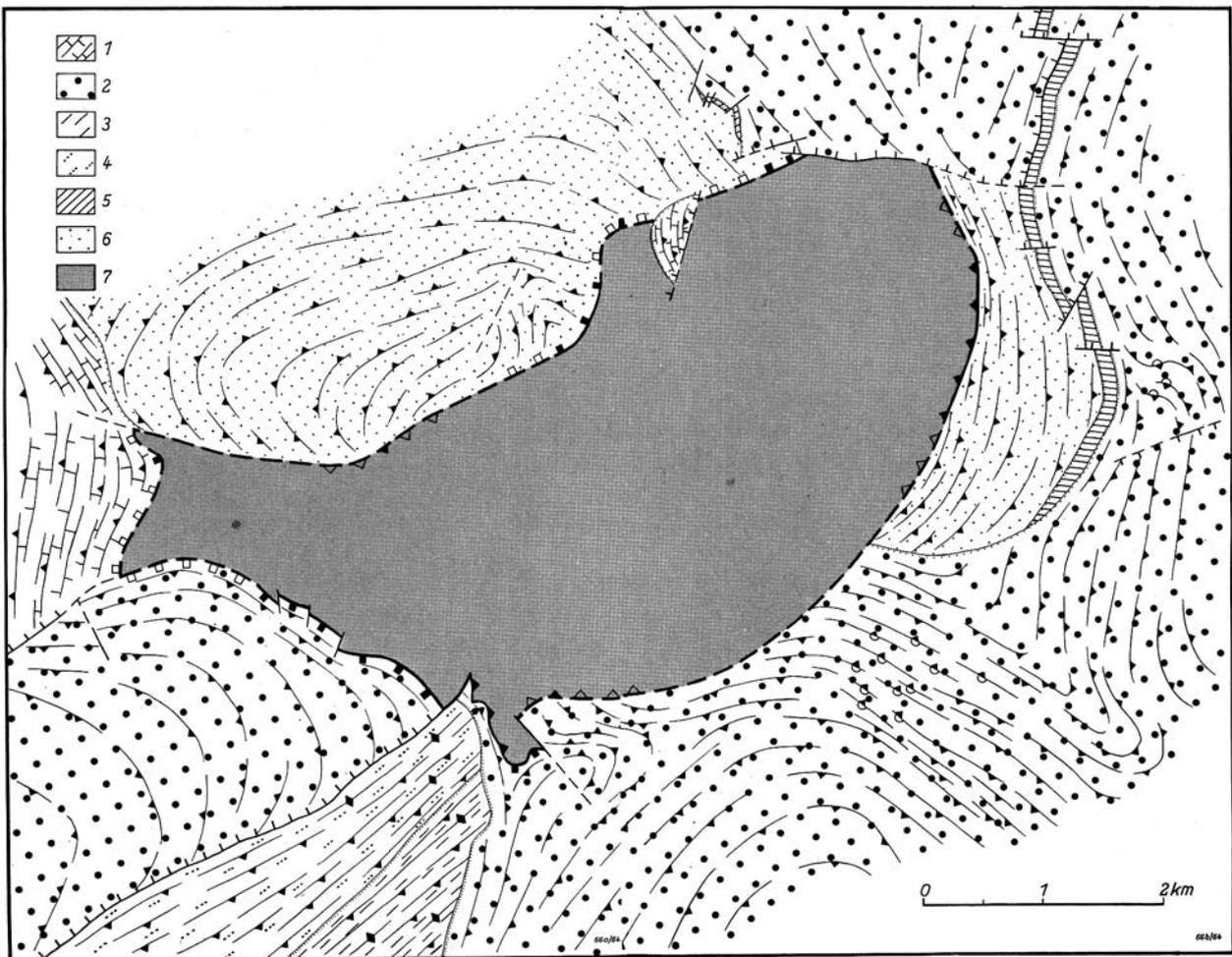


Fig. 15.—Mapa de curvas de rumbo de los terrenos que rodean al diapiro de Estella, sin la cubierta que los tapa.

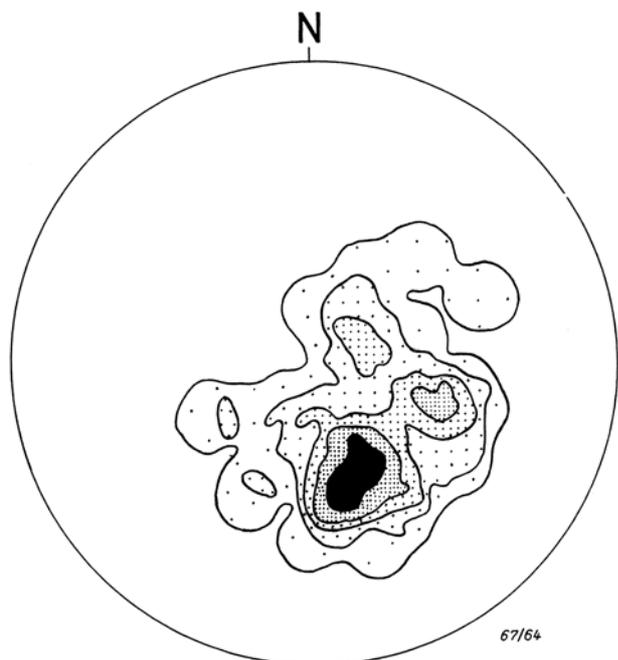


Figura 16.—Polos de estratos del semidomo de Zufia.
0 - 3 - 6 - 10 - 15 > 15 %.

sas, que cortan oblicuamente la estratificación y cuyos máximos tienen una posición completamente distintas entre sí. Los escasos movimientos observados en las superficies de fractura son casi sin excepción debidos a fallas.

Tales observaciones nos permiten excluir el encogimiento o compresión del material del semidomo. Probablemente, el semidomo de Zufia es la mitad de un abombamiento que se hallaba sobre un diapiro situado a gran profundidad y que la otra mitad ha quedado destruida al surgir el actual diapiro. El semidomo de Zufia es el centro de un anticlinal grande, que se percibe bien caracterizado en el paisaje. Como muestra la posición actual del eoceno medio, este anticlinal existía ya al comienzo del terciario. Por todos lados se observa una inmersión preeocena de las capas.

Por el W., al sur y al norte de Ancín, a unos 7 Km. al W. de Zufia, se encuentra el cretácico superior (Fig. 1).

La posición discordante del eoceno medio pasa al norte de Zudaire a 12 Km. al norte de Zufia, a una completa concordancia con la serie cretácica completa (Fig. 1).

Por el este, al sur de Estella, el eoceno medio yace transgresivo sobre el cenomanense (lámina 2).

El flanco sur del anticlinal ha sido destruido por la intrusión del diapiro. Debemos pensar en un descenso de las capas hacia el sur, como se deduce de la presencia de un bloque de cenomanense, que al borde sur del diapiro de Azqueta (tabla 2) ha corrido sobre el oligoceno junto con un bloque de albense superior.

5.2. Flexura de la cuenca del Ebro

En la flexura marginal de la cuenca del Ebro, como ya hemos dicho antes, las calizas del eoceno medio pasan, a unos 2 Km. al sur de Estella a una facies litoral; la orilla de un país ahora enterrado bajo la cuenca del Ebro, (la masa o macizo del Ebro), no debía estar muy lejos de aquí. Al paso de eoceno medio al eoceno superior, la masa o macizo del Ebro comenzó

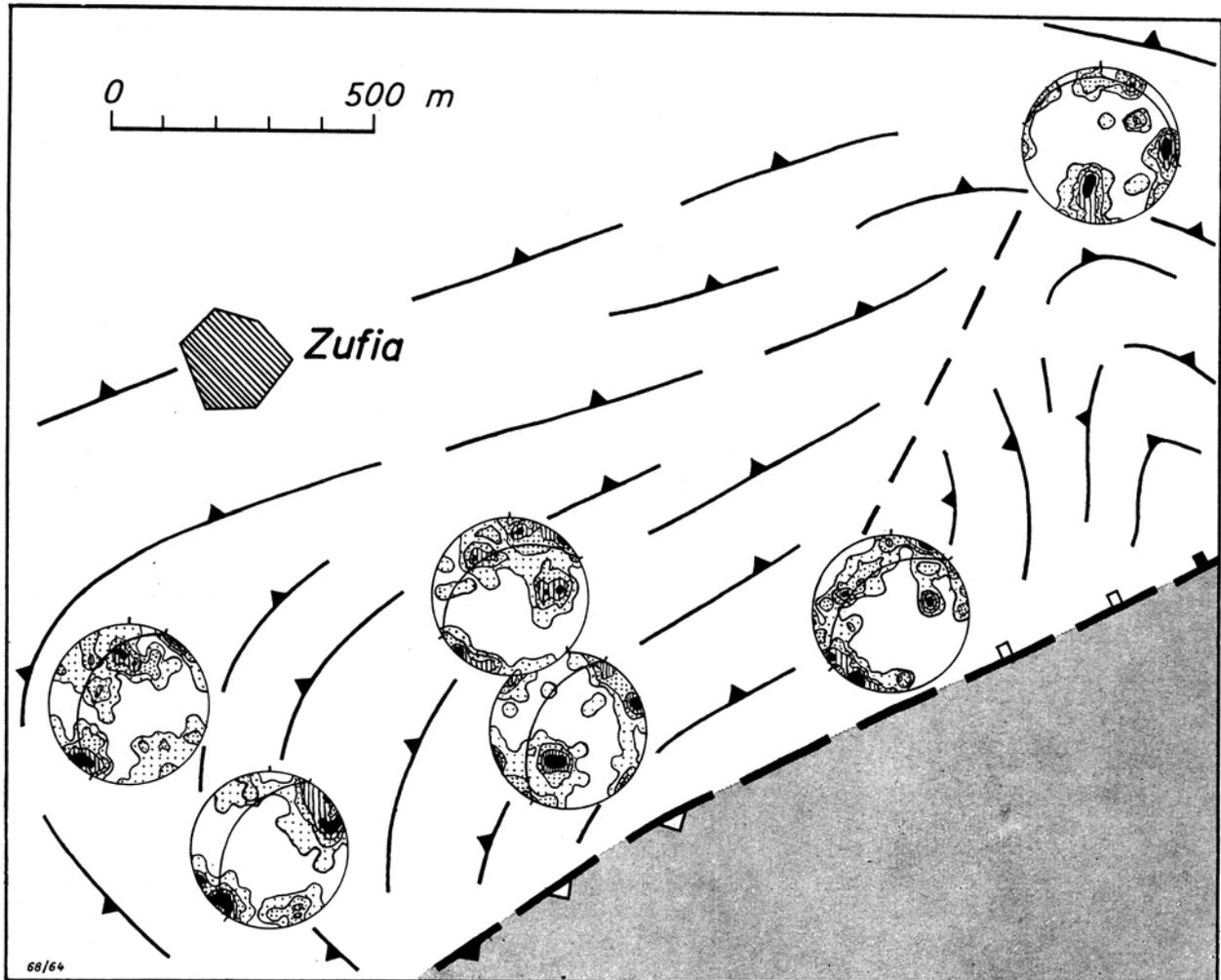


Figura 17.—Las diaclasas del semidomo de Zufia. Las líneas están señalando grupos de 100 a 150 diaclasas.
0 - 2 - 4 - 6; > 6%

a hundirse y la depresión así creada se fue colmatando por las potentes series de sedimentos del eoceno superior y del oligoceno inferior. Mientras se constituía esta cuenca, su borde en esta zona formó la flexura, quedando en posición escarpada y pronto atacado en parte por la denudación continental. Así se explica que el oligoceno superior, que en el interior de la cuenca reposa concordante sobre el oligoceno inferior, quede al descubierto sobre el borde de la flexura marginal en posición subvertical en un espesor de unos 3.000 metros y discordante (Fig. 18).

Por el oeste, se puede seguir la flexura de la cuenca del Ebro en más de 20 Km. hasta llegar al monte Codés. Por el este, la flexura está oculta por el oligoceno y no vuelve a aparecer hasta 15 Km. al llegar al diapiro de Alloz. (Estos datos sobre la flexura marginal del Ebro me han sido comunicados por O. RIBA).

Al construir el corte N.-S. de la flexura del Ebro (Fig. 18) es inevitable suponer la presencia de una gran falla en el fondo de la depresión del Ebro. Incluso aún suponiendo constante la potencia del Eoceno superior y del Oligoceno inferior y una fuerte reducción del Cretácico hacia el interior de la cuenca, se obtiene el valor de unos 3.500 metros para el salto de la falla, que teniendo en cuenta todos los factores antes expuestos es un valor mínimo.

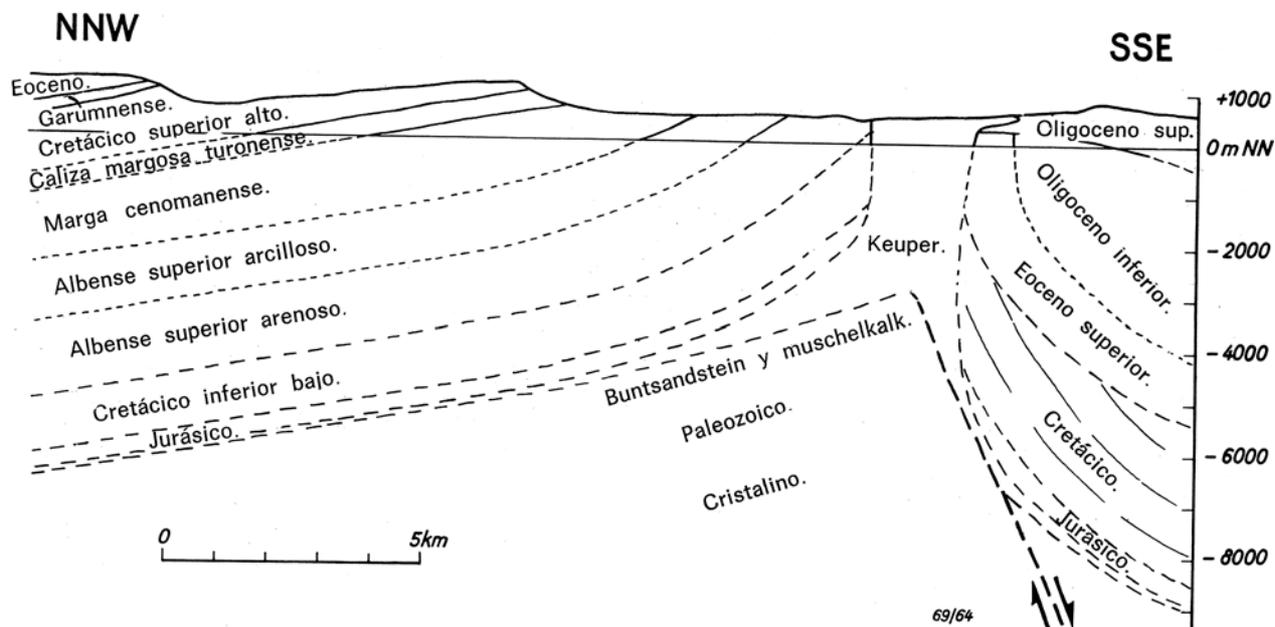


Figura 18.—Corte geológico de la flexura marginal de la cuenca del Ebro (véase la figura 1).

5.3. Anticlinal de Monte Jurra

En el Monte Jurra, el oligoceno superior está plegado en un anticlinal vergente al SW. (lámina 2 y Fig. 19, corte V), cuyo eje lleva un rumbo aproximadamente de 120° y con unos 10° se eleva hacia el diapiro (Fig. 20). Cerca del diapiro, la vergencia está muy caracterizada; aquí, el flanco SW. está volcado, hacia el SE., este flanco pasa rápidamente a tomar la posición normal, si bien la vergencia se conserva todavía. Morfológicamente, también se destaca este flanco, constituido, sobre todo, por conglomerado grueso. En el flanco NE., donde domina el material microclástico fino, el terreno se aplanará rápidamente. El predominio del depósito de materiales gruesos en el flanco escarpado hace pensar sino se habrá formado ya el plegamiento durante la sedimentación del material que constituye el anticlinal.

Son notables las diferentes flexuras, en las cuales en una distancia de pocos metros se ve una flexión o rodilla de 40° sin que aparezca una superficie de falla. En la proyección, los ejes de estas flexuras se desvían poco del eje del anticlinal (Fig. 20).

Las diaclasas en este material grueso y escasamente cementado, no son medibles.

5.4. Flexura de Ollogoyen

En Ollogoyen, el cretácico superior está formando una flexura principal, vergente al SW. (Fig. 21, corte A - 9) y varias flexuras secundarias, ligadas a un eje plano de 130° (Fig. 32). La flexura principal se destaca morfológicamente al SW. de Ollogoyen, en donde coincide en el límite de la marga turonense, con la caliza del cretácico superior. Las calizas, levantadas, forman una pequeña sierra cubierta de bosques que lleva un rumbo o dirección NE.-SW. La flexura principal buza hacia el SE. bajo el mioceno. Hacia el NW. se la puede seguir, en la meseta formada por la caliza del cretácico superior todavía unos 2 Km. en donde lleva la dirección hacia el anticlinal de Gastiain.

Las diaclasas son simétricas del eje de la flexura (Fig. 23). Se desarrollan las longitudinales y las transversales, formando ángulos casi rectos. En una flexura especial antitética de la flexura principal, las calizas están en parte apizarradas según planos de movimiento paralelos a la estratificación, a la vez que aparecen adelgazadas y aplastadas.

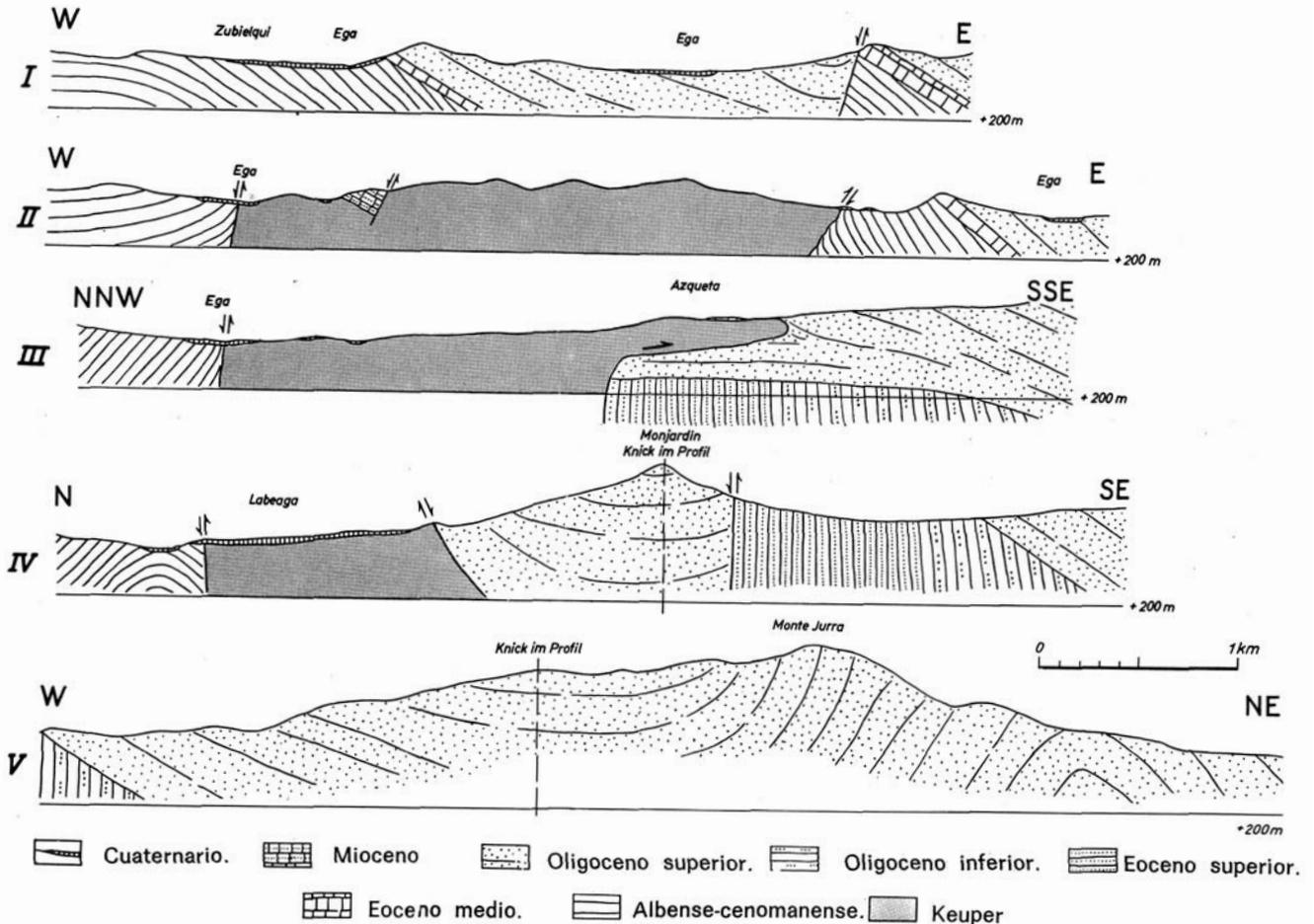


Figura 19.—Cortes geológicos hechos en el mapa geológico de la lámina 2 (las altitudes no están exageradas).

5.5. Anticlinal de Gastaiain

A unos 10 Km. al W. NW. de Ollogoyen, se encuentra en Gastaiain un nuevo eje de levantamiento, el anticlinal de Gastaiain, bien definido en el paisaje por su superficie ondulada. Su fondo está constituido por el cenomamense y turonense, rodeados por un borde de calizas del cretácico superior. Es un anticlinal llano, vergente al SW., cuyo eje lleva el rumbo de 110°. El flanco norte se hunde llanamente con un buzamiento de 10°. En el flanco sur, el buzamiento llega a ser de 45°.

Hemos hecho investigaciones tectónicas en el turonense en Gastaiain y en las calizas del cretácico superior del flanco sur en la carretera de Acedo a Galbarra.

En Gastaiain, donde el eje se hunde llanamente hacia el W., hemos medido las diaclasas en 5 puntos (Fig. 24). En todos los diagramas se ve que las diaclasas muestran una clara simetría respecto al pliegue. En los diagramas 1, 2, 4 y 5 aparecen dos máximos principales, que corresponden a las diaclasas longitudinales y transversales. De modo subordinado existen diaclasas diagonales. En el diagrama 5, las diaclasas longitudinales se han desarrollado como

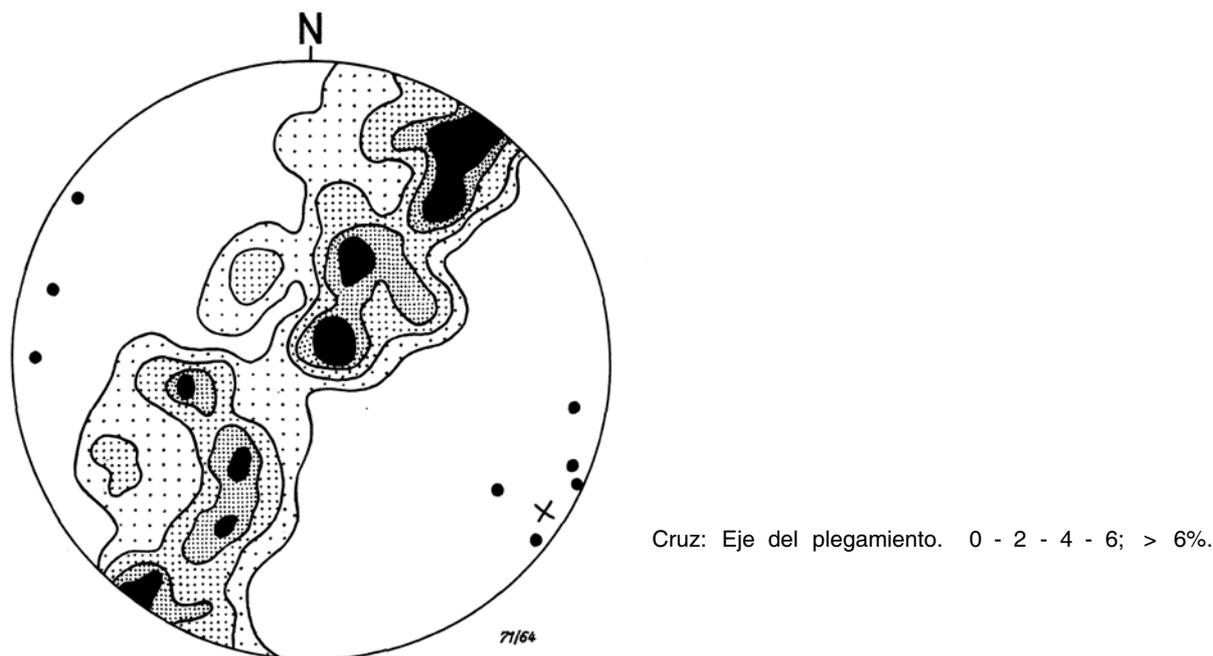


Figura 20.— 150 polos de estratos o capas y flexuras especiales (puntos) en el anticlinal de Montejurra.

pizarrosidad, que en el afloramiento puede ocultar a trechos la estratificación. El diagrama 3 muestra un sistema de diaclasas longitudinales y los dos sistemas diagonales, que se cortan en ángulos agudos, típicos para un eje de pliegues que se hunden (HOEPPENER 1953).

Los diagramas 6 y 7 (Fig. 25) se han tomado en las calizas de gruesos bancos del cretácico superior, en la carretera Acedo - Galbarra. En el diagrama 6 aparecen un sistema de diaclasas longitudinales y otro de transversales. En el diagrama 7 el sistema de diaclasas transversales se ha desdoblado en dos diagonales. La desviación de las diaclasas de rumbo se puede explicar por el plegamiento (KÖLBEN 1940). El predominio de las diaclasas de rumbo en los dos diagramas está condicionado por las paredes del afloramiento, que son perpendiculares al rumbo o dirección estratigráfica de las capas.

En el corte de la carretera al sur de Galbarra, encontramos de nuevo flexuras de vergencia sintéticas y de vergencia sur (Fig. 26) que en algunos sitios se convierten en fallas directas. Las dimensiones de las flexuras varían desde las decenas de centímetros hasta las de 15 metros, llegando algunas a convertirse en pliegues volcados. Los ejes de las flexuras son paralelos al rumbo de los ejes del plegamiento.

La tectónica de los anticlinales de Monte Jurra, Ollogoyen y Gastiain muestra rasgos comunes a todos ellos, cuya explicación más sencilla es que todos son debidos al mismo plegamiento. Las tres estructuras tienen la misma vergencia y se encuentran en el mismo eje. Desde luego en la proximidad del diapiro desaparece este eje y sólo se revela su existencia teniendo en cuenta que el borde NE. de la cuenca de Murieta le corresponde lo mismo en la dirección que en el lugar de emplazamiento. Esta misma dirección rumbo del eje del plegamiento se repite más lejos (según las investigaciones de H. HUTTNER y O. RIBA, informe privado de C I E P S A). En estas tres estructuras aparecen flexuras especiales de variable magnitud, cuyos ejes se dispersan poco en torno al eje principal del plegamiento. En tales estructuras predomina el carácter sintético. La diaclasación, que sólo se puede medir en el cretácico, es uniforme. Además de las diaclasas longitudinales y transversales existen las diagonales, subordinadas. La pizarrosidad sólo se ha observado en el anticlinal de Gastiain.

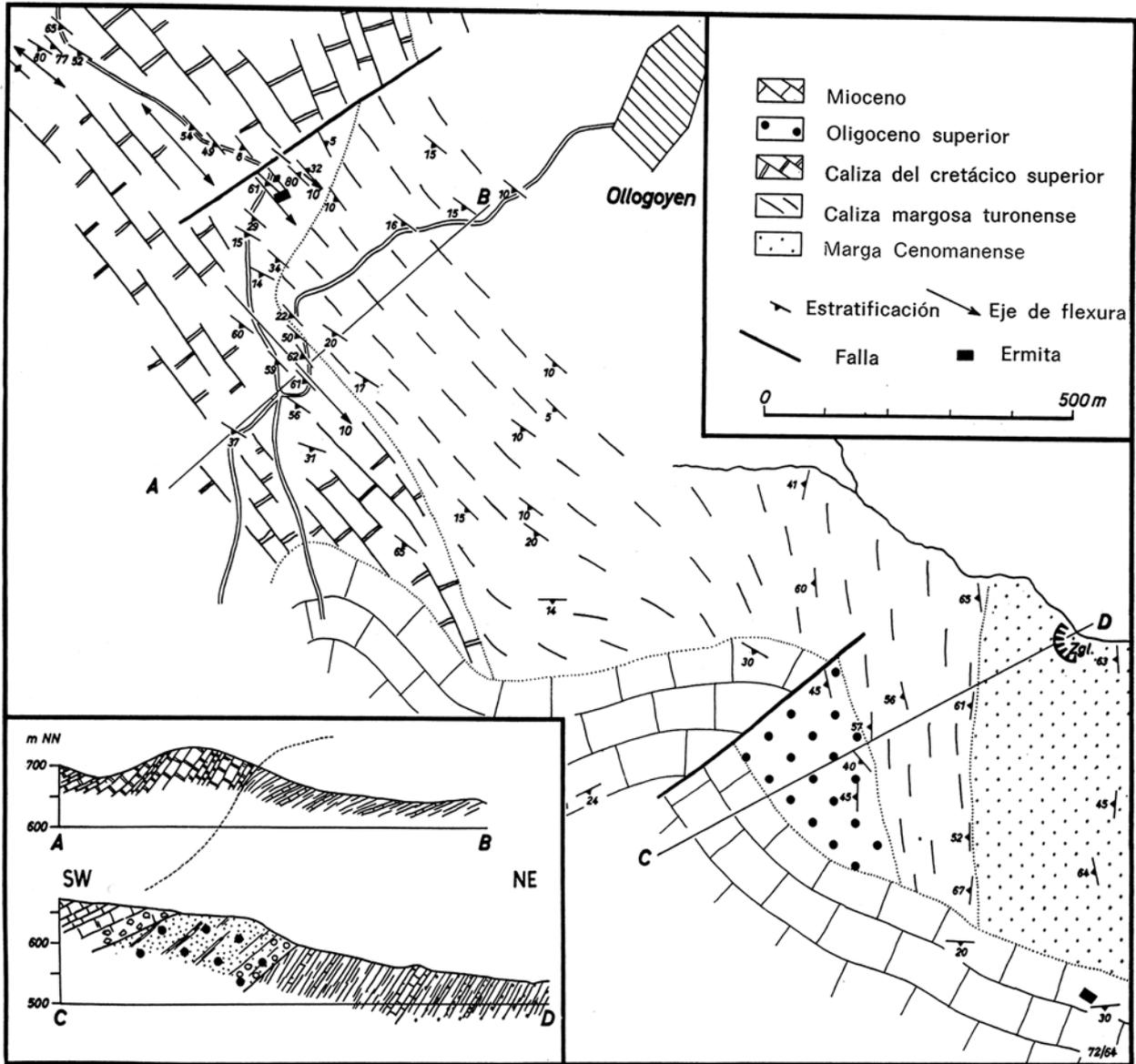


Figura 21.—Cortes geológicos a través de la flexura de Ollogoyen.

5.6. Los bloques fallados del oligoceno superior

En la continuación SW. y N. del diapiro se encuentran sendos bloques de gran tamaño, de oligoceno superior. El bloque nórdico (Fig. 29, corte 1) está desplazado, por su borde oriental en una falla inversa contra el eoceno medio y por su borde sur contra el Keuper. El bloque del SW. se ha hundido paralelamente a la flexura marginal de la cuenca del Ebro y en su borde SE. se halla en contacto inmediato con ella (Fig. 29, corte IV).

5.7. Cuenca de Murieta

Una cuenca miocena de agua dulce, cuyo centro se encuentra en Murieta y Ancín yace discordante sobre la parte oeste del diapiro y sobre el cretácico (Fig.11).

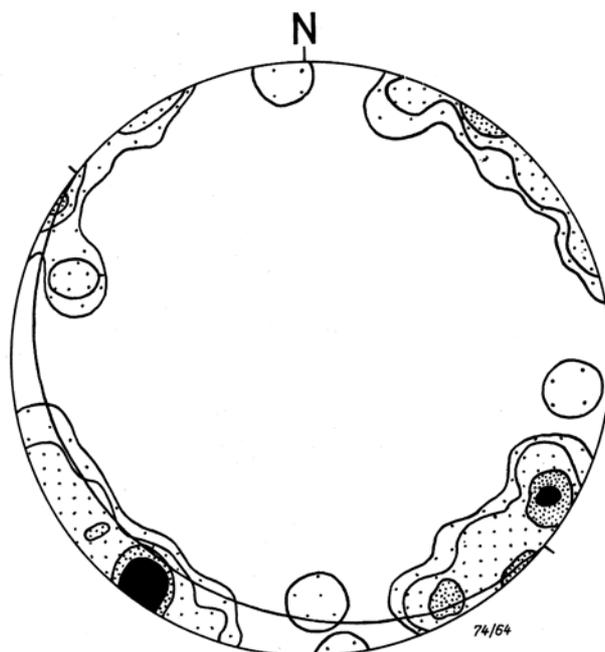


Figura 22.—86 polos de estratos de la flexura de Ollogoyen
O - 2 - 4 - 8; > 8%.

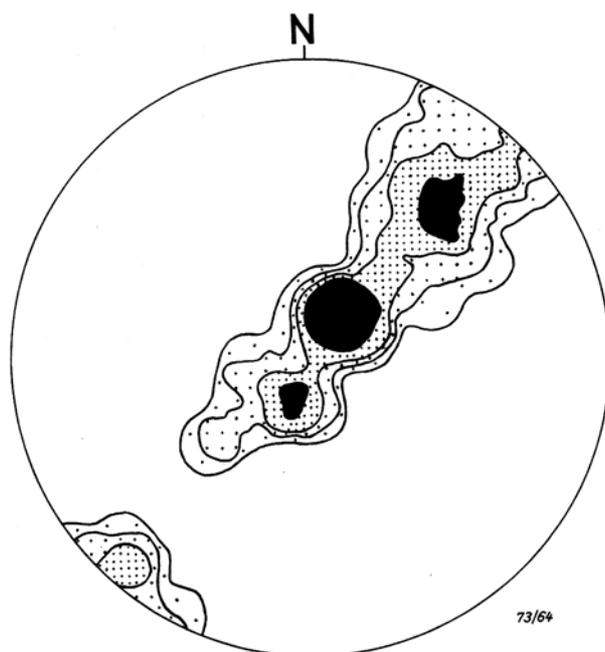


Figura 23.—50 diaclases de un banco calizo del turonense margo-calizo de Ollogoyen
0 - 4 - 8 - 12; > 12%.

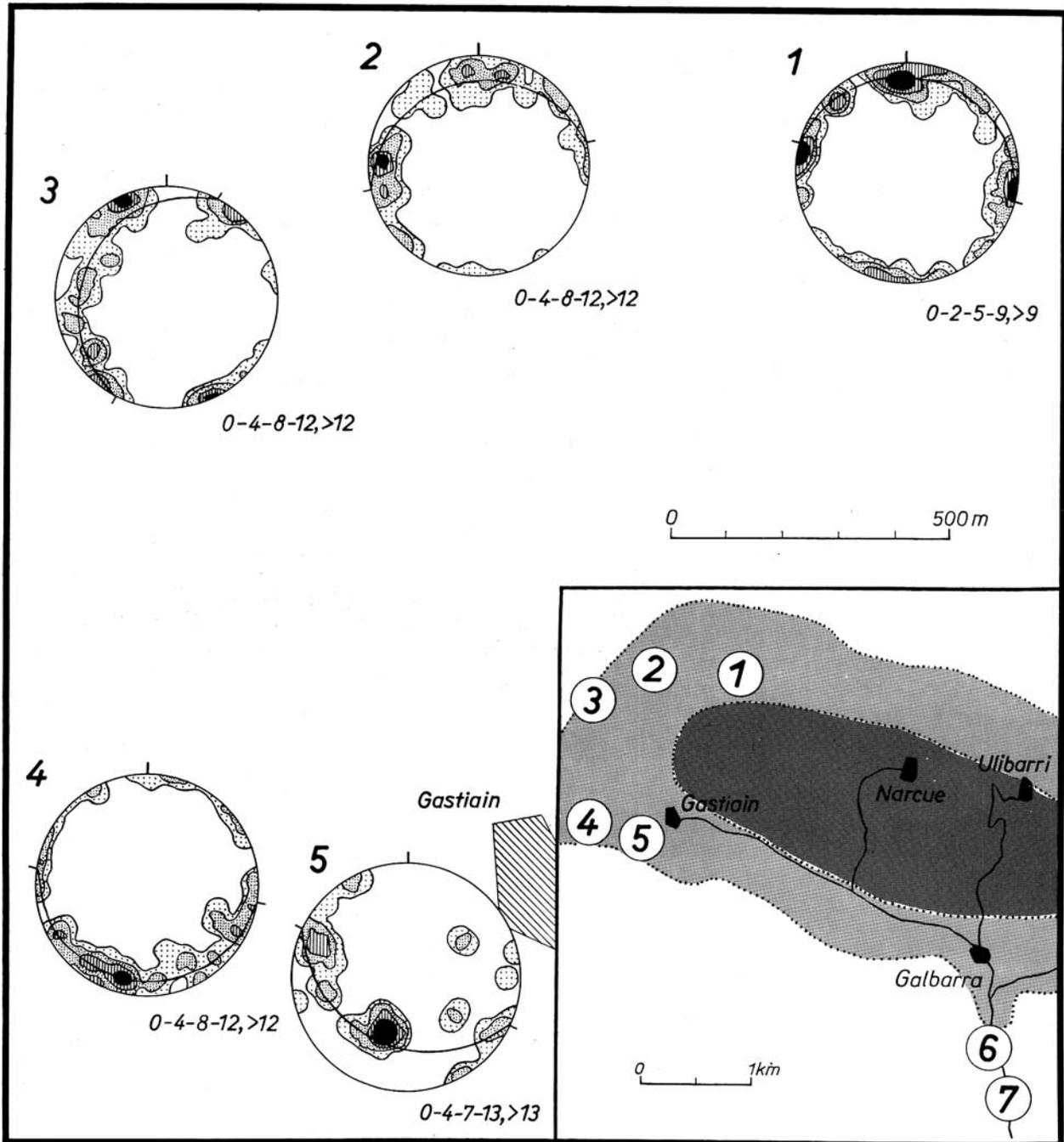


Figura 24.—Mediciones de diaclasas en el anticlinal de Gastiain y diaclasas en la parte oeste del mismo. Mapa geológico simplificado, según H. HÜTTNER. Diagramas con círculo máximo de estratificación.

6. LA EVOLUCION DEL DIAPIRO DE ESTELLA

El diapiro de Estella es un cuerpo cilíndrico irregular constituido por materiales del Keuper que como una masa intrusiva ha ascendido abriéndose paso a través del cretácico y del terciario. Del curso que ha tenido durante su emersión, deducido de la superficie de contacto

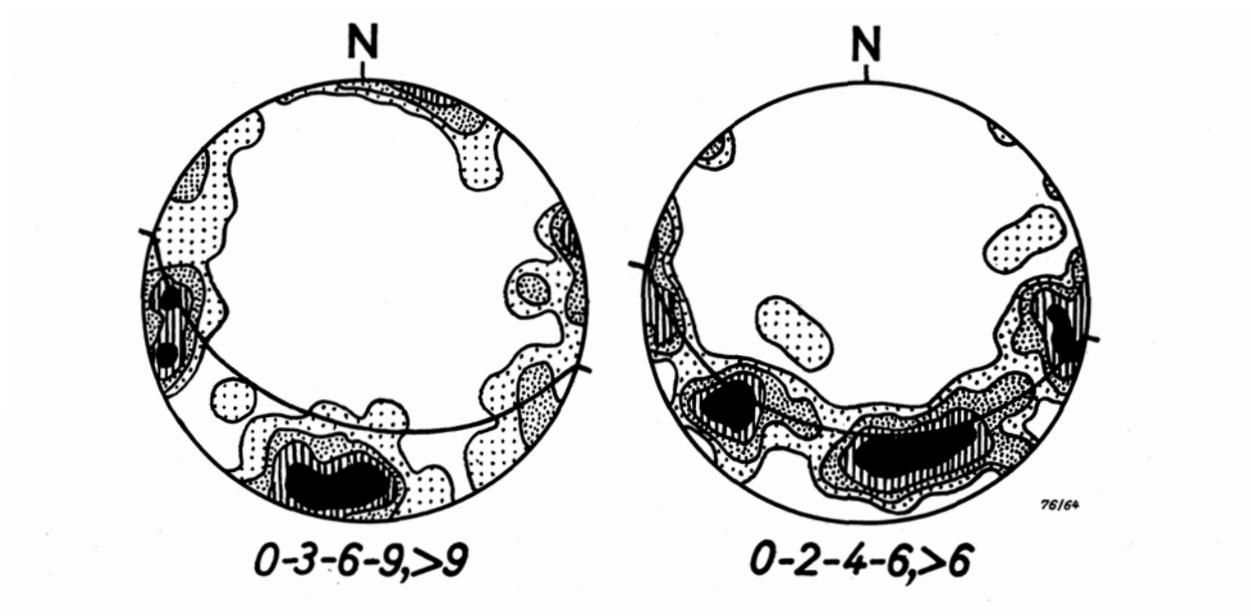


Figura 25.—Diagramas de diaclasas 6 y 7 de la figura 24.

(pág. 179) se deduce para todo el diapiro una ligera vergencia hacia el SE. Mientras que por su flanco SE. sólo se han observado fallas directas; por su flanco NW. además de fallas directas en la parte W., aparecen además fallas inversas. Las superficies de contacto son casi por todos lados escarpadas.

El material principal que forma el diapiro está constituido por una brecha salífera y yesosa que, posiblemente, debe contener sal común (cloruro sódico) en la profundidad. Diversas observaciones que en él hemos realizado nos llevan a suponer que se trata de una brecha sedimentaria (pág. 173). Junto a una variedad de pequeñas inclusiones, esta brecha salífera contiene un gran número de bloques de otras clases de rocas del Keuper. Además, el diapiro contiene rocas del muro y del techo del Keuper en bloques algunos de gran tamaño: magmatitas, metamorfitas, paleozoico y mesozoico (pág. 175).

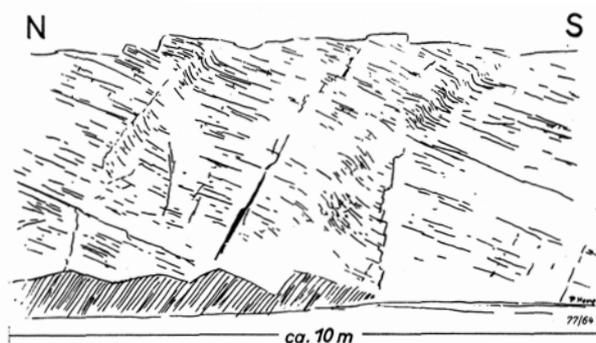


Figura 26.—Flexuras especiales sintéticas de las calizas del cretácico superior del flanco sur del anticlinal de Gastiaín en el Km. 5 de la Carretera Acedo-Galbarra, al lado Este de ella.

La intrusión principal del Keuper se hizo en el borde NW del diapiro. Esto se deduce de la ordenación o situación que muestran las macroinclusiones planas (pág. 179); de la distribución de los halos de estiramiento (pág. 180) y del decrecimiento de la edad de las rocas alóctonas desde el NW. hacia el SE. o desde el N. hacia el S. (pág. 187). Desde este punto de emisión situado en el NW. del diapiro, el Keuper se extendió hacia el sur y el SE.; esto se comprueba en la concordancia que muestra la ordenación paralela al contacto, entre el diapiro y su envoltura, que poseen las macroinclusiones planas y los halos de estiramiento del borde SE. del diapiro.

Se pueden distinguir dos fases de ordenación en el interior del diapiro. La primera produjo el paralelismo de las macroinclusiones, la segunda produjo la deformación y el estiramiento y modificó un poco la posición que tenían las macroinclusiones (pág. 186). Una y otra son signos de una tectónica autónoma del diapiro en su ascenso e intrusión. Faltan las relaciones entre la estructura interna y la tectónica de los terrenos en donde se ha encajado el diapiro.

Una serie de discordancias nos permite establecer un orden geocronológico en los estudios de la génesis del diapiro. Los más antiguos movimientos demostrables datan del tiempo comprendido entre el cretácico superior y el eoceno medio. Estos movimientos no afectan todavía al diapiro actual sino solamente el semidomo de Zufia (pág. 189). La microtectónica de este anticlinal tiene rasgos que no se explican por compresión y estrechamiento: faltan los ejes B; las diaclasas y las fallas inversas son muy irregulares. Todo lo cual me lleva a interpretar el semidomo de Zufia como un «abollón» o «geotumor» que se asienta sobre el diapiro, antes situado a gran profundidad, el cual, más tarde, durante su intrusión, destruyó la mitad sur de su cubierta. Sobre esta cúpula llana, en cuyo centro afloraba el albense superior, se realizó la transgresión del eoceno medio marino de la depresión subpirenaica.

Las calizas arenosas al sur de Estella indican que este eoceno medio se ha depositado en una zona próxima al borde sur de la depresión, no lejos de un continente situado al sur, que constituía la «masa del Ebro».

Pasado el eoceno medio, la «masa del Ebro» se hundió formándose la cuenca del mismo nombre, que no tardó en llenarse con depósitos continentales, de carácter clástico predominante y sin fósiles. Bajo la acumulación de estos sedimentos se puso en movimiento el Keuper, que fue expulsado lateralmente y atravesó la cubierta de la flexura en el flanco meridional del domo de Zufia, ya constituido en época anterior. Probablemente, el Keuper ha ascendido merced a una gran falla inversa, que debió llevar la flexura hasta gran profundidad (Fig. 28) y que al mismo tiempo cortaba los bloques de su muro formándose así una sucesión estratigráfica que desde el Muschelkalk baja hasta los terrenos cristalinos.

Iguals circunstancias que en Estella parecen ser las de otras regiones europeas, como ocurre en la subcarpática, que posee los diapiros de Glodeni, Podeni Noi y Marlogea, que contienen metamorfitas y magmatitas del muro de la formación salina (PUSTOWKA 1925). También en estos sitios se ve que contienen una sedimentación terciaria de gran potencia. Los flancos norte y sur de la serie de diapiros alineados muestran gran diferencias de espesor, lo que nos induce a pensar en la existencia, en la profundidad, de una gran zona de dislocación.

En la flexura marginal de la cuenca del Ebro, han quedado al descubierto unos 3.000 metros de eoceno superior y oligoceno inferior en posición vertical o subvertical. Las capas de eoceno superior y oligoceno inferior, que al principio estaban situadas al norte de la zona de flexura, quedaron sometidas, antes del oligoceno superior, a la demolición subaérea. A un nuevo hundimiento de la cuenca del Ebro, correspondió otra fase de depósito de materiales continentales en el oligoceno superior, que reposan discordantes sobre los estratos levantados de la flexura marginal de la cuenca del Ebro, sobre el diapiro y sobre el cretácico. Antes del oligoceno superior quedó exento del diapiro, lo que se comprueba en los cantos rodados de ofita que contiene sueltos este terreno.

Entre el oligoceno superior y el mioceno se formaron los tres anticlinales de vergencia al SW. o al sur (Monte Jurra, Ollogoyen, Gastiain, pág. 192) que están situados sobre un eje común el cual cruza el diapiro en la dirección SE.-NW.

La microtectónica de los anticlinales se define como de plegamiento: los tres tienen un eje B común, que se repite en las flexuras especiales; la pizarrosidad y la diaclasación son simétricas respecto al eje B.

Los acontecimientos geológicos más recientes son las fallas de los bloques de oligoceno superior al norte y al sur del diapiro (Fig. 24) y la formación de la cuenca miocena de Murieta, que monta discordante sobre la parte oeste del diapiro. El diapiro continuó su ascenso, dando lugar a una inflexión marginal lo mismo del oligoceno superior que del mioceno.

Las terrazas del Ega no han sufrido ninguna alteración tectónica. En el cuaternario se formaron amplios conos de deyección detrítica en la base norte del Monte Jurra y del Monjardín que cubren las partes sur y oeste del diapiro.

BIBLIOGRAFIA

BIBLIOGRAFIA

- BECKE, F.: Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer.—Congr. géol. internat. Vienne 1903, C. R. IX. Sess., 553—570. Wien 1904.
- CAREZ, L.: Sur quelques points de la géologie du Nord de l'Aragon et de la Navarre.—Bull. Soc. géol. France, (4) 10, 682-690, 1 Map., 1 : 400000. Paris 1910.
- CINCUNEGUI, M. DE, MENDIZABAL, J. & VALLE, A. DEL: Mapa geol. España 1 : 50000.—Expl. Hoja, Nr 139 Eulate, Madrid 1933.
- CINCUNEGUI, M. DE, MENDIZABAL, J. & VALLE, A. DEL: Mapa geol. España 1 : 50000.—Expl. Hoja, Nr. 172 Allo, Madrid 1943.
- CIZANCOURT, H. DE: Sur la tectonique des terrains salifères. — Bull. Soc. géol. France, (5) 4, 181—200, Paris 1934.
- DAGUIN, F.: Contribution a l'étude géologique de la région pré-rifaine (Maroc Occidental).—Impr. Coop. «l'Arbaille», 415 p, 37 Lám. Montpellier 1927.
- EVERDING, H.: Zur Geologie der deutschen Zechsteinsake.—In: Deutschlands Kalibergbau. Abh. kgl. Preuß. geol. Landesamt., N. F. 6, 183, 5 Map.. Berlin 1907.
- FAIRBAIRN, H. W.: Pressure shadows and relative movements in a shear zone.—Trans. Amer. geophys. Un., 31, 6, 914—916, Washington 1950.
- FISCHER, G.: Gefügeregelung und Granittektonik.—N. Jb. Miner. usw., Beil.-Bd. 54, B, 95—114, 32, Stuttgart 1926.
- GIGNOUX, M.: La tectonique des terrains salifères; son rôle dans les Alpes Françaises.—Soc. géol. France, Livre Jubilaire 1830-1930, T. 2, 229—360. Paris 1930.
- HARRISON, J. V.: The geology of some salt-plugs in Laristan (Southern Persia).—Quart. J. geol. Soc. Lond, 86, 463—522. London 1930.
- HEIM, A.: Geologie der Schweiz. T. 2, 1, XXVI y 478—1018, Leipzig (Tauchnitz) 1921.
- HOEPPENER, R.: Faltung und Klüftung im Nordteil des Rheinischen Schiefergebirges.—Geol. Rdsch., 41, 128—144, Stuttgart 1953.
- KNOPF, A.: The Mother Lode system of California.—Prof. Pap. U. S. Geol. Surv., 157, 88 pp., Washington 1929.
- KÖLBEL, H.: Über Verformung von Klüften bei der Schichtenfaltung am Beispiel des Salzgitterer Sattels.—Geol. Rdsch., 31, 188—197, Stuttgart 1940.
- KREJCI, K.: Der Bau der rumänischen Ölgebiete.—Geol. Rdsch., 16, 1—109—127. Berlin 1925.
- LACOSTE, J. J.: Etudes géologiques dans le Rif méridional, T. 1, 2.—Not. mém. Serv. Min. Maroc, 31, 660 + XII y VII. Rabat 1934.
- LAMARE, P.: In: Réunion extraord. dans les Pyrénées basques d'Espagne.—C. R. Bull. Soc. géol. France, (5) 4, 258—299. Paris 1934.
- LOTZE, F.: Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien).—Abh. Ges. Wis. Göttingen, math-phys. Kl., N. F., 14, 2 XIII y 320 P., Berlin 1929.
- LOTZE, F.: Der Gang der Salzabscheidung im innersten Teil des deutschen Zechsteinbeckens.—Kali, 28, H. 19/20, 237—239, 252—257, Halle a. S. 1934.
- LOTZE, F.: Steinsalz und Kalisalze, Geologie.—In: O. STUTZER, Die wichtigsten Lagerstätten der «Nicht-Erze». Bd. 3, 1, XXVI y 936 P.. Berlin (Borntraeger) 1938.
- LOTZE, F.: Salzdiapirismus im nördlichen Spanien.—Z. deutsch. geol. Ges., 105 (1953), 814 bis 822, Hannover 1955.

- LOTZE, F.: Steinsalz und Falisalze, 1. Tl.—2 Aufl., XI y 465 P., Berlin (Borntraeger) 1957.
- MACOVEI, G.: Stratigr. si tect. a zacamintetor de sare din Romania.—*Dari, Inst. geol. Rom.*, 7, Bukarest 1915/16.
- MALLADA, L.: Explicación del mapa geológico de España.—*Mem. Comis. Mapa geol. Esp.*, 6, 686, Madrid 1907.
- MAYRHOFER, H.: Beiträge zur Kenntnis des alpinen Salzgebirges mit einer strukturellen und stofflichen Bearbeitung des Ischler Salzbergs und einem Entwurf einer tektonischen Entstehungshypothese des Haselgebirges.—*Z. deutsch. geol. Ges.*, 105 (1953), 752—772, Hannover 1955.
- MÜGGE, O.: Über die Entstehung faseriger Minerale und ihrer Aggregationsformen.—*N. Jb. Miner. etc., Beil. Bd.*, 58, A, 303—348, Stuttgart 1928.
- MÜGGE, O.: Bewegungen von Porphyroblasten in Phylliten und ihre Messung.—*N. Jb. Miner. etc., Beil.- Bd.*, 61, A, 469, Stuttgart 1930.
- NAUMANN, M.: Entstehung des «konglomeratischen» Carnallitgesteins und des Hartsalzes sowie die einheitliche Bildung der deutschen Zechsteinsalzlager ohne Deszendenzperioden.—*Kali*, 7, 87—93, Halle a. S. 1913.
- O'BRIEN, C. A. E.: Salt diapirism in South-Persia.—*Geol. en Mijnb. N. S.*, 19, 357—376, 'sGravenhage 1957.
- PABST, A.: «Pressure shadows» and the measurement of the orientation of minerals in rocks.—*Amer. Miner.*, 16, 55—70, Menasha, Wis. 1931.
- PALACIOS, P.: Los terrenos mesozoicos de Navarra.—*Bol. Inst. geol. Esp.*, 40, 1—155, 1 Map. 1 : 400000. Madrid 1919.
- PETRASCHEIK, W. E.: Der tektonische Bau des Hallein-Dürnberger Salzbergs.—*Jb. geol. Bundesant.*, 90 (1945). 3—19 Wien 1947.
- PROMMEL, H. W. C. & CRUM, H. E.: Salt domes of Permian and Pennsylvanian age in Southeastern Utah and their influence on oil accumulation.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 11, H. 4, 373—393, Okla. 1927.
- PUSTOWKA, A.: Über «Exotische Blöcke» im rumanischen Salzgebirge.—*Geol. Arch.*, 3, H. 5/7, 281—285, Riga 1925.
- PUSTOWKA, A.: Über rumanische Salztztonaufbrüche.—*N. Jb. Miner. etc.*, 61, B, 317—398, Stuttgart 1929.
- RENARD, A.: Recherches sur la composition et la structure des phyllades ardennais, 2. Teil.—*Bull. Mus. roy. Hist. natur. Belg.*, 1, Brüssel 1883.
- RICHARDSON, R. K.: Die Geologie und die Salzdomes im südwestlichen Teile des persischen Golfes.—*Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Heidelb.*, N. F. 130, 51, P., Heidelberg 1926.
- RICHTER-BERNBURG, G.: Über saline Sedimentation.—*Z. deutsch. geol. Ges.*, 105 (1953), 593—645, Hannover 1955.
- SCHAUBERGER, O.: Zur Genese des alpinen Haselgebirges.—*Z. deutsch. geol. Ges.*, 105 (1953) 736—751, Hannover 1955.
- SELZER, G.: Geologie der südpyrenaischen Sierren in Oberaragonien.—*N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd.*, 71, B, 370—406, Stuttgart 1934.
- TERMIER, P.: Sur l'un des problèmes tectonique du R'arb (Maroc).—*Bull. Soc. géol. France*, (4) 28, 7—17, Paris 1928.
- VERNEUIL, E. DE, COLLOMB, E & TRIGER, N.: Note sur une partie du pays basque espagnol, accompagnée d'une carte.—*Bull. Soc. géol. France*, (2) 17, 333—372, Paris 1859/60.
- VOITESTI, I. P.: Geology of the salt domes in the Carpathian region of Rumania.—*Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 9, II, 1165—1206, Tulsa, Okla. 1925.

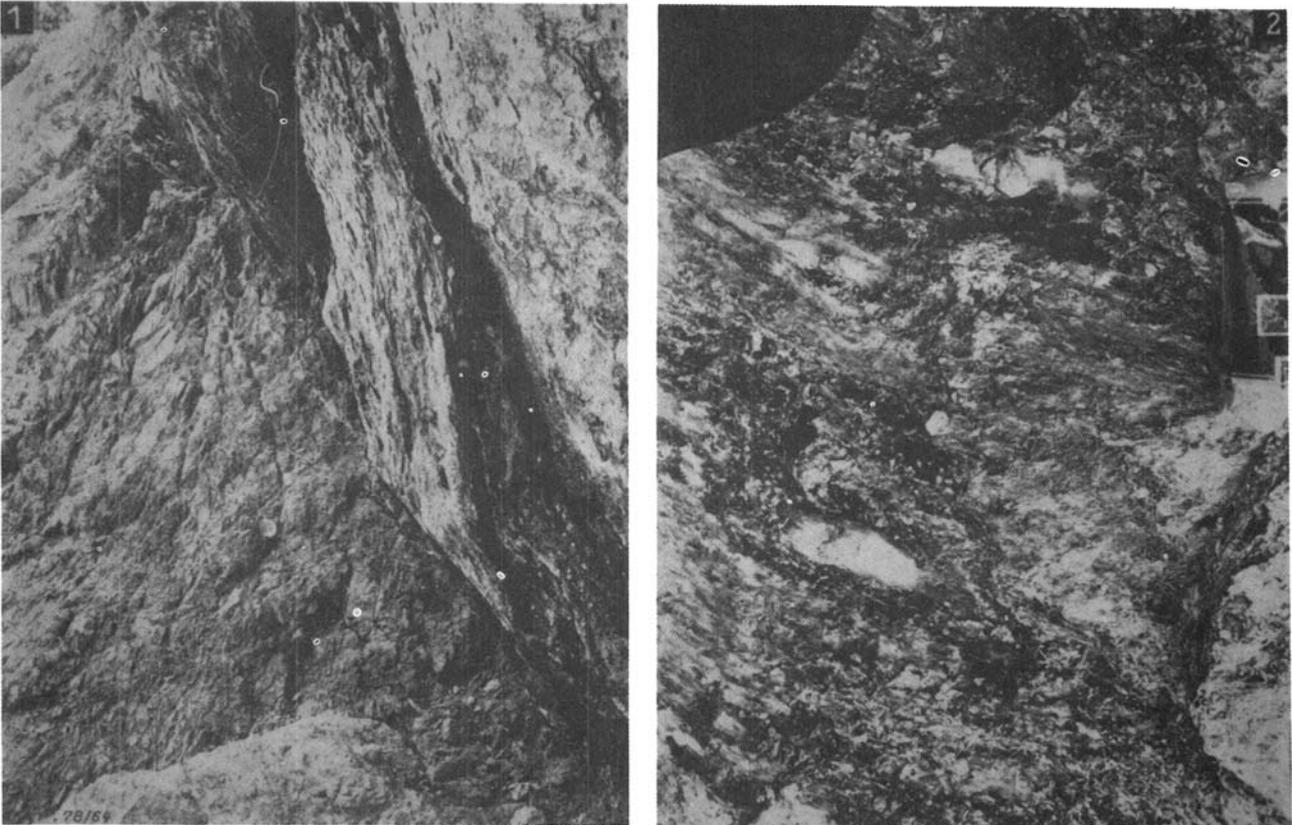


Lámina 1:

Figura 1.—Brecha salífera del keuper en Estella. (Fot. Pflug).

Figura 2.—Brecha salífera con halos de estiramiento, en el contacto del diapiro con la orilla del río Ega en Estella. Escala 1:2.

Mapa Geológico del Contorno del Diapiro de Estella

