

KOBIE

CIENCIAS NATURALES



15

Bilbao, 1985-86

KOBIE

CIENCIAS NATURALES



15

Bilbao, 1985-86

KOBIE

Zientzietako Aldizkaria - Revista de Ciencias
Bizkaiko Foru Aldundia - Diputación Foral de Vizcaya

ARGITARAZLEA - EDITOR

GRUPO ESPELEOLOGICO VIZCAINO
P.O. Box 53. BILBAO (Spain)

Fundatzailea - Fundador: **Néstor de Goikoetxea y Gandiaga**

Zuzendaria - Director: **Ernesto Nolte y Aramburu**

(Rgto. Prof. Period. n.º 13. 257)

IZAZLARITZA KONTSEILUA - CONSEJO DE REDACCION

Pedro M^a Castaños Ugarte

Joaquín García Mondéjar

Néstor de Goikoetxea y Gandiaga

Juan Carlos Iturrondobeitia

Ernesto Nolte y Aramburu

(Aldizkari honetako edozein artikuluren argitarapenak ez du suposatzen. Idazkaritza bat datorrenik beraren edukiarekin. Adierazitako eritziak heuren autoreen erantzunkizun osokoak izango dira).

(La inclusión de un artículo en esta revista no implica que la Redacción esté de acuerdo con el contenido de aquél. Las opiniones de los autores quedan de la exclusiva responsabilidad de los mismos).

Ez aldizkako argitarapena. Revista de carácter no periódico.

Depósito legal: BI-1340 - 1970

ISBN 0211 - 1942. Título clave: KOBIE

IMPRENTA: ESTUDIOS GRAFICOS ZURE, S.A. BILBAO

AURKIBIDEA

SUMARIO

	Orrialdea Página
RASGOS GENERALES ESTRATIGRAFICOS Y EVOLUCION SEDIMENTARIA DEL URGONIANO DE AITZGORRI (GUIPUZCOA, REGION VASCO-CANTABRICA ORIENTAL). Por P.A. Fernández-Mendiola y J. García-Mondéjar	7
METODO DE PREDICCION DE LAS DIRECCIONES PRINCIPALES DE DRENAJE EN EL KARST. Por Adolfo Eraso	15
CONTRIBUCION DE LA HIDROQUIMICA AL CONOCIMIENTO DE LAS CARACTERISTICAS HIDROGEOLOGICAS Y DE KARSTIFICACION DEL MACIZO DE ARAMOTZ. (BIZKAIA) Por Iñaki Antigüedad Auzmendi	165
DETECCION DE LOS CONDUCTOS PREFERENCIALES DE CIRCULACION EN MACIZOS KARSTICOS. Por Isaac Santesteban	175
ESTUDIO DE LOS FORAMINIFEROS ACTUALES DE LA RIA DE LEQUEITIO (VIZCAYA). Por Ana Pascual Cuevas y Xabier Orúe-Etxebarria Urquiza.....	189
QUELONIOS Y ARCOSAURIOS EN EL CRETACICO SUPERIOR DEL PAIS VASCO: NOTA PRELIMINAR. Por Humberto Astibia, Francisco García-Garmilla, Xabier Orúe-Etxebarria y Julio Rodríguez Lázaro	195
COMUNIDADES VEGETALES EN LOS AMBIENTES DE TURBERA DE VIZCAYA: VEGETACION DE CARACTER RELICTO EN NUESTRO TERRITORIO. Por M. Onaindía Olalde y C. Navarro Aranda	199
VARIACIONES EN LA CONCENTRACION DE NUTRIENTES EN LA BAHIA DE PLENCIA DURANTE LA TRANSICION INVIERNO-PRIMAVERA. Por Arturo Elósegui y Enma Orive	207
ANALISIS DE LAS VARIACIONES SOMATOMETRICAS ENTRE POBLACIONES FEMENINAS. Por E. Rebato	217

RASGOS GENERALES ESTRATIGRAFICOS Y EVOLUCION SEDIMENTARIA DEL URGONIANO DE AITZGORRI (GUIPUZCOA, REGION VASCO-CANTABRICA ORIENTAL)

Por P. A. Fernández-Mendiola (*)
J. García-Mondéjar (*)

RESUMEN

El Macizo de Aitzgorri está constituido esencialmente por calizas y margas de edad Aptiense-Albiense. Se han distinguido en su interior seis unidades litoestratigráficas con carácter de formación: Ernaga (arcillosa), Zaraya (caliza), Aitzgorri (caliza), Urbia (margosa), Orkatzategi (caliza) y Araoz (margosa). Todas corresponden a un modelo de crecimiento carbonatado dentro de plataforma, con un mar en ascenso relativo y un máximo desarrollo superficial de caliza durante el Aptiense superior. Los dos principales bancos calizos, Zaraya y Aitzgorri, se caracterizan por la presencia de montículos arrecifales y de facies de rudistas, corales, orbitolinas y ostreidos. Su localización responde a la existencia de un alto paleogeográfico general y a sendas intumescencias diapíricas dentro de él.

ABSTRACT

The Aitzgorri Massif (Guipúzcoa province, northern Spain) is basically made up of Aptian and Albian limestones and marls. Six lithostratigraphic formations have been distinguished in it: Ernaga (shales), Zaraya (limestones), Aitzgorri (limestones), Urbia (marls), Orkatzategi (limestones) and Araoz (marls). All of them can be interpreted in an intra-platform carbonate buildup model with a relative sea-level rise. The two main limestone buildups, Zaraya and Aitzgorri, which reached their respective maximum area of sedimentation in Upper Aptian times, were characterized by reef-mounds and by rudist, coral, orbitolinid and ostreid facies. Their actual location was due to the existence of a general palaeogeographic high and of two bulges of halokinetic origin within it.

LABURPENA

Aitzgorri mazioa karearri eta margaz osoturik dago. Materiale hanek Aptiar-Albiar denborarteari dagozkio. Mazi-
zo horretan sei unitate litoestratigrafiko bereiztu dira: Ernaga (lutitikoa), Zارايا (karetsua), Aitzgorri (karetsua), Urbia (mar-
gatsua), Orkatzategi (karetsua) eta Araoz (margatsua). Plataforma barruko hazkunde karbonatodunen eradu bati dagozkio
aipatutako unitateak.

(*) Universidad del País Vasco. Departamento de Geología (Estratigrafía). Apartado 644. Bilbao. España.

INTRODUCCION

El macizo de Aitzgorri se encuentra situado en el sur de la provincia de Guipúzcoa, formando parte del gran anticlinorio de Bilbao (Fig. 1). Se compone fundamentalmente de calizas urgonianas de edad Aptiense-Albiense, varias de cuyas cimas más características (entre ellas Aitzgorri, 1.528 m.) constituyen el techo de la citada provincia.

Entre las descripciones previas que hacen referencia a este macizo se encuentra la contenida en la tesis de RAT (1959), quien ya señalaba la variedad de facies como elemento determinante, junto a causas estructurales, de su individualización geomorfológica. Otros antecedentes se encuentran en RAMIREZ DEL POZO (1971), GARCIA-RODRIGO y FERNANDEZ-ALVAREZ (1973), RAT (1980), GARCIA-MONDEJAR (1982), FERNANDEZ-MENDIOLA y GARCIA-MONDEJAR (1984, 1985), PASCAL (1984) y en las memorias adjuntas a las hojas 1:50.000 del Plan Magna, números 88 (Vergara) y 113 (Salvatierra).

El elemento estructural más importante del macizo es el anticlinal de Aitzgorri, de orientación NO-SE, cuyo flanco SO es una enorme cresta monoclinial y el NE está a menudo incompleto o, en ciertos puntos, ausente por cabalgamiento hacia el norte. Los anticlinales de Zaraya (al oeste) y Aitzgorri-Araz (al este), estructuras subordinadas a la anterior, completan el esquema estructural general.

En la descripción que sigue se expone en primer lugar una organización estratigráfica general de los materiales aflorantes en el área, con breves reseñas sobre los caracteres principales de las unidades distinguidas. A continuación, y como complemento a lo anterior, se establece un ensayo de evolución sedimentaria con diversas consideraciones paleogeográficas y paleotectónicas.

ESTRATIGRAFIA

Las líneas estratigráficas básicas del Macizo de Aitzgorri fueron ya establecidas por RAT (1959, 1980). Una subdivisión más detallada ha sido presentada recientemente (FERNANDEZ-MENDIOLA y GARCIA-MONDEJAR, 1985), acompañada de un breve resumen de su evolución sedimentaria. En la Fig. 1 se muestra una síntesis cartográfica de las principales masas calizas aflorantes, la cual ha servido de base para la elaboración del corte sintético estratigráfico de la Fig. 2. La descripción de éste es como sigue.

La Formación de Ernaga —antes referida como Fm. Erez— requiere dicha denominación en este macizo por el predominio de sus materiales terrígenos más finos (GARCIA-MONDEJAR, 1982). Su parte inferior está constituida por arcillas, lutitas y niveles de areniscas con estratificación cruzada de surco. Hacia arriba también posee materiales terrígenos, aunque allí contienen más CO_3Ca y fósiles, destacando algunos bancos de areniscas calcáreas con grandes ostreidos y calcarenitas de radiolas de equinidos con estratificación cruzada. Los terrígenos muestran bastantes restos carbonosos de vegetales y fauna marina de lamelibranchios. En conjunto, se interpreta esta unidad como formada en un ambiente marino siliciclástico somero, con probable influencia mareal. Su edad es Aptiense inferior, según dataciones de ammonites en áreas vecinas.

La Formación de Zaraya constituye el gran banco carbonatado occidental del macizo (Figs. 1, 2 y 3). Se compone principalmente de calizas micríticas, calizas margosas y

calcarenitas, con una potencia máxima por encima de 1.500 m. Su edad abarca desde el tránsito Aptiense inferior - Aptiense superior (por correlación con la base de la Formación de Aitzgorri), hasta el Albiense inferior alto - Albiense medio bajo (por correlación con el techo de la Formación de Araoz). El cambio vertical que experimenta esta unidad a la altura estratigráfica del monte Kurutzeberri (Fig. 3), puede ser referido a la base del Albiense por la aparición de *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* ROEMER. Presenta rápidos cambios laterales a otros masteriales, prácticamente en todas direcciones, lo que le confiere un carácter de banco carbonatado aislado entre facies más terrígenas. Su parte basal muestra un esquema de instauración caliza progresiva (Fig. 3), que en el área de Kurutzeberri se caracteriza por la aparición de abundantes montículos arrecifales de tamaño métrico (**reef-mounds** de JAMES, 1978), con núcleos de corales masivos flotando en micrita (Fig. 4). Su parte superior denota una reducción areal del primitivo litotopo calizo, hecho paralelo a un mejor desarrollo de las calizas micríticas (Fig. 5), con más montículos arrecifales, y a la aparición de taludes con brechas intraformacionales dirigidos hacia el NE (Fig. 3). El domo estructural actual que afecta a las calizas de Zaraya, cuyo origen es probablemente diapírico debido a la proximidad al mismo de manantiales salinos (Salinas de Leniz, quizás procedente del Keuper), puede ser el resultado final de una acción halocinética larga que, habiendo comenzado en el Aptiense, condicionó la localización de las calizas urgonianas y de sus taludes asociados, sobre todo en el Albiense inferior.

La Formación de Aitzgorri está constituida esencialmente por calizas micríticas con alternancias de calizas margosas, lutitas y ocasionalmente areniscas. Presenta un fuerte diacronismo motivado por sus cambios laterales a sedimentos más terrígenos (Fig. 2). Su potencia máxima supera 1.500 m. y abarca una edad desde el tránsito Aptiense inferior - Aptiense superior, marcado por la asociación *Orbitolina (Mesorbitolina) parva* (DOUGL.), *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENB.) y *Choffatella decipiens* SCHLUMB., hasta el Albiense inferior alto - Albiense medio bajo (por correlación con el techo de la Formación de Araoz). En el área de máxima potencia aparecen frecuentemente montículos de micrita, así como biostromos de rudistas y niveles margo-arenosos coralinos. Hacia el oeste, la sedimentación de la unidad se detuvo en los comienzos del Albiense, siendo reemplazado el litotopo calizo por otro margo-oso (Figs. 2 y 6). En los momentos finales de su sedimentación, la Formación de Aitzgorri, restringida ya arealmente, desarrolló cambios a sedimentos más profundos en varias direcciones, con aparición de importantes megabrechas de clastos y olistolitos calizos (Fig. 7). Este hecho sugiere, como en el caso de Zaraya, una formación a través de actuación diapírica sinsedimentaria. Datos del sondeo Aitzgorri-I en Castearán (hoja 1:50.000, n.º 113, Salvatierra) demostraron la presencia de Keuper diapírico en el núcleo del anticlinal de Aitzgorri-Araz, hecho que confirma plenamente la validez de la interpretación anterior.

La Formación de Urbía es esencialmente margosa y constituye el paso lateral de gran parte de las formaciones calizas descritas (Fig. 2). Posee margas y margocalizas con espículas de esponjas; calcarenitas con bioclastos de corales, orbitolinas, equinidos y rudistas; calizas **packestone** con requienidos, corales, *Chondrodonta* y otros fósiles; y calizas arenosas con orbitolinas, esponjas y diversos lamelibranchios. Tales facies permiten atribuir esta unidad a un ambiente marino de «cuenca» intra-arrecifal, en el

cual no se desarrollaron fuertes pendientes creadoras de fenómenos de resedimentación en masa. La intercalación esporádica de calizas micríticas con rudistas sugiere profundidades marinas no muy grandes, de manera que pequeñas oscilaciones del nivel del mar pudieron haber sido aprovechadas por los rudistas para colonizar momentáneamente porciones de «cuenca». La potencia total supera 1.000 m. y la edad máxima es Aptiense superior - Albiense inferior parte inferior. **O. (M.) texana** testifica el Albiense.

La Formación de Orkatzategi reposa sobre la de Urbia entre las partes superiores de las calizas de Zaraya y Aitzgorri (Figs. 1 y 2). Presenta una potencia máxima de 150 m. en su parte central y se adelgaza progresivamente hacia el este y el oeste hasta pasar a las margas de Urbia (Fig. 7). Su edad es Albiense inferior, según la asociación **O. (M.) texana** y **Simplorbitolina manasi** (CIRY y RAT). La mayor parte de su masa está constituida por micritas, entre las que se encuentran corales masivos, requiñidos y **Chondrodonta**. Hacia los bordes se encuentran a veces bancos bien estratificados de calizas con corales, calizas con requiñidos y calizas margosas; en otras ocasiones aparecen calcarenitas con orbitolinas y otros microforaminíferos, así como esporádicas brechas calcáreas. El techo de la formación, finalmente, es erosivo, conteniendo abundantes brechas intraformacionales y otros testimonios de resedimentación penicontemporánea.

La Formación de Araoz representa el equivalente lateral de la parte superior de las Formaciones de Aitzgorri y Zaraya. Alcanza una potencia de 500 m. y su edad puede ser considerada Albiense inferior parte superior - Albiense medio parte inferior, de acuerdo con el hallazgo en su techo de un ammonites atribuible al género **Protohoplites**. Está constituida por margas, megabrechas calizas y masas calizas aisladas, fundamentalmente, y por lutitas, areniscas e incluso conglomerados silíceos, de forma secundaria. Los niveles de resedimentación se acuan y desaparecen hacia el centro de la cubeta de Araoz, según sendos alejamientos de los bancos de Zaraya y Aitzgorri (Figs. 2, 3 y 7). El máximo de brechas y tamaño de olistolito (los clastos son de calizas típicas urgonianas) se alcanza en el sector SE. Hacia el techo de la serie margosa aparecen tres grandes masas calizas: Zabalaitz, Enaitz y Aránzazu (esta última de 3,5 Km. de longitud aparente). Se componen de montículos de micrita con un probable origen autóctono, a modo de arrecifes pináculo. A techo de los niveles finales de megebrechas las margas dejan paso a lutitas negras, las cuales, a su vez, pasan hacia arriba a las areniscas de la Fm. de Valmaseda (Figs. 2 y 9).

Fuera de los límites del Macizo de Aitzgorri, las calizas urgonianas pasan lateralmente a sedimentos margosos y terrígenos, sin apenas intercalaciones calizas (Fig. 2). Hacia el oeste se encuentra la Formación de Murugain (referida en FERNANDEZ-MENDIOLA y GARCIA-MONDEJAR, 1985, como Fm. de Aitz-Zorrotz, aunque los nuevos datos aconsejan reservar este nombre para un miembro de la Fm. de Zaraya). En sus proximidades al macizo dicha unidad consta de lutitas y margas, entre las que se intercalan brechas calizas y ocasionales conglomerados silíceos y areniscas. Hacia el NE las calizas pasan lateralmente a la Formación de Etxegárate, compuesta esencialmente por margas más o menos arenosas y calizas margosas, en las que se intercalan niveles de brechas y megabrechas de clastos y olistolitos calizos y otros depósitos de resedimentación. Hacia el sur y SO, datos de superficie y de sondeos indican que las calizas urgonianas de las formacio-

nes descritas pasan lateralmente a materiales terrígenos, desapareciendo totalmente en pocos kilómetros.

EVOLUCION SEDIMENTARIA

En base a los caracteres principales estratigráficos y sedimentológicos de las diferentes unidades, y teniendo en cuenta las sucesiones laterales y verticales de éstas según el corte de correlación general de la Fig. 2, se puede establecer una breve síntesis de la evolución sedimentaria del área en el transcurso del Aptiense y gran parte del Albiense.

Durante el Aptiense inferior un mar somero y terrígeno cubría no sólo toda el área del actual macizo, sino casi toda la región vasco-cantábrica. La sedimentación de terrígenos finos era índice de un alejamiento relativo de las áreas de máxima acción de corrientes, donde predominaban tamaños de grano arena (áreas del este, Fm. de Erez). No obstante, las intercalaciones de areniscas con estructuras de una cierta energía cinética sugieren llegadas ocasionales de corrientes, probablemente ligadas a algún sistema deltaico o de estuario amplio. Hacia el tránsito Aptiense inferior-superior, la sedimentación carbonatada reemplazó progresivamente a la terrígena dominante hasta entonces. El cambio se caracterizó por la aparición de parches calizos que alternaron lateral y verticalmente con margas y materiales terrígenos, éstos localizados especialmente en el área de Zaraya. Las zonas de tránsito lateral de calizas adquirieron paulatinamente facies de montículos arrecifales, con núcleos micríticos ricos en corales y flancos de calizas más contaminadas, ricas en espículas de esponja. La ausencia de niveles de resedimentación en las zonas de tránsito de facies, atestiguan el carácter de rampas carbonatadas del modelo imperante en aquellos momentos, el cual perduró hasta finales del Aptiense. En los comienzos del Aptiense superior se individualizaron también las dos áreas principales de sedimentación caliza, que luego persistieron hasta el Albiense medio: Zaraya y Aitzgorri.

A partir del Albiense inferior los litotopos calizos redujeron considerablemente su extensión, siendo ocupados los espacios abandonados por el litotopo margoso de la Fm. de Urbia. No se formaban aún facies de taludes muy inclinados con importantes fenómenos de resedimentación, ya que los tránsitos calizos aparecen caracterizados por parches monticulares (Kurutzeberri), **grainstones** adyacentes a márgenes con montículos (Arbelaitz), o lenguas de talud muy suave con montículos (Kargaleku) (Figs. 3 y 7). La reducción del área de sedimentación caliza y su reemplazamiento por sedimentos de mayor batimetría, o «cuenca», a comienzos del Albiense, sugiere que en dichos momentos pudo haber empezado a acelerarse la subida relativa del nivel del mar en el área, de manera que debieron cesar de golpe, en una amplia extensión, las condiciones de sedimentación apropiadas para la colonización y mantenimiento de las comunidades de rudistas, corales y ostreidos constructores. Ese mismo hecho pudo haber determinado el importante desarrollo de los montículos arrecifales en los bordes de los bancos carbonatados, especialmente en el de Zaraya.

Aproximadamente hacia la mitad del Albiense inferior se produjo una fase corta de expansión de los litotopos calizos someros, originándose la Formación de Orkatzategi dentro del área típica de cuenca. Este hecho es atribuido a una repentina y corta caída relativa del nivel del mar,

seguida inmediatamente por una elevación relativa del mismo. Un nuevo ciclo de caída y elevación relativas puede ser invocado para explicar el final de la sedimentación de dicha unidad, cuando se produjo erosión, retrabajamiento y resedimentación de parte de sus materiales de techo, en condiciones de mar muy somero o, incluso, emersión.

Dentro del Albiense inferior parte superior, y quizás también durante parte del Albiense medio parte inferior, se produjo en el área una fase muy significativa de subsidencia diferencial, ya que los bancos calizos de Zaraya y Aitzgorri desarrollaron entonces sus pendientes más escarpadas, tanto hacia el N y NE (Fm. de Exegárate) como hacia la parte central (Fm. de Araoz). En esta parte central, el brusco aumento de subsidencia determinó la inmediata desaparición del parche arrecifal de Orkatzategi bajo sedimentos de cuenca, así como la aparición de megabrechas de talud, muchas constituidas por olistolitos decamétricos. La naturaleza de los clastos de estas megabrechas es esencialmente micrítica, de manera que su origen estuvo ligado, con toda probabilidad, a una situación de borde destructivo de plataforma. Fueron frecuentes entonces los desplomes de grandes fragmentos de plataforma parcialmente litificados, a causa, sin duda, de movimientos de origen tectónico. La procedencia somera y cercana de las megabrechas queda bien reflejada en el esquema de la Fig. 2, en el que se aprecia un progresivo acunamiento y desaparición de los niveles alóctonos, desde los bancos de Aitzgorri y Zaraya hacia el centro de la cubeta de Araoz. Estos bancos tenían al mismo tiempo taludes poco abruptos hacia el sur, ya que oponían márgenes de tipo rampa a las llegadas de terrígenos de procedencia meridional. Dentro de la Fm. de Araoz se encuentran aisladas masas calizas de tamaño kilométrico (Zabalaitz, Enaitz, Aránzazu), cuya interdigitación progresiva de flancos con las facies de cuenca circundantes sugieren un origen autóctono, a

modo de arrecifes pináculo. Probablemente empezaron a formarse sobre altos topográficos submarinos (quizás alguna concentración de olistolitos) en momentos de caída relativa del nivel del mar. en el caso de Aránzazu, su desaparición vertical completa con disminución progresiva del litotopo calizo, sugiere una elevación relativa rápida del nivel del mar, superior a la capacidad de producción de CO_3Ca del pináculo.

Hacia el Albiense medio aproximadamente, el crecimiento vertical de los bancos de Zaraya y Aitzgorri se detuvo bruscamente, en gran medida como resultado de la llegada de grandes cantidades de sedimentos terrígenos de procedencia meridional. Primero se nivelaron los relieves arrecifales preexistentes con lutitas negras, y luego se depositaron de modo uniforme las areniscas de plataforma marina somera de la Formación de Valmaseda.

El origen de los potentes bancos carbonatados descritos puede ser atribuido a diferentes causas, siendo la primera y principal una subida relativa, continua, del nivel del mar (eustatismo, subsidencia, o ambos procesos a la vez). La presencia de altos topográficos en el fondo del mar tuvo que haber sido importante para la localización y persistencia de las facies someras calizas. Dichos altos se debieron a basculamientos de bloques («horst» del Anticlinorio de Bilbao flanqueado por surcos, especialmente el septentrional del Sinclinorio de Vizcaya) y, a escala más reducida, a movimientos halocinéticos incipientes del keuper en las áreas de Zaraya y Aitzgorri, a partir del Aptiense superior. El máximo de actividad diapírica —y subsidencia diferencial por tanto— se produjo durante el Albiense inferior, parte superior, y quizás durante parte del Albiense medio bajo. La llegada de grandes cantidades de materiales terrígenos por el sur, finalmente supuso un control adicional para la formación de calizas, impidiendo el desarrollo de las mismas en áreas más al sur del actual Macizo de Aitzgorri (GARCIA-RODRIGO y FERNANDEZ-ALVAREZ, 1973).

REFERENCIAS

- FERNANDEZ-MENDIOLA, P. A., y GARCIA-MONDEJAR, J. (1984): Facies and paleogeography of the Urganian Complex in the Duranguesado-Aitzgorri area, northern Spain. *5th European Regional Meeting of Sedimentology*. Marseille. Abstracts, p. 172.
- FERNANDEZ-MENDIOLA, P. A., y GARCIA-MONDEJAR, J. (1985): Middle Cretaceous carbonate buildups in the Aitzgorri Massif (Basque Cantabrian Region, northern Spain). *6th European Regional Meeting of Sedimentology*. Lleida. Volume of Abstracts, p. 172-175.
- GARCIA-MONDEJAR, J. (1982): Aptiense-Albiense. En: *El Cretácico de España*. Madrid, *Univ. Complutense*; pp. 63-84.
- GARCIA-RODRIGO, B., y FERNANDEZ-ALVAREZ, J. M. (1973): Estudio geológico de la provincia de Alava. Memoria del I.G.M.E., t. 83, 198 pp.
- JAMES, N. P. (1978): Facies models 10. Reefs. *Geoscience Canada*, vol. 5, n.º 1, pp. 16-26.
- I.G.M.E. (1975): Mapa geológico de España, escala 1:50.000. Vergara. Segunda serie, primera edición. Serie Magna. *Serv. Publ. Minist. Indust.* Madrid.
- I.G.M.E. (1978): Mapa geológico de España, escala 1:50.000. Salvatierra. Segunda serie, primera edición. Serie Magna. *Serv. Publ. Minist. Indust.* Madrid.
- PASCAL, A. (1984): Les systèmes biosédimentaires urgoniens (Aptien-Albien) sur la marge nord-iberique. Thèse. Inst. Sci. de la Terre. *Univ. de Dijon*. 561 pp.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971): Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del norte de España (Región Cantábrica). Mem. I.G.M.E., tomo 78, 357 pp.
- RAT, P. (1959): Les Pays Crétacés basco-cantabriques (Espagne). Thèse. Fac. Sci. Publ. *Univ. Dijon*, vol. XVIII, 525 pp.
- RAT, P. (1980): Les systèmes urgoniens et les paysages du Guipúzcoa (Pays Basque). *Munibe* 32, p. 179-193.

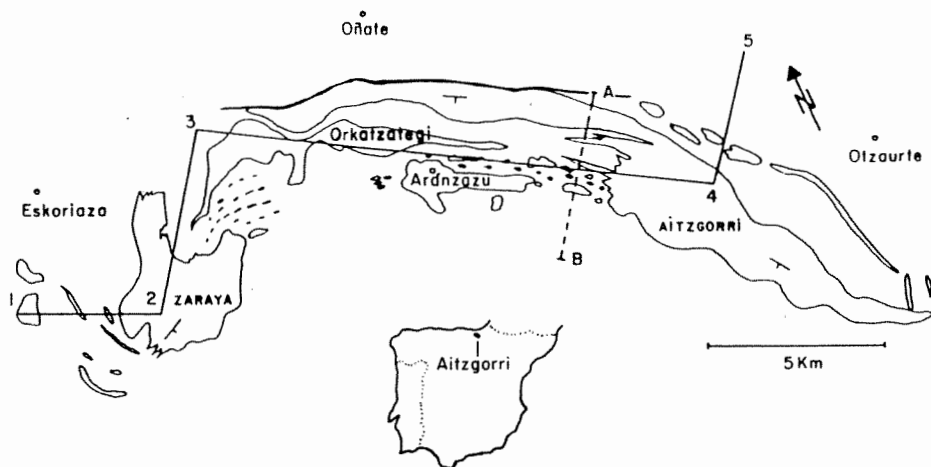


Figura 1.—Esquema cartográfico de las principales unidades calizas del Macizo de Aitzgorri. La línea 1-5 señala los cortes en los que se basa la figura 2; A-B el corte de la figura 9.

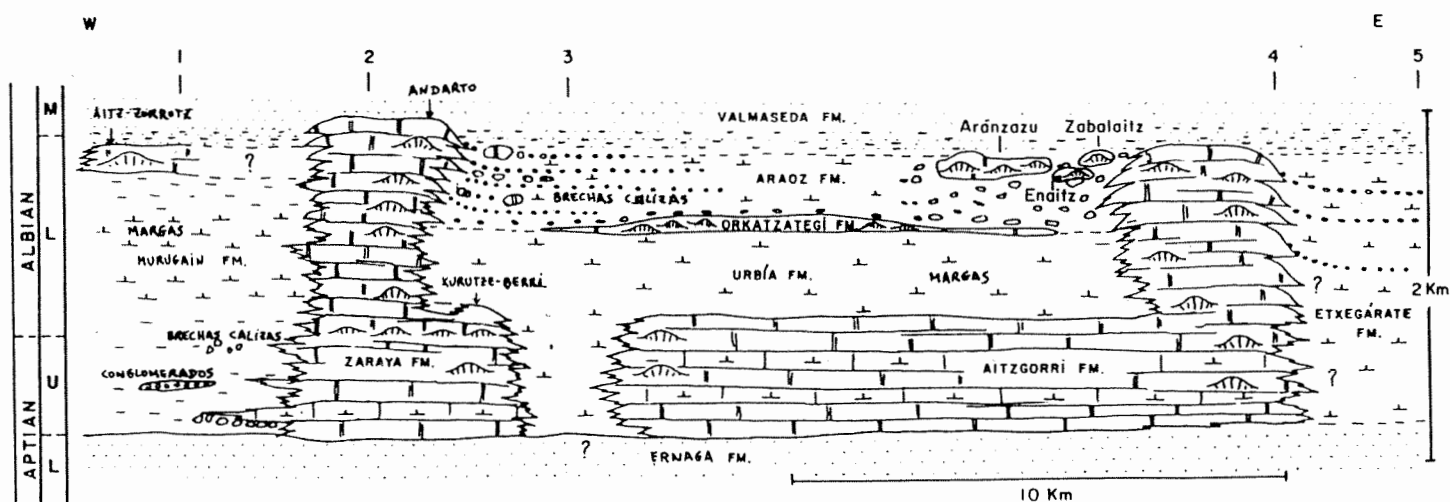


Figura 2.—Sección estratigráfica compuesta O-E del Macizo de Aitzgorri, con indicación de las principales unidades distinguidas. Situación de los cortes individuales 1-5 en la figura 1 (según FERNÁNDEZ-MENDIOLA y GARCÍA-MONDEJAR, 1985, modificado).

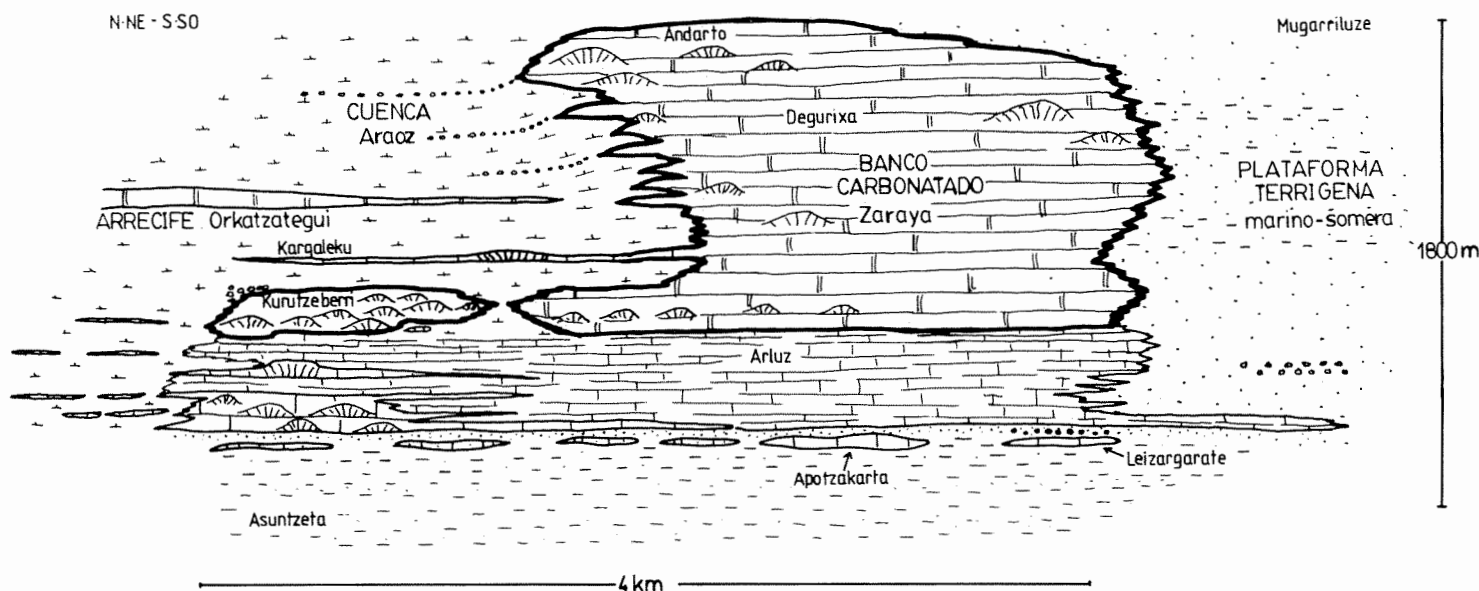


Figura 3.—Sección estratigráfica NNE-SSO de la Formación de Zaraya, mostrando sus principales facies, cambios laterales y atribución ambiental.



Figura 4.—Montículos arrecifales (*reef-mounds*) con núcleos coralinos en el monte Kurutze-berri, parte inferior de la Formación de Zaraya.



Figura 5.—Calizas micriticas bien estratificadas de la parte superior de la Formación de Zaraya.



Figura 6. — Calizas tabulares de la Formación de Aitzgorri y margas suprayacentes de la Formación de Urbia.

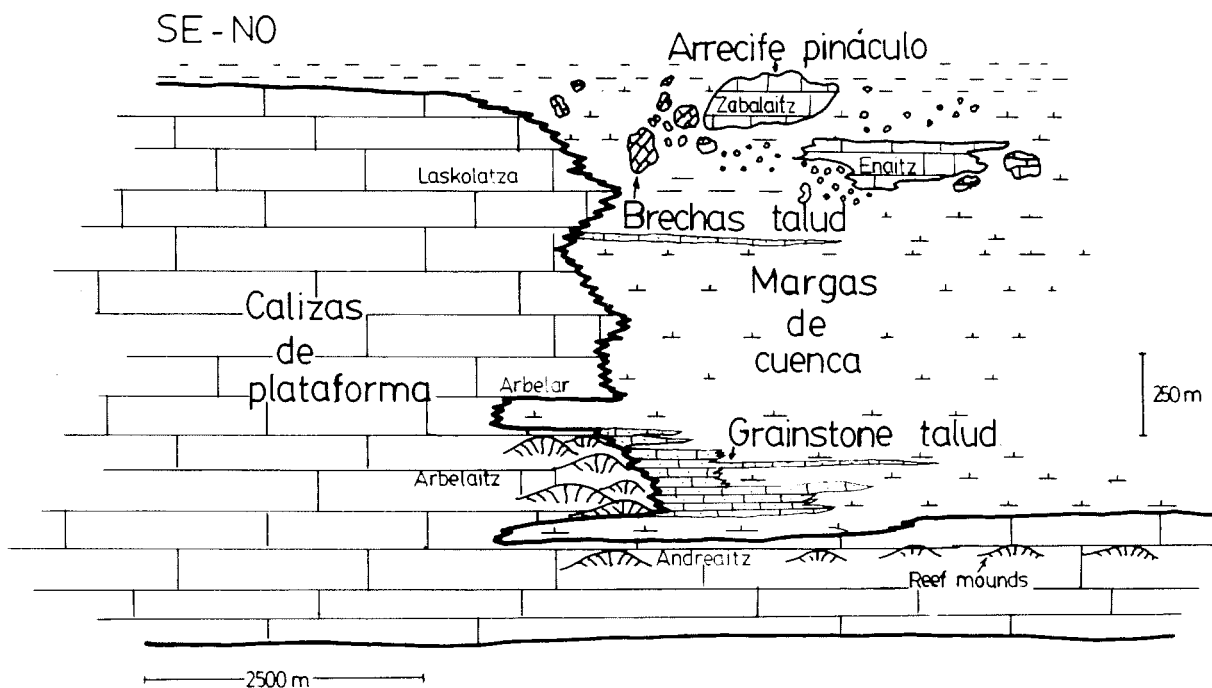


Figura 7. — Cambio lateral de facies hacia el NO de la parte superior de la Formación de Aitzgorri. La existencia de paleotaludes viene atestiguada por grainstones de peri-montículo, primero, y por megabrechas calizas de cantos y olistolitos después.



Figura 8.—Formación de Orkatzategi, mostrando la parte central de micritas monticulares masivas y el rápido adelgazamiento en sentido oeste.

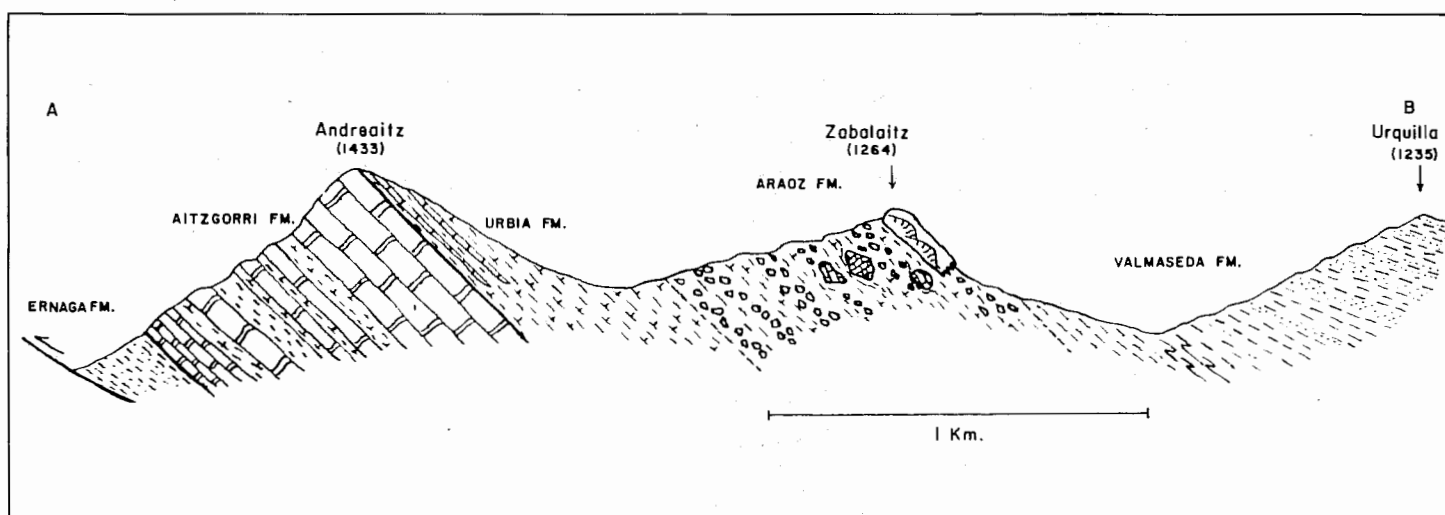


Figura 9.—Corte geológico N-S del Macizo de Aitzgorri a la altura de Zabalaitz (A-B) de la figura 1). De abajo arriba se distingue toda la serie urgoniana, destacando en el relieve las calizas de Aitzgorri, las megabrechas de Araoz y las areniscas de Valmaseda (según FERNANDEZ-MENDIOLA y GARCIA-MONDEJAR, 1985).

METODO DE PREDICCION DE LAS DIRECCIONES PRINCIPALES DE DRENAJE EN EL KARST

Por Adolfo Eraso (*)

A modo de dedicatoria

Valga la ocasión para ofrecer el contenido de este trabajo al Grupo Espeleológico Vizcaino, gestor y soporte incansable durante tres décadas de gran parte de las actividades espeleológicas vasco-navarras, y valga también de manera específica a aquellos pioneros de nuestra espeleología, Félix Ruiz de Arcaute, Javi Hidalgo, Pedro Echalecu, que desaparecieron bruscamente pero ejerciendo la actividad que más les gustaba. Muchas de las ideas que aquí se desarrollan, fueron gestándose en nuestras discusiones durante las estimulantes y a veces difíciles exploraciones en los complejos subterráneos de LARRA, ITXINA y MAIRUELEGO-RRETA.

Sin embargo el Método que aquí presentamos, cuyas aplicaciones pueden encontrarse en las conclusiones del trabajo, aunque resuelva cuantitativamente el carácter anisotrópico del karst, que constituye una de sus tres grandes incógnitas, no representa para nosotros un final ni una contemplación del pasado, sino tan sólo una meta volante, un objetivo parcial. Si como sospechamos el karst constituye un proceso, el Método de Predicción debe servir con similar acierto, en virtud del Principio de Convergencia de Formas, en cualquier otro material que se karstifique. En ello estamos. Probado ya con éxito en el karst en hielo de SPITSBERGEN en el ARTICO, hemos realizado ya las primeras observaciones en el karst en cuarcitas del alto ORINOCO en plena selva sudamericana y, de momento, estamos preparando su aplicación en los hielos ANTARTICOS. Así seguiremos mientras el cuerpo aguante...

RESUMEN

La organización del drenaje en los acuíferos kársticos es muy diferente de la de los acuíferos clásicos. En el karst la permeabilidad se establece gracias a la interconexión de fisuras, y la circulación del agua a su través provoca la disolución de la roca. Esta última circunstancia los hace cualitativamente diferentes.

En el karst, la disolución motivada por la circulación del agua, amplía los huecos o fisuras interconectadas, disminuyendo por consiguiente su pérdida de carga. En consecuencia, su gradiente hidráulico aumenta, incrementándose con ello la circulación y, por consiguiente, la disolución y así sucesivamente.

Mediante un efecto de feed-back, solamente las fisuras que están sometidas a mayor circulación son las que se amplían, en detrimento de las otras.

El resultado es el establecimiento de la red de conductos tridimensional, responsable tanto de las altas transmisividades como del carácter direccional y discreto de los acuíferos kársticos.

Cuando las condiciones exteriores hacen disminuir el gradiente hidráulico, el sistema evoluciona hacia el paleo-karst. Este se caracteriza por una tendencia general a la colmatación de conductos. En el caso particular del karst hidrotermal, muchos yacimientos minerales tienen este origen, entre los que se encuentran gran número de los de Europa Central.

(1) Presidente de la UIS (UNESCO). Asesor de AGROMAN. Depto. de Geodinámica, Facultad de Geología, U.C. Madrid.

La construcción de presas en regiones kársticas, donde las condiciones de las cerradas bajo el punto de vista del ingeniero civil son excelentes, ha presentado frecuentemente serios problemas de filtraciones cuya corrección cuando se ha logrado ha resultado tan costosa como imprevisible.

La elevada vulnerabilidad de estos acuíferos frente a la polución, frecuentemente utilizados como suministro de agua a poblaciones, los drenajes endorréicos de algunos acuíferos kársticos costeros que descargan directamente en el mar..., etc., etc., demuestran el notable peso socioeconómico que el hombre debe pagar al transformar esta parcela de la naturaleza en su beneficio.

Por todo ello, cualquier contribución que represente un avance en el conocimiento del karst, proporcionará una mejora de soluciones en la aplicación y en la práctica. El método que aquí presentamos, tras varias décadas de observación y 5 años de contraste y comprobación creemos que representa un avance en el conocimiento del karst, razón por la cual procedemos a su difusión.

El Método se apoya en dos hipótesis de trabajo, la primera cualitativa y la segunda cuantitativa.

1.^a Existe una preparación tectónica del karst que prefigura la disposición de la red tridimensional de conductos de drenaje en función de su historia geológica.

2.^a Las direcciones más probables de drenaje se organizan dentro de los planos que contienen a las componentes máxima (σ_1) e intermedia (σ_2) de cada elipsoide de esfuerzos. Son por consiguiente, ortogonales a la componente mínima (σ_3) de cada elipsoide en cuestión.

Los trabajos de campo se circunscriben en aplicar las técnicas de geología estructural y definir los esfuerzos sufridos por el macizo mediante la definición de sus correspondientes elipsoides.

El análisis microtectónico nos resuelve el problema sin más que inventariar las conjunciones de tectoglifos capaces de definirnos los elipsoides buscados.

Dichas conjunciones son principalmente:

- Estilolito - Vena (E-V)
- Estilolito - Falla (E-F)
- Vena - Falla (V-F)
- Fallas conjugadas (F-F)

y aplicando la proyección estereográfica, resolveremos en la red de WULFF para cada caso el elipsoide en cuestión.

El plano de drenaje vendrá definido automáticamente sin más que aplicar la segunda hipótesis de trabajo.

En la práctica interesa trabajar con el mayor número posible de conjunciones, para poder definir el grado de probabilidad de cada una de las modas que aparezcan. Para su representación, aplicaremos la proyección estereográfica pero en este caso trabajando sobre red de SCHMIDT.

El resultado es una polimodal en tres dimensiones con el porcentaje de probabilidad cuantificado para cada una de sus modas, que indican las direcciones principales del drenaje subterráneo. Dicho resultado es válido para las predicciones.

Para facilitar el tratamiento de los datos de campo el Método dispone de tres programas informáticos:

—GEORED: que dibuja las redes estereográficas de WULFF (equiangular) y SCHMIDT (equiareal) para cualquier ángulo de inclinación y densidad de paralelos y meridianos.

—GEODRE: que calcula y dibuja la posición de los componentes del elipsoide (σ_1 , σ_2 , σ_3) así como los planos de drenaje para cada conjunción.

—GEOPOL: que calcula y dibuja para una determinada población de planos o polos, las zonas de igual concentración para cada porcentaje de área que se desee.

El Método ha sido probado con éxito en diez ejemplos, los cuales se sitúan, bajo condiciones geológicas muy diferentes, en zonas kársticas de la Península Ibérica.

Su grado de acierto es muy elevado, superior al 95% en los casos en que ha podido ser cuantificado.

Los ejemplos estudiados en España se aplican a diversos cometidos, entre los que destacan: el propio contraste del Método cuando existen redes de grandes cavernas cuya topografía es realizable; la predicción de fugas en la construcción de presas; la progresión de la contaminación ante vertidos industriales; la progresión de la polución en acuíferos; la descarga subterránea de agua dulce al mar. Su distribución es variada por elección expresa. Se desarrollan en el Macizo Pirenaico, Cornisa Cantábrica, Paleozoico Asturiano, Sistema Central, Cadena Ibérica, Cordillera Bética y se distribuyen en los afloramientos calcáreos más diversos, desde el Cámbrico hasta el Terciario.

La predicción dada por el Método, ha sido confirmada la mayor parte de las veces mediante coloraciones con fluoresceína, habiendo servido en algunos casos para modificar los primitivos proyectos, los cuales ha sido necesario adecuarlos a la situación objetiva evidenciada.

El contraste del Método cuando se dispone de la topografía de grandes redes subterráneas, se puede realizar mediante las polimodales que se presentan, en este caso en dos dimensiones. Si en ellas aplicamos el test de KOLMOGOROV a la curva acumulada, podremos cuantificar de manera estadísticamente ortodoxa la validez del Método descrito.

El Método descrito es aplicable en principio a los siguientes campos:

- Conocimiento de la red de drenaje kárstica.
- Estudio y explotación de acuíferos kársticos.

- Progresión de la contaminación y contaminación en acuíferos kársticos.
- Predicción de fugas en presas emplazadas en zonas kársticas.
- Construcción de pantallas de impermeabilización en obras civiles realizadas en regiones kársticas.
- Detección de pérdidas de agua dulce en acuíferos kársticos costeros y surgencias submarinas.
- Intrusión salina en acuíferos kársticos costeros sometidos a sobreexplotación.
- Predicción de las direcciones de mineralización de paragénesis ligada a paleokarst.
- Intrusiones de agua en explotaciones mineras realizadas en regiones kársticas.
- Excavaciones bajo capa freática en acuíferos kársticos.

Y, en general, para la estimación cuantitativa, en el aspecto direccional, del potencial de karstificación, de validez en los estudios teóricos del karst.

Esto último cobra gran importancia si tenemos en cuenta que el proceso de la karstificación, como tal proceso, no se remite exclusivamente a las rocas carbonáticas. Tampoco es exclusivo de las rocas solubles como yeso, sal..., etc., ya que en las cuarcitas precámbricas de Sarisarinama de la amazonia venezolana el proceso también se manifiesta. Aquí podríamos pensar como hipótesis de trabajo que la naturaleza ha tenido tiempo suficiente en 1.600 millones de años para grarlo.

Todavía si, como hipótesis de trabajo, ampliamos el concepto de disolución como el de pérdida de material por vgr.: dispersión coloidal o cambio de estado por fusión, podríamos abordar bajo idénticos planteamientos temas como los siguientes:

- La tubificación de las arcillas en los núcleos de presas.
- Los tubos lávicos generados en ciertas rocas volcánicas.
- La karstificación del hielo en los glaciares subpolares y su consecuencia práctica, el suministro de agua dulce a las bases circumpolares.

De los cuales este último tema, ha sido ensayado con éxito en el círculo polar ártico.

SUMMARY

The drainage in karstic and classical aquifers is very different. In karst, permeability occurs because there is a fissure interconnection whose water circulation involves rock dissolution.

For that reason, both are qualitatively different.

In karst, the dissolution resulting from water circulation brings about an enlargement of holes or interconnected fissures, decreasing consequently, its pressure drop. So, in consequence, the hydraulic gradient of water flow grows, increasing the water circulation and so, successively.

By means of a feed-back effect, only the fissures which receive a stronger water circulation flow, get larger, to the detriment of the others.

The result of that phenomenon is a tridimensional conducts net which explains the high transmissivities as well as both directional and discrete characteristic of karstic aquifers.

When, the external conditions involve an hydraulic gradient decrease, the system evolves towards paleokarst which is characterized by a general tendency of conducts fillings. In the case of hydrothermal karst, a lot of ore minerals have the same origin, between them, we find a great number in Central Europe.

Dam building in karstic regions, where dam site offers excellent conditions, in civil engineer's point of view, presents frequently, serious leakage problems. Their corrections are resulting so expensive as unforeseeable.

The aquifers, highly vulnerable to pollution and frequently, used as water supply for towns as well as endorreic drainages of some coastal karstic aquifers discharging directly into the sea etc., explain the high socioeconomic costs involved for using this bit of nature, into man's benefits.

For all these reasons, some contribution which is an advance in the karst knowledge, will bring an improvement of solutions in its practical application.

After a lot of decades and 5 years of contrasting and testing, we think that this method gives an advance in the knowledge of karst, for this motive, we proceed to its diffusion.

The method is based on two hypotheses, the first one is qualitative and the second one is quantitative.

1) Karst is predetermined by tectonic conditions suffered by the rock massif. So, it determines the disposition of the tridimensional net of drainage conducts, according to its geological history.

2) The most probable drainage directions are organized inside plans which have the maximum component (σ_1) and the intermediate component (σ_2) of each stress ellipsoid. In consequence, they are perpendicular to the minor component (σ_3) of each respective ellipsoid.

Work field investigations were limited to the application of structural geological techniques and also to the definition of stresses suffered by the massif, given the definition of their respective ellipsoids.

A better solution is the microtectonic analysis. So, it's only necessary, to classify tectoglyphs conjunctions which, we shall use to define the searched ellipsoids.

These conjunctions are principally:

- Stylolite - Veine (E-V).
- Stylolite - Fault (E-F).
- Veine - Fault (V-F).
- Conjugated Faults (F-F).

By applying the stereographic projection, we shall resolve for each case, the ellipsoid in Wulff's net.

By applying the second work hypothesis, we shall determine the drainage plan.

In practice, it's more interesting to work with the greatest number possible of tectoglyphs conjunctions to determine the probability degree of each defined mode.

For representing them, we shall apply the stereographic projection, but in this case, using Schmidt's net.

The result is a tridimensional polymodal with a quantified probability percentage for each of its modes giving the principal directions of the subterranean drainage. This result is valid for predictions.

To make easier field data processing, the method is available with three computer programs:

—GEORED: In which, we see Wulff's stereographic net (equiangular) as well as Schmidt's net (equiareal) for some angle of inclination and also for several parallels and meridians densities.

—GEODRE: In which, the position of the ellipsoid component (σ_1 , σ_2 , σ_3) as well as the drainage plans for each respective conjunction are calculated and drawn by plotter.

—GEOPOL: In which, for a determined plans or poles family, the areas of equal concentration, for each wished area percentage, are calculated and drawn by plotter.

The method was successfully applied in eleven examples, ten were carried out in very different geological conditions of Spain karstic regions and the eleventh was carried out into ice karst of the Svalbard Archipelago Glaciers.

Its accuracy degree is very high, superior to 95% in the cases, in which, it was possible to quantify.

The purposes of the study of the Spanish examples were: The method contrast in the case of large caverns nets whose topography were possible to carry out; the leaks prediction in dam building; the pollution progression in aquifers; the subterranean discharge of fresh water into the sea etc...

The examples were chosen in order to bring a great variety into the sampling. They were carried out into the «Mazizo Pirenaico», the «Cornisa Cantábrica», the «Paleozoico Asturiano», the «Sistema Central», the «Cadena Ibérica», the «Cordillera Bética» and they were located in the most various calcareous outcrops from the Cambrian to the Tertiary.

The prediction given by the method has been confirmed in the majority of cases by means of coloration with fluoresceine, which has been used in some cases to modify the original engineering projects, in order, to adapt them to the actual situation.

The method contrast in the case of having available the topography of large subterranean nets, can be carried out by means of the polymodals shown, in this particular case; in two dimensions.

If we apply Kolmogorov's test to the accumulated curve, we shall be able to quantify statistically, the validity of the described method.

At first, the described method is applicable to the following fields:

- Knowledge of the karstic drainage net.
- Study and operation of karstic aquifers.
- Pollution progression and contamination in karstic aquifers.
- Leakages prediction in dams located in karstic regions.
- Carrying out of diaphragm walls and grouting curtains for the impermeabilization in civil engineering jobs, in karstic regions.
- Detection of fresh water leakages in coastal karstic aquifers and submarine springs.
- Saline intrusion in coastal karstic aquifers due to overworking.
- Prediction of the mineralization directions interrelated with paleokarst.
- Water intrusion in open pit mines located in karstic regions.
- Excavation under the water table in karstic aquifers.

And is generally, also used for the quantitative estimation in the directional aspect of both karstification potential and validity, in the theoretical studies of karst.

The karstification process is very important and is not exclusively limited to a specific type of rocks. It has been observed not only, in carbonatic rocks but also in quartzites of the Sarisarinama region (South part of Venezuela). We should be able to use this nature phenomenon as work hypothesis, thinking that nature has had enough time, during 1.600 millions of years, to carry it out, but it's not enough...

If as work hypothesis, the concept of dissolution is amplified to the concept of solid likeage, for instance: colloidal dispersion or state change due to fusion, then, it's possible to use the same posings for the following aspects.

—Piping in clays core of earth dams.

—Lavic tubes produced in some volcanic rocks.

—Ice karstification in Subpolar Glaciers and its practical consequence, the fresh water supply, for bases located in the Antarctic periphery.

It has been tested with success in the Arctic Circle.

LABURPENA

«Karsten Hodiratze Norabide Berezien Aurresan Metodoak» lan hipotesi bitan oinarritzen da soilik:

—Lehenengoa, nolakotasunezkoa, ondoko hau diño: karstekoa antolaketa tektoniko bat dago, lurazpiko hodiratze sare hirudimentsionalaren jarrera aurrefiguratzeko duena.

—Bigarrena, zenbatasunezkoa, ondoko hau baieztatzen du: hodiratze norabide daitezkeenak, ahalegin elipesoide bakoitzaren gehieneko (σ_1) eta bitarteko (σ_2) osagaiek edukitzen duten planoen barruan antolatzen dira. Elkartutak dira beraz, elipesoide bakoitzaren gutxienezko (σ_3) osagaiarekiko.

Esandako Metodoa, iberika penintsulako zenbait karaitzekin banaturiko 10 adibideetan arrakastaz kontrastatua izan da, eta baita ere karstifikatzen diren artikoko izotzetan, kasu guztietan % 96'a baino altuago den igarpen gradu bat aurkituz.

Metodoa, arloz irakurritako tektoglifo konjuntzioen bidez lorturiko ahalegin elipesoideen definizioan oinarritzen dena, GEORED, GEODRE eta GEOPOL programei esker informatizatuta dago.

Behin betiko ondorioak, probabilitatea norabidean kuantifikatuta ematen duen polimodal hirudimentsional baten azaltzen dira. Zonan haitzuloak ezagutzen direnean, esandako polimodala, aipaturiko haitzuloen topografietatik ondoz ondo den polimodalarekin, dimentsio bitan kontrastatu ahal da.

Bere anizkun aplikazioak, ondorengoetan laburtu daitezke:

—Karstika hodiratze sarearen ezagutza.

—Karstiko urdunen ikasketa eta hurrupakuntza.

—Karstiko urdunetan satsadura eta kutsaduraren progresioa.

—Karstika aldeetan kokaturiko urtegietan ihesen aurresana.

—Karstika erregioetan egindako lan zibiletan, iragazkaitz pantailen eraiketa.

—Karstiko-kostako urdunetan eta itsaspeko irteeretan, ur goxoko galeren detektapena.

—Gain-hurrupakuntzara meneratuak dauden urdun karstikoen gazi sarketa.

—Paleokarsteri lotua dagoen paragenesi mineralizazio norabideen aurresana.

—Karstika erregioetan egindako meatokietan, uraren sarketa.

—Indusketak freatika geruza azpian, karstiko urdunetan.

Eta orokorki, zenbatasunezko onerizpenerako, norabidezko aspektuan, karstifikazio potentzialekoa, karsten ikasketa teorikoetan baliogarria.

INDICE

1.—PLANTEAMIENTO GENERAL

1.1.—ANÁLISIS GEOLOGICO ESTRUCTURAL

1.1.1.—TECTOGLIFOS Y DEFINICION DE ELIPSOIDES

1.1.2.—SECUENCIA Y CARACTER DE LAS FASES TECTONICAS

1.2.—REPRESENTACION DE LOS DATOS

1.3.—PREPARACION TECTONICA DEL KARST

2.—DETERMINACION DE LAS DIRECCIONES DE DRENAJE MAS PROBABLES EN EL KARST. METODOLOGIA

2.1.—HIPOTESIS DE TRABAJO

2.2.—TRABAJO DE CAMPO. CONJUNCIONES DE TECTOGLIFOS

2.3.—TRATAMIENTO DE LA INFORMACION Y REPRESENTACION

2.3.1.—PROGRAMA GEORED

2.3.2.—PROGRAMA GEODRE

2.3.3.—PROGRAMA GEOPOL

2.4.—DETERMINACION DE LA SECUENCIA RELATIVA DE FASES

2.5.—INTERPRETACION

3.—EJEMPLOS

3.1.—EL KARST DE LARRA COMO ENSAYO GENERAL DEL METODO

3.1.1.—PLANTEAMIENTO DE LA CUESTION

3.1.2.—SITUACION GEOLOGICA

3.1.3.—TRABAJOS DE CAMPO

3.1.4.—ANÁLISIS DE DATOS.

REPRESENTACION Y RESULTADOS

3.1.5.—EL KARST DE LA REGION

3.1.6.—INTERPRETACION DE RESULTADOS

- 3.2.—EL KARST DE LA PRESA DE TOUS (VALENCIA)
 - 3.2.1.—PLANTEAMIENTO DE LA CUESTION
 - 3.2.2.—SITUACION GEOLOGICA
 - 3.2.3.—TRABAJOS DE CAMPO
 - 3.2.4.—ANALISIS DE DATOS. REPRESENTACION Y RESULTADOS
 - 3.2.5.—DESCRIPCION DEL KARST DE LA ZONA
 - 3.2.6.—CONTRASTE DEL METODO CON EL KARST E INTERPRETACION
 - 3.2.7.—CONCLUSIONES
- 3.3.—EL KARST DE LA SIERRA DE LIBAR (MALAGA)
 - 3.3.1.—PLANTEAMIENTO DE LA CUESTION
 - 3.3.2.—SITUACION GEOLOGICA
 - 3.3.3.—TRABAJOS DE CAMPO
 - 3.3.4.—ANALISIS DE DATOS. REPRESENTACION Y RESULTADOS
 - 3.3.5.—EL KARST DE LA REGION
 - 3.3.6.—CONTRASTE DEL METODO CON EL KARST. RESULTADOS E INTERPRETACION
- 3.4.—EL KARST DE LA PRESA DE SAN CLEMENTE (GRANADA) .
 - 3.4.1.—PLANTEAMIENTO DE LA CUESTION
 - 3.4.2.—SITUACION GEOLOGICA
 - 3.4.3.—TRABAJOS DE CAMPO
 - 3.4.4.—ANALISIS DE DATOS. REPRESENTACION Y RESULTADOS
 - 3.4.5.—DESCRIPCION DEL KARST DE LA REGION
 - 3.4.6.—CONTRASTE DEL METODO CON EL KARST. RESULTADOS E INTERPRETACION
- 3.5.—EL KARST DE LA PRESA DE LOS CANCHALES EN EL RIO LACARA (BADAJOZ)
 - 3.5.1.—PLANTEAMIENTO DE LA CUESTION
 - 3.5.2.—SITUACION GEOLOGICA
 - 3.5.3.—TRABAJOS DE CAMPO
 - 3.5.4.—ANALISIS DE DATOS. REPRESENTACION Y RESULTADOS
 - 3.5.5.—COMENTARIOS E INTERPRETACION
- 3.6.—EL KARST EXISTENTE EN EL VERTIDO DE CENIZAS DE LA CENTRAL TERMICA DE SOTO DE RIBERA (ASTURIAS)
 - 3.6.1.—PLANTEAMIENTO DE LA CUESTION
 - 3.6.2.—SITUACION GEOLOGICA
 - 3.6.3.—TRABAJOS DE CAMPO
 - 3.6.4.—ANALISIS DE DATOS. REPRESENTACION Y RESULTADOS
- 3.6.5.—DESCRIPCION DEL KARST DE LA REGION
- 3.6.6.—CONTRASTE DEL METODO CON EL KARST. RESULTADOS E INTERPRETACION
- 3.7.—EL KARST DE LA PRESA DE ALCORLO (GUADALAJARA) .
 - 3.7.1.—PLANTEAMIENTO DE LA CUESTION
 - 3.7.2.—SITUACION GEOLOGICA
 - 3.7.3.—TRABAJOS DE CAMPO
 - 3.7.4.—ANALISIS DE DATOS. REPRESENTACION Y RESULTADOS
 - 3.7.5.—DESCRIPCION DEL KARST DE LA REGION
 - 3.7.6.—CONTRASTE DEL METODO CON EL KARST. INTERPRETACION
- 3.8.—EL KARST QUE AFECTA A LA PRESA DE BENINAR Y TUNELES DE CONDUCCION DE AGUA A ALMERIA
 - 3.8.1.—PLANTEAMIENTO DE LA CUESTION
 - 3.8.2.—SITUACION GEOLOGICA
 - 3.8.3.—TRABAJOS DE CAMPO
 - 3.8.4.—ANALISIS DE DATOS. REPRESENTACION Y RESULTADOS
 - 3.8.5.—DESCRIPCION DEL KARST DE LA REGION
 - 3.8.6.—CONTRASTE DEL METODO CON EL KARST. RESULTADOS E INTERPRETACION
- 3.9.—EL KARST DEL VALLE DEL RIO MIERA (CANTABRIA)
 - 3.9.1.—PLANTEAMIENTO DE LA CUESTION
 - 3.9.2.—SITUACION GEOLOGICA
 - 3.9.3.—TRABAJOS DE CAMPO
 - 3.9.4.—ANALISIS DE DATOS. REPRESENTACION Y RESULTADOS
 - 3.9.5.—DESCRIPCION DEL KARST DE LA ZONA
 - 3.9.6.—CONTRASTE DEL METODO CON EL KARST DE LA ZONA. INTERPRETACION
- 3.10.—EL KARST DEL COMPLEJO DE CAVIDADES DE OJO GUARENA (BURGOS)
 - 3.10.1.—PLANTEAMIENTO DE LA CUESTION
 - 3.10.2.—SITUACION GEOLOGICA
 - 3.10.3.—TRABAJOS DE CAMPO
 - 3.10.4.—ANALISIS DE DATOS. REPRESENTACION Y RESULTADOS
 - 3.10.5.—DESCRIPCION DEL KARST DE LA ZONA
 - 3.10.6.—CONTRASTE DEL METODO CON EL KARST. RESULTADOS E INTERPRETACION
- 4.—CONCLUSIONES GENERALES Y CRITICA DEL METODO
- BIBLIOGRAFIA

1.- PLANTEAMIENTO GENERAL

En la abundante literatura espeleológica existente, aparece con cierta frecuencia la afirmación de que las direcciones principales de los conductos, o la orientación de las cavernas, son concordantes con los sistemas de diaclasas visibles en el exterior, especialmente en los campos de lapiaz.

Esta afirmación es lo bastante antigua como para que no hayamos podido encontrar su origen, y su difusión tan amplia y generalmente aceptada como para que, a efectos prácticos, casi constituya un dogma de fe.

Sin embargo, nosotros lo hemos contrastado en muchas ocasiones, encontrando que la realidad no concuerda con dicha afirmación, por la sencilla razón de que es falsa.

Esto, sin embargo, no quiere decir que jamás tenga lugar la coincidencia de resultados, los cuales se dan, siempre según nuestras observaciones, cuando la red de con-

ductos del karst se halle establecida con carácter cortical, es decir, cerca de la superficie. Dicha coincidencia, deja de existir salvo con carácter puramente casual cuando las redes tridimensionales de conductos kársticos se establecen a gran profundidad.

Como no vamos a realizar aquí una crítica exhaustiva para rebatir dicha afirmación, a nuestro juicio tan extendida como incorrecta, no podemos, sin embargo, dejar de recomendar al investigador del karst, la necesidad de contrastar sistemáticamente y críticamente cualquier principio generalmente admitido, ya que es la única manera de progresar de una vez en nuestra joven rama de la ciencia.

En nuestro caso, los problemas con que nos hemos tropezado al tratar de establecer la red de conductos constitutiva del acuífero kárstico, en base a la afirmación anteriormente citada, nos han acuciado a profundizar en el problema, cuyo resultado lo constituyen las presentes li-

neas, que nos permitimos someter a la crítica de cuantos se hallen interesados en el karst, precisamente porque creemos haber avanzado un paso en su conocimiento.

Los acuíferos kársticos se diferencian de los otros, en primer lugar, porque en aquéllos la permeabilidad se establece gracias a la interconexión de fisuras, en lugar de porosidad intergranular, pero la característica más peculiar es que en los acuíferos kársticos tiene lugar el proceso de la disolución, circunstancia que los hace cualitativamente diferentes.

Efectivamente, en el karst, la disolución motivada por la circulación del agua, amplía los huecos y/o fisuras interconectadas, disminuyendo por consiguiente su pérdida de carga hidráulica. En consecuencia su gradiente hidráulico aumenta, incrementándose con ello la circulación y, por consiguiente, la disolución, y así sucesivamente.

En definitiva, mediante un efecto de feed-back, o retroacción positiva, solamente algunas fisuras privilegiadas son las que se amplían por disolución, convirtiéndose en la red de conductos tridimensional responsable tanto de las altas transmisividades como del carácter direccional y discreto de los acuíferos kársticos.

Esta argumentación es independiente del origen de las aguas circulantes en el karst, siendo necesario únicamente que los parámetros físico-químicos que la caracterizan, sean capaces de provocar la disolución de la roca para que la karstificación tenga lugar. De esta manera los procesos hidrotermales en el karst, no solamente son posibles, sino mucho más abundantes de lo que un somero vistazo pudiera indicar.

Cuando por condicionantes ajenos al sistema, los gradientes hidráulicos generadores del karst disminuyan de manera notable, el sistema evoluciona hacia el paleokarst, que se caracteriza por una tendencia general a la colmatación de conductos. En el caso particular del karst hidrotermal muchos yacimientos minerales, entre los que se encuentran gran número de los existentes en Europa Central y en los Balcanes, tienen este origen.

La construcción de presas en países kársticos, donde las condiciones de las cerradas, bajo el punto de vista del ingeniero civil, son excelente, ha presentado frecuentemente serios problemas de filtraciones cuya corrección, en los casos donde se ha logrado, ha resultado tan costosa como imprevisible.

En fin, la elevada vulnerabilidad de estos acuíferos frente a la polución, unida a su utilización como suministro de agua a núcleos de población, los drenajes endorreicos de algunos acuíferos kársticos costeros en los que el agua dulce se pierde directamente al mar..., etc., etc., demuestran el notable peso socioeconómico que el hombre debe pagar al transformar esta parcela de la naturaleza en su beneficio.

Por todo ello estamos convencidos de que cualquier contribución que represente un avance en el conocimiento del karst, se decantará en breve hacia la mejora de soluciones en la aplicación y en la práctica.

El método que aquí presentamos tras varias décadas de observación, y después de 5 años de contraste y comprobación, no va referido solamente al espeleólogo y al investigador del karst, sino también al hidrogeólogo, al ingeniero civil o de minas y, sobre todo, a los responsables de ordenación territorial que se verán precisados a establecer compromisos, en las regiones kársticas, entre cuestiones en clara contraposición.

En definitiva, el «Método de Predicción de las Direcciones Principales de Drenaje en el Karst», que aquí desarrollamos, va directamente encaminado a mejorar el conocimiento de la red tridimensional de conductos característica del acuífero kárstico, y encaja dentro del proyecto P.I.G.E.K. (PROGRAMME INTERNATIONAL SUR LA GENESIS ET EVOLUTION DU KARST), en el capítulo relativo al «Desarrollo y crítica de las Herramientas de Predicción» que la U.I.S (UNION INTERNATIONALE DE SPELEOLOGIE) está preparando para presentar en UNESCO.

1.1.—El análisis geológico estructural

Existen dos grandes grupos de fuerzas que actúan en la naturaleza, las intrínsecamente relacionadas con la masa y características dinámicas a nivel planetario, capaces de generar efectos de campo, incluso en puntos situados fuera de la masa en cuestión, y las derivadas de los esfuerzos y distorsiones actuantes como consecuencia de los procesos orogénicos que sufre la tierra. Entre las primeras se encuentran el campo de la gravedad, el campo magnético, la fuerza centrífuga, etc., cuya magnitud puede medirse en unidades de fuerza por unidad de volumen.

Las segundas, son las responsables de las variaciones del estado tensional, se miden en unidades de fuerza por unidad de superficie, poseyendo por consiguiente dimensiones de presión, y constituyen el objeto de que se ocupa la geología estructural cuando se aplican a la corteza terrestre y los esfuerzos que de ellas se derivan son de los que nos vamos a ocupar aquí.

Existen por sus características dos tipos de esfuerzos, el normal o directo, representado por la letra griega σ (sigma), y el de cizalla que se identifica mediante la letra griega τ (tau), el esfuerzo normal, puede ser tanto de tracción como de compresión en tanto que el de cizalla, puede ser dextral o sinistral.

Si consideramos que el esfuerzo actúa sobre un elemento cúbico unitario orientado según los tres ejes cartesianos, vemos que aquél, viene determinado por nueve componentes que actúan sobre la cara del cubo, tres de ellos constitutivos del esfuerzo normal y respectivamente paralelos a los ejes cartesianos y los seis restantes constitutivos del esfuerzo de cizalla, ya que cada dos de ellos son ortogonales a cada componente normal: (Fig. 1.1.—A).

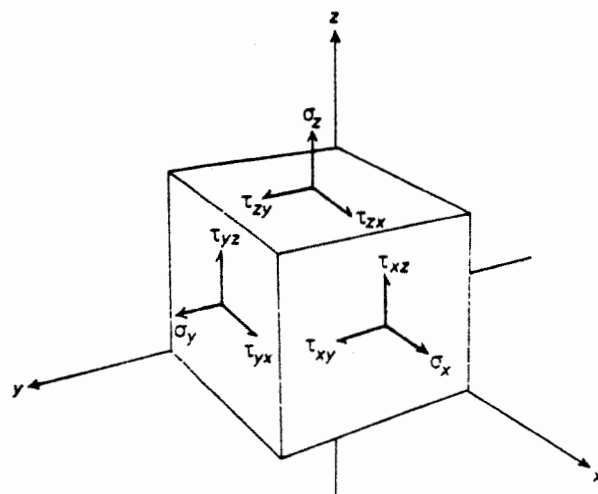


Figura 1.1.—A:
Componentes del esfuerzo que actúan sobre la cara del cubo.

De manera que el esfuerzo viene definido por un tensor cuyas componentes vienen dadas por la siguiente matriz:

$$\begin{pmatrix} \sigma_x & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \sigma_y & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_z \end{pmatrix}$$

que no vamos a desarrollar aquí para cada uno de los casos particulares del análisis de esfuerzos, por no entrar en los objetivos que perseguimos con las presentes líneas.

En cualquiera de los casos, recomendamos al lector interesado remitirse a la bibliografía correspondiente (RAMSAY, 1977), (RAGAN, 1980), (VIALON-RUHLAND-GROLIER, 1976), (STAGG, ZINKIEWICH, 1970).

La acción de los esfuerzos causante por cualquier alteración del estado tensional en la corteza terrestre se traduce en reacciones de diversa índole de la que resultan deformaciones concretas, algunas de ellas observables en campo.

Dichas deformaciones presentan diferente carácter: **elástica**, cuando es reversible, desapareciendo al desaparecer las causas; **plástica**, cuando perdura irreversiblemente después de la desaparición de las causas, motivando la aparición de todo tipo de pliegues; **frágil**, cuando la respuesta de la roca se traduce en la aparición de diversas clases de fracturas..., etc.

Las ecuaciones que describen la transformación general de la deformación homogénea en tres dimensiones, definen un tensor asimétrico de segundo orden, que puede separarse en una parte **irrotacional**, ya que tres de sus componentes (asimilables al esfuerzo normal) pueden ser consideradas como deformaciones longitudinales paralelas a un eje y perpendicular a los otros dos. Ambas partes, rotacional e irrotacional vienen definidas por sendas matrices, antisimétrica y simétrica respectivamente cuyo conjunto define el tensor de deformación.

En definitiva, el problema general de relacionar la naturaleza de la deformación con el estado tensional existente en un macizo dado, se remite a relacionar ambos tensores. En la mayoría de los casos dicha resolución es difícil, ya que en la naturaleza la situación es bastante compleja. Si el material que se deforma fuera isótropo y homogéneo, las direcciones de los ejes principales de deformación coincidirían con los de los esfuerzos principales. Si los materiales son anisótropos y heterogéneos, como ocurre en la mayoría de los casos, es difícil encontrar relaciones de transformación entre ambos tensores, y el análisis matemático se hace extremadamente complejo, debiendo recurrir a casos particulares que favorezcan una aproximación al problema. Así, criterios tales como NAVIER-CULOMB o las representaciones de MOHR, en mecánica de rocas, no constituyen sino acotaciones al problema sumamente prácticas y de uso muy común.

En cualquiera de los casos, y siempre sin profundizar en estas cuestiones, resulta muy intuitivo y aclaratorio de su sentido físico, que el **tensor de esfuerzos** es el resultado de la suma de tres componentes:

- Esfuerzo hidrostático.
- Esfuerzo desviatorio.
- Componente de desequilibrio.

Y a su vez el **tensor de deformación** está constituido por tres diferentes efectos:

- Dilatación.
- Distorsión.
- Rotación rígida.

En el análisis geológico estructural, la transformación esfuerzo-deformación se aplica sobre una esfera de radio unidad, resultando esta última transformada en un elipsoide de deformación interna, que viene definido por sus componentes σ_1 , σ_2 y σ_3 , mayor, intermedio y menor, ortogonales entre sí, y el objetivo principal perseguido se cifra en conocer, mediante la aplicación de las técnicas correspondientes, la orientación y disposición en el espacio, ya que su cuantificación no es posible, de cada uno de los tres componentes.

De gran ayuda en el conocimiento del elipsoide de deformación, resulta el análisis de pliegues y fallas, puesto que de ellas pueden conocerse los ejes principales que definen tanto los máximos acortamientos como alargamientos en las capas observadas.

Toda la gran diversidad de pliegues existentes, se puede definir con la ayuda de tan sólo tres parámetros, **buzamiento**, **inmersión** y **cabeceo**, cuya cuantificación y clasificación implícita viene gráficamente expresada en el ingenioso diagrama triangular de RICKARD: (Fig. 1.1.—B).

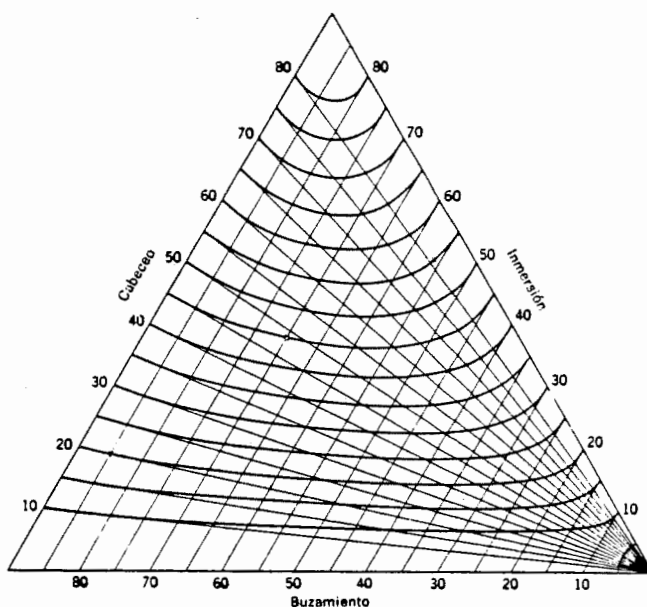


Figura 1.1.—B
Diagrama triangular de RICKARD para representar y clasificar los pliegues en base a su orientación.

Toda la variedad de fallas existentes se define a su vez mediante otros tres parámetros: el **buzamiento**, **cabeceo** y **salto** o desplazamiento, cuya cuantificación y clasificación, también de RICKARD viene expresada en la figura 1.1.—C.

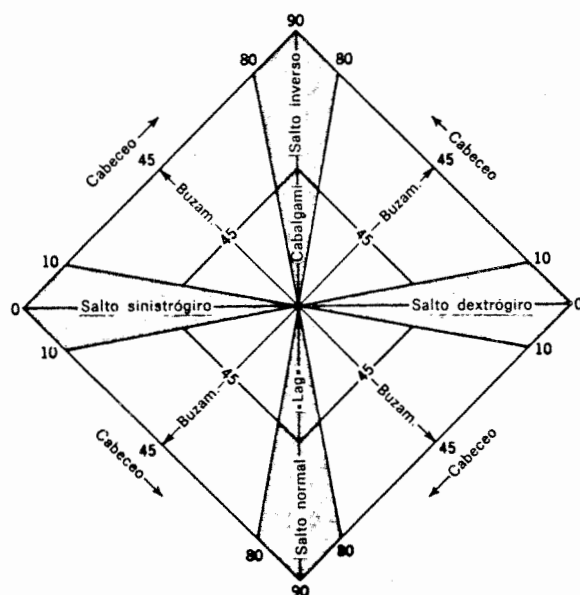
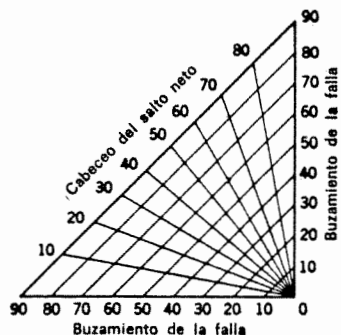


Figura 1.1. — C:
Diagrama de clasificación de fallas.

Cuando de fallas conjugadas se trata, podemos conocer fácilmente la posición en el espacio de los tres componentes (σ_1 , σ_2 , σ_3) que definen el elipsoide, según se indica en la figura 1.1.—D.

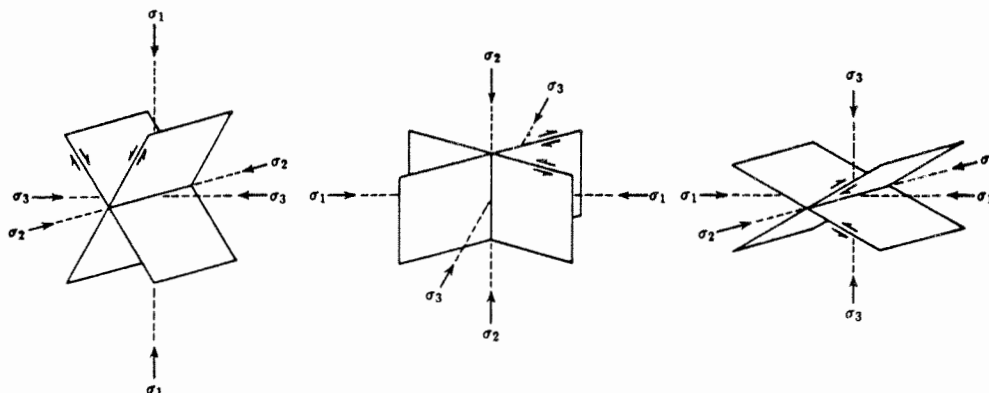


Figura 1.1. — D:
Clasificación dinámica de las fallas: a.-normales, b.-de desgarre o transcurrentes, e.-inversas o cabalgamientos.

1.1.1.—Tectoglifos y definición de elipsoides

Ya hemos visto como a escala mesoestructural, en algunos casos puede definirse fácilmente la posición del elipsoide. Sin embargo, conviene señalar que a escala de microestructuras, estas posibilidades aumentan extraordinariamente.

Entendemos por **tectoglifo** a determinadas huellas de deformación permanente sufridas por la roca, como consecuencia de la acción sobre ella de esfuerzos orogénicos.

Entre los tectoglifos más significativos a pequeña escala vamos a señalar los **estilolitos** o juntas estilolíticas, las **venas de calcita** u otras mineralizaciones y las **estrias de fricción** en los planos de falla. Cada uno de ellos posee una significación genética muy concreta, que los hace muy útiles al tratar de definir el elipsoide.

Los estilolitos constituyen juntas de discontinuidad en la roca, donde las porciones de ambos lados de la roca se han aproximado entre sí, e interpenetrado, desapareciendo parte del material mediante un mecanismo de disolución bajo presión. Su forma en picos, visible al abrir la junta, de orientación paralela en alto grado, indica la dirección del acortamiento que se orienta de manera estadísticamente coincidente con la componente mayor del elipsoide σ_1 , o expresado en otras palabras, que la junta estilolítica se orienta estadísticamente de manera ortogonal a la componente mayor σ_1 del elipsoide.

Las venas de calcita constituyen juntas de discontinuidad en la roca, donde las porciones de ambos lados se han alejado entre sí, dando lugar a la recrystalización en general del mineral dominante en la roca que sufre los efectos descritos, en este caso de la caliza. Se trata pues de un mecanismo de recrystalización motivado por una liberación de la presión del fluido madre que satura la roca. El alargamiento resultante, cuyo sentido físico es el de una tracción, se orienta de manera estadísticamente coincidente con la componente menor σ_3 del elipsoide, es decir, que el plano de la vena es ortogonal, siempre estadísticamente, a σ_3 .

Combinando singenéticamente ambos mecanismos descritos, el proceso se explica mediante el principio de RIECKE que afirma que «el material se disuelve en los lados que dan frente al esfuerzo compresivo principal y es redepositado sobre el lado que da frente al esfuerzo principal de tracción». Esto conlleva a que los planos de estilolitos y las venas de calcita sean sensiblemente ortogonales cuando se trate de la misma fase tectónica.

Las estrias de fricción en los planos de falla indican que existe un desplazamiento definido por las estrias entre ambos lados del plano de falla como consecuencia de la existencia de determinados componentes de cizalla. En este caso el plano de falla forma un cierto ángulo α , con el componente mayor σ_1 del elipsoide. El valor de α , al que generalmente se le atribuyen 30° , depende en realidad del ángulo de rozamiento interno φ de la roca, a escala de macizo, según la relación:

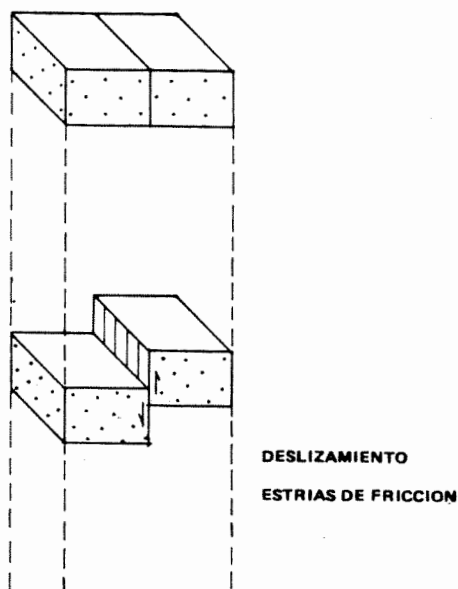
$$\varphi = 90^\circ - 2\alpha$$

A efectos prácticos, aunque los planos de falla presentan una mayor continuidad en el espacio que los estilolitos y venas, no constituyen en realidad un verdadero plano geométrico, debido a que la roca no es isótropa ni homogénea, lo que se traduce en fluctuaciones en torno a la orientación media de la fractura en cuestión. Su significación al interpretar se halla pues también sujeta a las leyes de la estadística.

La figura 1.1.1.—A, tomada de ARTHAUD Y MATTAUER (1969), representa los tectoglifos citados y su significación.

Frecuentemente, y esto es lo más interesante como ya veremos, los diferentes tectoglifos aparecen en la naturaleza relacionados, según señalamos de manera ideal en la figura 1.1.1.—B.

Pudiendo tomar todos ellos cualquier dirección con respecto al plano de estratificación.



La situación más favorable para la definición del elipsoide nos viene dada cuando se presentan conjugados dos o más tectoglifos diferentes:

- Fallas conjugadas.
- Falla-vena.
- Estilolito-vena.
- Falla-estilolito.

a.—Fallas conjugadas

- El componente intermedio σ_2 del elipsoide se sitúa en la intersección de ambos planos de falla.
- El componente mayor σ_1 se sitúa en la bisectriz de la cuña que genera acortamientos.
- El componente menor σ_3 se sitúa en la bisectriz de la cuña que genera alargamientos.
- Los tres componentes del elipsoide ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) son ortogonales entre sí, situación ésta que se conserva en todos los casos.

b.—Falla-vena

- El componente intermedio σ_2 del elipsoide se sitúa en la intersección de ambos planos de tectoglifos.
- El componente mayor σ_1 , se encuentra contenido en el plano de la vena en una dirección ortogonal a σ_2 .
- El componente menor σ_3 se sitúa en la dirección ortogonal al plano de la vena.

c.—Estilolito-vena

- El componente intermedio σ_2 del elipsoide se sitúa en la intersección de ambos planos de tectoglifos.
- El componente mayor σ_1 se encuentra contenido en el plano de la vena, y su dirección es ortogonal a σ_2 .

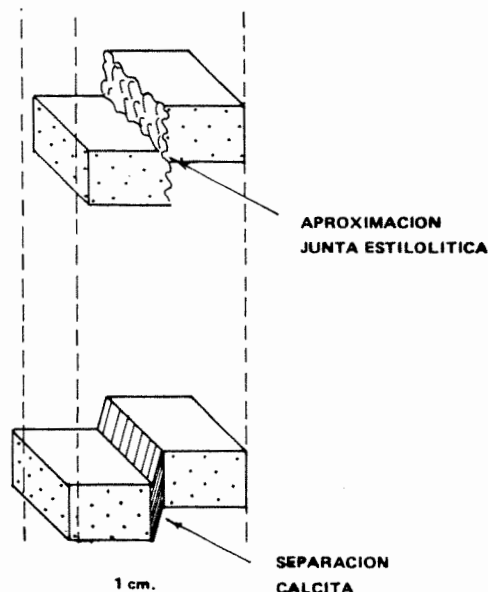


Figura 1.1.1.—A
Diferentes aspectos de una microfractura

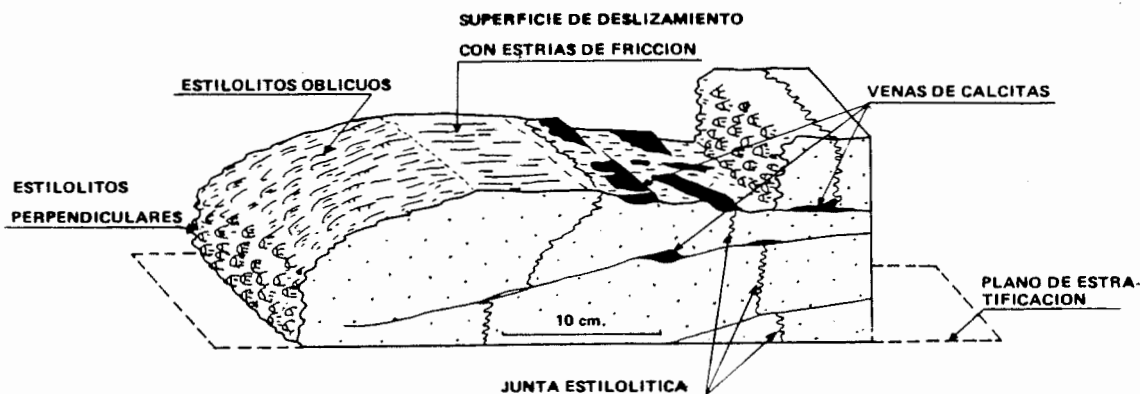


Figura 1.1.1.-B:
Relación idealizada entre diferentes tectoglifos.

- El componente menor σ_3 se encuentra contenido en el plano del estilolito, siendo su dirección ortogonal a σ_2 .

d.—Estilolito-falla

- El componente intermedio σ_2 está situado en la intersección de ambos planos de tectoglifos.
- El componente menor σ_3 se encuentra contenido en el plano del estilolito, en la dirección ortogonal a σ_2 .
- El componente mayor σ_1 está contenido en una dirección ortogonal al plano del estilolito.

La figura 1.1.1.-C, tomada de ARTHAUD Y CHOUKROUNE (1972), refleja las situaciones descritas, muy frecuentes en las rocas calizas.

Estas situaciones no son las únicas que nos permiten definir el elipsoide de deformación. Existen muchas otras frecuentemente utilizadas en el análisis estructural, pero las que hemos descrito presentan la ventaja, de cara al estudio del karst, de que son muy abundantes en las calizas, que son las rocas donde tienen lugar preferentemente los procesos kársticos, objeto de estas líneas.

1.1.2.—Secuencia y carácter de las fases tectónicas

La historia geológica de un macizo cualquiera, suele ser tanto más compleja cuanto mayor sea su antigüedad ya que ésta aumenta la posibilidad de haber estado sometido a una mayor cantidad y variedad de esfuerzos.

Esto quiere decir, como de hecho frecuentemente ocurre, que existen varias familias de cada tipo de tectoglifos, con diferentes orientaciones en el espacio, pudiendo en consecuencia definirse varias familias de elipsoides en el macizo.

Cada elipsoide define a su vez una fase tectónica, pudiendo encontrarse varias de ellas en una misma orogénea.

A efectos prácticos esto plantea un doble problema: de una parte conocer la antigüedad relativa de cada fase tectónica, y de la otra tener la evidencia de que las conjunciones de tectoglifos que utilizemos para definir cada elipsoide sean singenéticas, es decir que pertenezcan a la misma fase tectónica.

Para resolver el primer problema, tenemos que encontrar conjunciones homogéneas de tectoglifos, especialmente del tipo: vena-vena y/o estilolito-estilolito, para cada pareja de fases existentes, empleando el criterio de que en la conjunción el plano desplazado es más antiguo que el desplazante.

El segundo problema se resuelve en dos etapas, la primera de ellas aplicando el criterio de ortogonalidad de los componentes del elipsoide, que deben ser ortogonales entre sí, sin más que filtrar, anulándolas, aquellas conjunciones que den elipsoides con componentes alejados de la ortogonalidad.

Como todavía, tras este filtrado de datos, algún elipsoide, que cumpla aleatoriamente la condición de ortogonalidad aun siendo falso, pudiera darse como bueno, la solución no es otra que en una segunda etapa aumentar la población estadística de las conjunciones leídas, para dejar fuera del intervalo de confianza los casos aleatorios.

El carácter de las fases tectónicas, viene definido en función de cuál sea el componente del elipsoide más vertical de los tres, así:

- Cuando σ_1 sea vertical, la fase tectónica es distensiva o de reajuste.
- Cuando σ_2 sea vertical, la fase tectónica es transcurrente.

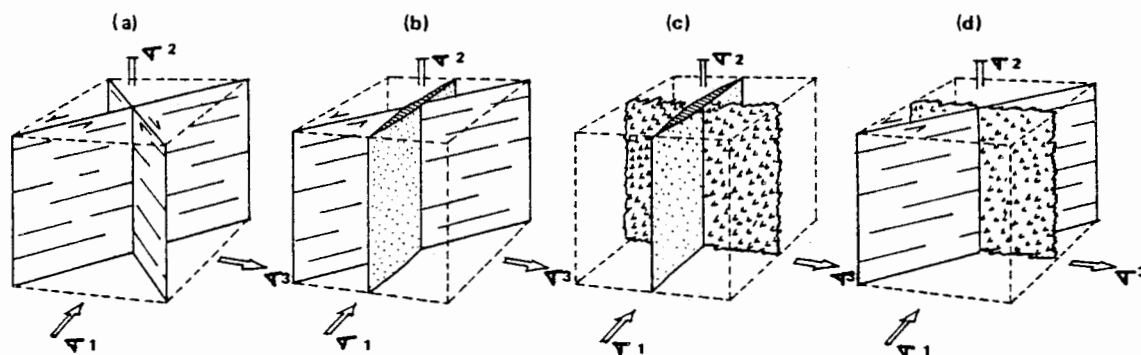


Figura 1.1.1.-C:
Relación entre los ejes del elipsoide y microfrazas en las calizas: a.-fallas conjugadas, b.-conjunción vena-falla, c.-conjunción estilolito-vena, d.-conjunción falla-estilolito.

c.—Cuando σ_3 sea vertical, la fase tectónica es compresiva.

En la realidad, pueden presentarse todo tipo de casos intermedios.

En los casos b y c conocemos la orientación de los empujes en el espacio, sin más que saber la posición del componente mayor σ_1 del elipsoide.

1.2.—Representación de los datos

La geología estructural, para el análisis de datos, dispone de una excelente herramienta de trabajo, ampliamente desarrollada y difundida, dotada de gran fuerza resolutive: se trata de la **Proyección Estereográfica**. No vamos a extendernos en su descripción aquí, por no entrar dentro del objetivo que pretendemos, remitiendo no obstante al lector interesado a la bibliografía especializada (PHILLIPS, 1975), (VIALON et al., 1976), (RAGAN, 1980).

Otra ventaja de la proyección estereográfica estriba en que los resultados del análisis, en cada caso concreto, quedan ya representados en la red que hayamos utilizado.

El análisis de la información de campo, se verifica en la red de WULFF; ver fig. 1.2.—A.

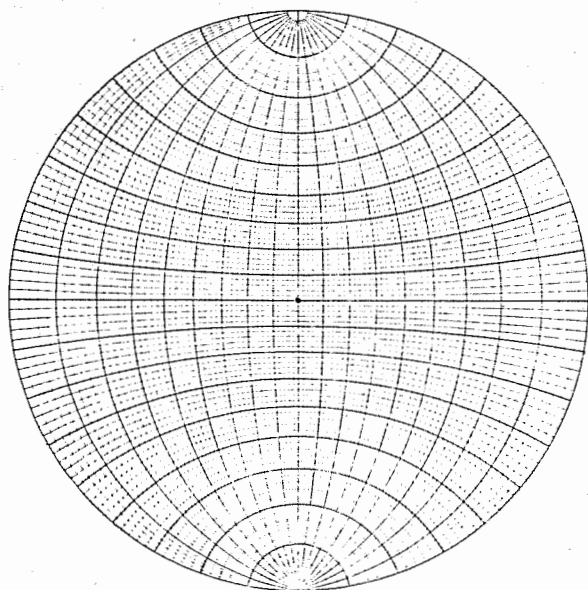


Figura 1.2.—A:
Falsilla equiangular o de WULFF.

Donde cada plano de microfractura o tectoglifo medido, viene representado por un círculo máximo o meridiano, o por un punto cuando utilizemos su polo correspondiente, estando en cada caso definido el plano en cuestión por dos parámetros, su dirección o rumbo y su buzamiento.

Al trabajar con una serie de datos estadísticamente representativos, la información se representa en la red de SCHMIDT; ver figura 1.2.—B.

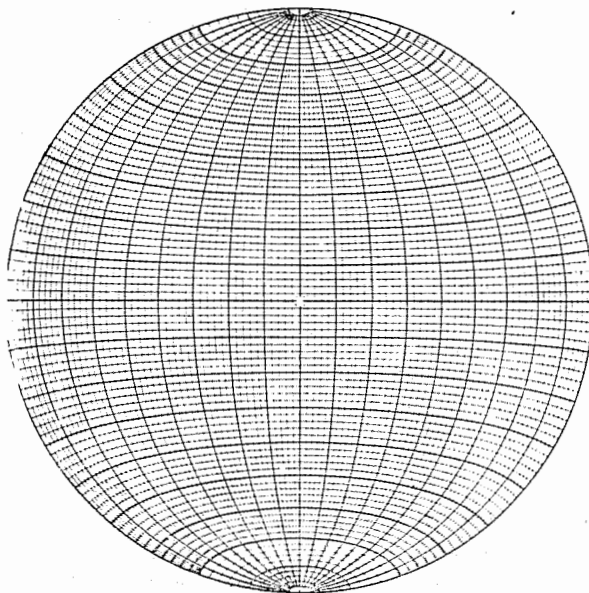


Figura 1.2.—B:
Falsilla equiareal o de SCHMIDT.

Mediante el uso de los polos de cada tectoglifo, de manera que la densidad de las diversas agrupaciones que resulten, se puede estimar porcentualmente, es decir, de manera cuantitativa, mediante el empleo de la red de KALSBECK, ver figura 1.2.—C.

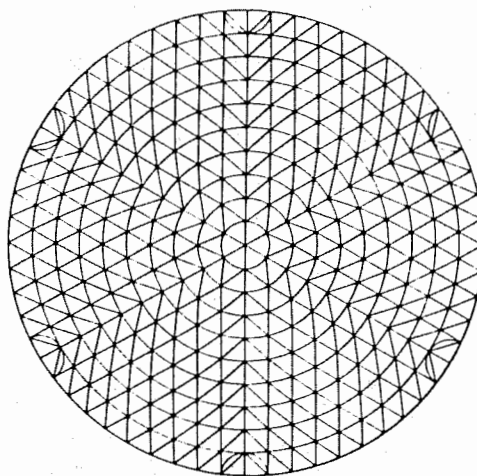


Figura 1.2.—C:
Falsilla de contar o de KALSBECK.

Resultando que las áreas de mayor densidad de polos del parámetro o componente que estemos analizando, representan en el espacio las modas existentes.

En definitiva, la proyección estereográfica permite de una manera cómoda y eficaz, representar en 3 dimensiones amplias poblaciones de datos, tanto de tectoglifos, como de componentes del elipsoide o de la red tridimensional de conductos constitutiva del acuífero kárstico.

1.3.—Preparación tectónica del karst

Las deformaciones sufridas por un macizo rocoso, son la consecuencia de la historia de los esfuerzos sufridos, y configuran, no solamente su estilo tectónico, sino las posibilidades de reconstrucción, entre otras cosas, mediante la aplicación del análisis microtectónico que hemos esbozado.

Cuando comienza a establecerse el karst, en las rocas susceptibles de disolverse, es en una etapa posterior, cuando los gradientes hidráulicos localmente establecidos, condicionen la circulación del agua en el seno del macizo.

Dicha circulación vendrá condicionada por las anisotropías de la roca, tanto litológicas, en el sentido de afectar a una mayor o menor solubilidad, como estructurales, donde la historia de las deformaciones sufridas se halle ya impresa.

En consecuencia, la forma y disposición de la red de drenaje, dependerá en cierto grado de estos condicionantes, lo que equivale a afirmar que su impostación no es

meramente casual.

Los grandes ejemplos mundiales, ya nos dan las primeras pistas:

Así, en los macizos tabulares de estratigrafía subhorizontal, las grandes redes kársticas, aparecen como enrejados ortogonales, en uno o varios pisos en este caso, unidos entre sí por pozos verticales, por ejemplo la MAMMOTH-FLINT CAVE en Kentucky, USA, con más de 350 Km. de galerías, o la OPTIMISTICHISKAYA u OZERNAYA en Ucrania, URSS; ambas con más de 100 Km. de desarrollo.

Cuando al estilo tabular se distorsiona ligeramente en suaves pliegues, el estilo de la red sin perder la disposición descrita, se alarga en una de las direcciones que resulta mayoritaria; vgr.: el complejo español de OJO GUAREÑA, con sus 89 Km. de red, confirma este pormenor.

Si el estilo tectónico aumenta su complejidad, la red se distorsiona más, perdiendo su ortogonalidad (ver HÖLLOCH con más de 100 Km., Muotatal, Suiza), llegando a adoptar desarrollos predominantemente lineales como los existentes en la región pirenaica de Larra, donde se emplazan alguna de las cavidades más profundas del mundo PIEDRA DE SAN MARTÍN e ILLAMINAKO ATEAK, ambas con una profundidad superior a 1.300 m.

Esta buena muestra, entre los numerosos ejemplos existentes, corrobora el aserto de que existe una preparación tectónica del karst, cuyo desvelo y aproximación constituye el objeto de este trabajo.

2.- METODOLOGIA

2.— DETERMINACIÓN DE LAS DIRECCIONES DE DRENAJE MÁS PROBABLES EN EL KARST. METODOLOGIA

Mediante el análisis de una serie de ejemplos estudiados durante los últimos años, y cuya exposición detallamos en el apartado siguiente, hemos podido desarrollar una herramienta de trabajo capaz de profundizar en el conocimiento del drenaje en el karst, sobre la base de realizar en campo, unas sencillas medidas de análisis estructural, con un posterior tratamiento de la información, cuyo conjunto representa la metodología concreta que recomendamos en este trabajo.

2.1.—Hipótesis de trabajo

Las hipótesis en que se apoya el método son dos:

1.^a) Existe una preparación tectónica del karst, que configura la disposición de la red tridimensional de conductos de drenaje en función de su historia estructural.

2.^a) Las direcciones más probables de drenaje se organizan dentro de los planos que contienen a las componentes máxima σ_1 , e intermedia σ_2 de los diferentes elipsoides medidos, es decir, los planos (σ_1, σ_2) . Son, por consiguiente, en cada caso, ortogonales a las componentes mínimas σ_3 de cada elipsoide en cuestión.

2.2.—Trabajo de campo. Conjunciones de tectoglifos

El trabajo de campo en una zona dada consiste en el in-

ventariado lo más exhaustivo posible de conjunciones diversas de tectoglifos, encaminadas esencialmente a lograr definir los elipsoides que expliquen las fases tectónicas existentes.

Dicho inventariado se recogerá en un estadillo donde se identifique:

- Zona de trabajo.
- Fecha.
- Estación (localización).
- Relación de conjunciones no homogéneas.

La relación de conjunciones no homogéneas deberá contener:

- El tipo de conjunción.
- Los parámetros indicativos.

El tipo de conjunciones podrá ser:

- E-V: Estilolito - vena.
- E-F: Estilolito - falla.
- V-F: Vena - falla.
- F-F: Falla - falla.

Y los parámetros indicativos para cada tectoglifo leídos en brújula sexagesimal son:

- Rumbo del plano de discontinuidad.
- Buzamiento con sentido de vergencia.

Con el mismo grado de validez que una conjunción no

homogénea, ya que es capaz de definir el elipsoide, existe una quinta posibilidad:

—Fu: Falla única
que resulta válida cuando en ella puede leerse tanto el pitch como el sentido de desplazamiento, debiendo entonces en este caso inventariar los siguientes parámetros de medida:

- Rumbo del plano de falla.
- Buzamiento con sentido de vergencia.
- Pitch (o inclinación de las estrías) con sentido de vergencia.
- Sentido del desplazamiento de la falla.

Como trabajo complementario en campo y con el fin de identificar posteriormente la secuencia relativa de establecimiento de elipsoides y, por consiguiente, de fases tectónicas, recomendamos inventariar también las conjunciones homogéneas encontradas indicando:

- El tipo de conjunción homogénea.
- Los parámetros indicativos.
- La antigüedad relativa.

Para el tipo de conjunción homogénea, recomendamos utilizar:

- V-V: Vena-vena.
- E-E: Estilolito-estilolito.

Para los parámetros indicativos tomar como siempre:

- Rumbo del plano de discontinuidad.
- Buzamiento con sentido de vergencia.

Y para la antigüedad relativa considerar:

- El más moderno es el desplazante.
- El más antiguo es el desplazado.

Una vez logrado inventariar todo este tipo de información, ya estamos en condiciones de proceder a su tratamiento.

Como recomendación general debemos indicar que los lugares más idóneos para la búsqueda de tectoglifos son:

- El interior de las cavernas.
- Las trincheras o excavaciones antrópicas recientes.

Ya que incluso, cuando de roca desnuda se trate, en la superficie del terreno, la colonización de ésta por líquenes ocurre en la mayoría de los casos, enmascarando los tectoglifos.

2.3.—Tratamiento de la información y representación

Una vez realizada la toma de información en campo, hay que tratarla en gabinete, con el fin de definir sendos elipsoides para cada conjunción o caso, utilizando la falsilla de WULFF de la siguiente manera:

Conjunción estilolito-vena, ver figura 2.3.—A:

- Representar el plano del estilolito E y su polo P_E .
- Representar el plano de la vena V y su polo P_V .
- Situar σ_2 en la conjunción de los planos E y V.
- Situar σ_1 a 90° de σ_2 sobre el plano V.
- Situar σ_3 a 90° de σ_2 sobre el plano E.

—Si la distancia entre σ_1 y P_E y/o σ_3 y P_V está comprendida en un entorno menor de 20° , el elipsoide definido se da como bueno, eliminándolo en caso contrario.

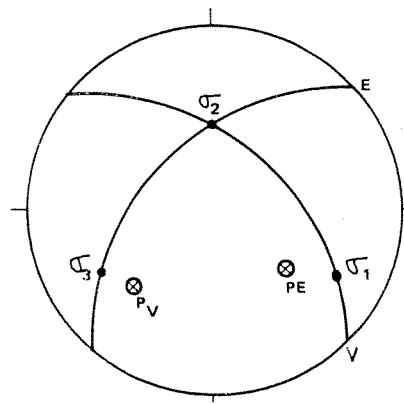


Figura 2.3.—A:
Definición del elipsoide en una conjunción estilolito-vena.

Conjunción estilolito-falla, ver figura 2.3.—B:

- Representar el plano del estilolito E.
- Representar el plano de falla F.
- Situar σ_2 en la conjunción de los planos E y F.
- Situar σ_3 a 90° de σ_2 sobre el plano E.
- Dibujar el plano de referencia R (que pasa por σ_3) cuyo polo está constituido por σ_2 .
- Situar σ_1 a 90° de σ_3 sobre el plano R.

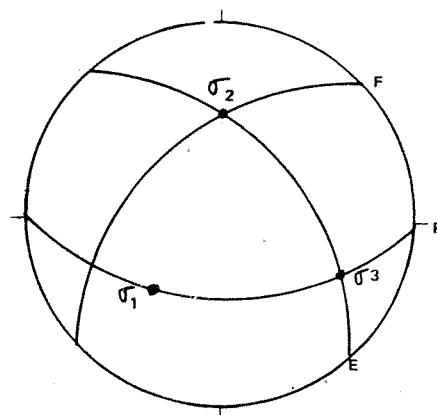


Figura 2.3.—B:
Definición de elipsoide en una conjunción estilolito-falla.

Conjunción vena-falla, ver figura 2.3.—C:

- Representar el plano de la vena V.
- Representar el plano de la falla F.
- Situar σ_2 en la conjunción de los planos V y F.
- Situar σ_1 a 90° de σ_2 sobre el plano V.

- Dibujar el plano de referencia R (que pasa por σ_1), cuyo polo es σ_2 .
- Situarse σ_3 a 90° de σ_1 , sobre el plano R.

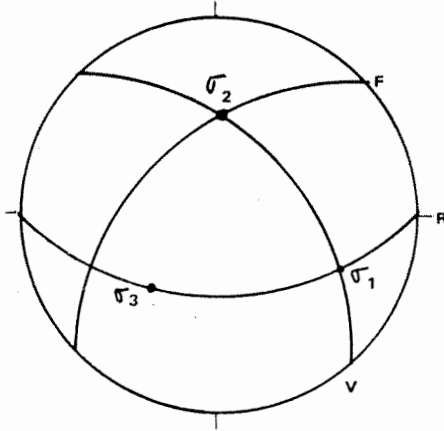


Figura 2.3.—C:
Definición del elipsoide en una conjunción vena-falla.

Fallas conjugadas, ver figura 2.3.—D:

- Representar el plano de la primera falla F_1 .
- Representar el plano de la segunda falla F_2 .
- Situarse σ_2 en la conjunción de los planos F_1 y F_2 .
- Dibujar el plano de referencia R con polo en σ_2 . El plano R corta a los planos F_1 F_2 en los puntos N y M.
- En el punto medio entre N y M, situarse sobre el plano R:
 - σ_1 cuando la cuña forme un ángulo agudo.
 - σ_3 cuando la cuña forme un ángulo obtuso.
- A 90° sobre el plano R estará el correspondiente σ_3 ó σ_1 .

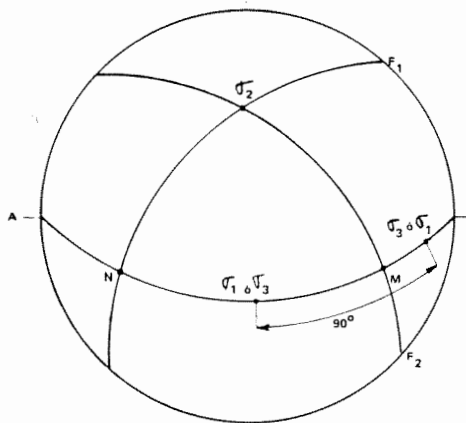


Figura 2.3.—D:
Definición del elipsoide en el caso de las fallas conjugadas.

Falla única, ver figura 2.3.—E:

- Representar el plano de la falla única F_u y su polo P_f .
- Representar el punto correspondiente al pitch P sobre el plano F_u .
- Representar el plano de movimiento M, que consiste en el círculo máximo que contenga a P_f y P.
- Representar el polo P_m del plano M. P_m es σ_2 ; P_m ó σ_2 , están contenidos en el plano F_u .
- Situarse σ_1 a 30° del pitch P sobre el plano M, mediante el siguiente criterio:
 - A la izquierda de F_u cuando la falla sea Dextral (D).
 - A la derecha de F_u si la falla es Sinistral (S).
- Situarse σ_3 a 90° de σ_1 sobre el plano M.
- P_m y P están a 90° sobre F_u .

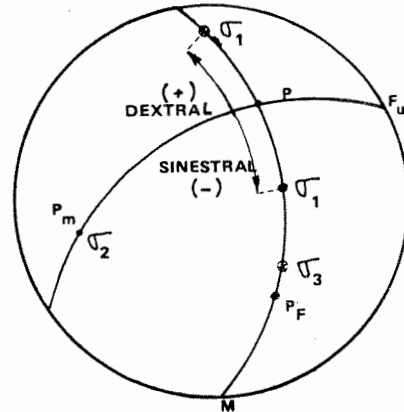


Figura 2.3.—E:
Definición del elipsoide con falla única.

Una vez definidos todos los elipsoides posibles, se procede a trabajar con la falsilla de SCHMIDT de la siguiente manera:

Identificación de fases tectónicas

- Representar todos los polos de los diferentes σ_1 .
- Calcular y representar sobre dichos polos, aplicando la falsilla de KALSBECK, las isolíneas de densidad de probabilidad, identificando cuantitativamente, tanto el n.º de modas existentes como su peso estadístico.
- Realizar la misma operación para σ_2 .
- Realizar la misma operación para σ_3 .
- El n.º de modas completas existentes (con los tres componentes del elipsoide σ_1 , σ_2 y σ_3) es el n.º de fases tectónicas identificadas. Es muy importante en esta operación tener presente toda la información anterior que nos relacione en cada caso singular sus tres componentes.
- Representar sólo los puntos de máxima probabilidad de cada componente del elipsoide y fase tectónica.

—Deducir de la representación anterior los parámetros definitorios de cada componente y fase, haciendo la relación correspondiente.

Identificación de los planos de drenaje

METODO 1

—Representar los haces de planos que contengan, en cada elipsoide, a σ_1 y σ_2 . (En falsilla de WULFF).

—Representar los polos de dichos planos en SCHMIDT, construyendo mediante KALSBECK las isolíneas de densidad de probabilidad, identificando las modas existentes y su peso estadístico correspondiente.

—El punto máximo de cada moda constituye en cada caso el polo del plano de drenaje buscado cuya probabilidad ya vienen asignada en la operación anterior.

METODO 2

—Representar en WULFF los planos σ_1 , σ_2 , correspondientes a cada fase tectónica.

—Representar en SCHMIDT los polos de dichos planos.

—La probabilidad asociada a cada plano de drenaje es la correspondiente a la fase tectónica asociada.

La metodología descrita, sencilla de ejecución para un n.º discreto de datos, comienza a crear problemas cuando hay que operar con una población de campo mayor, especialmente en la etapa relativa a la estimación de la probabilidad asociada a cada fase tectónica o modas de planos de drenaje.

Por ello, nos ha parecido conveniente proceder a dotar, la metodología descrita, del correspondiente tratamiento informático.

Para ello se ha preparado un paquete de programas, capaz de resolver, mediante el empleo del ordenador, estos problemas, que consta de tres.

El GEORED, que dibuja las redes estereográficas, equiareal (SCHMIDT) y equiangular (WULFF), para cualquier ángulo de inclinación del eje de la esfera de referencia entre 0° y 90° .

El GEODRE, que calcula y dibuja la posición de los componentes del elipsoide (σ_1 , σ_2 , σ_3) para las cinco situaciones descritas (cuatro tipos de conjunciones de tectoglifos y falla única), y los planos de drenaje.

El GEOPOL, que calcula y dibuja para una determinada población de planos y/o polos las zonas de igual concentración de polos, para cada porcentaje de área que se desee. Para una mejor visualización se pueden realizar rotaciones con respecto a un eje prefijado.

2.3.1.—Programa GEORED

La hoja de datos de entrada, condensados en la ficha 2.3.1, precisa de la siguiente información:

a) **Ángulo de orientación:** (Columnas 1 a 10).

Es el ángulo entre el polo de la esfera y el plano de proyección. Se expresa en grados sexagesimales.

b) **Radio de la esfera:** (Columnas 11 a 20).

Es el radio que define el tamaño de la esfera de referencia expresada en mm.

Si se deja en blanco el programa toma automáticamente $R = 100$ mm.

c) **Intervalo:** (Columnas 21 a 25). Es el intervalo de dibujo, o densidad de meridianos y paralelos, expresado en grados sexagesimales.

El programa permite tres intervalos diferentes 2° , 5° y 10° . Si se deja en blanco o se indica otro valor, el programa toma automáticamente el valor 2° .

d) **Tipo de proyección:** (Columnas 26 a 30).

El programa selecciona dos opciones:

—0: para la proyección equiareal o de SCHMIDT.

—1: para la proyección equiangular o de WULFF.

Los resultados del programa se componen de:

—Listado ordenado de datos en impresora.

—Graficado en plotter de cada instrucción, sobre un formato DIN A4 si el radio de la esfera es menor de 80 mm., o en DIN A3 para valores mayores de 80 mm., siendo el radio máximo permitido el de 120 mm.

El programa puede dibujar cuantas redes de SCHMIDT o WULFF se deseen, dando tantas fichas como redes. El cálculo se finaliza con una barra asterisco (/ *).

En las figuras 2.3.1.—A a 2.3.1.—H, pueden verse varios ejemplos demostrativos.

INFORMATICA

FICHA 2.3.1
GEORED

DATOS

GEOLOGIA

Programa **GEORED**

Usuario: ERASO  2373 Fecha 14/3/85

Hoja

01 de 01

[illegible][illegible]

— INTERVALO

 10^0

50

2^o

— TIPO DE PROYEC.

**0 = Equiareal
(Schmidt)**

1 = Equiangular
(Wulff)

ANGULO = 7.00	RADIO = 40.00 MM. TIPO DE PROYECCION = 0	ESPACIAMIENTO = 10 GR.	Fig. 2.3.1.—A
ANGULO = 36.00	RADIO = 50.00 MM. TIPO DE PROYECCION = 0	ESPACIAMIENTO = 5 GR.	Fig. 2.3.1.—B
ANGULO = 58.00	RADIO = 60.00 MM. TIPO DE PROYECCION = 0	ESPACIAMIENTO = 2 GR.	Fig. 2.3.1.—C
ANGULO = 90.00	RADIO = 40.00 MM. TIPO DE PROYECCION = 0	ESPACIAMIENTO = 10 GR.	Fig. 2.3.1.—D
ANGULO = 7.00	RADIO = 40.00 MM. TIPO DE PROYECCION = 1	ESPACIAMIENTO = 10 GR.	Fig. 2.3.1.—E
ANGULO = 36.00	RADIO = 50.00 MM. TIPO DE PROYECCION = 1	ESPACIAMIENTO = 5 GR.	Fig. 2.3.1.—F
ANGULO = 58.00	RADIO = 60.00 MM. TIPO DE PROYECCION = 1	ESPACIAMIENTO = 2 GR.	Fig. 2.3.1.—G
ANGULO = 90.00	RADIO = 40.00 MM. TIPO DE PROYECCION = 1	ESPACIAMIENTO = 10 GR.	Fig. 2.3.1.—H

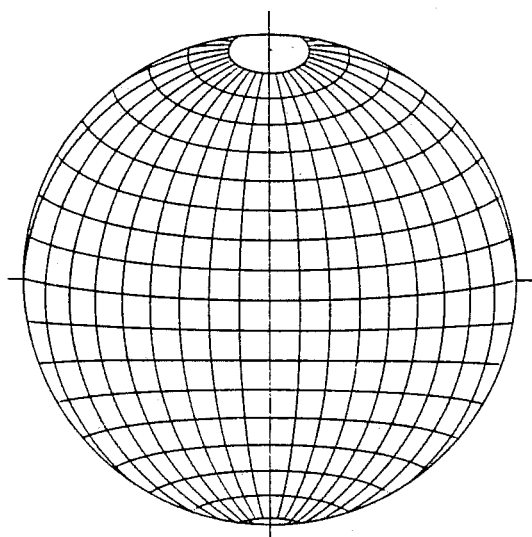


Figura 2.3.1-A
 $r = 40 \text{ mm.}$ $e = 10^\circ$ $\alpha = 7^\circ$
 PROYECCION EQUIAREAL (RED DE SCHMIDT)
 Angulo = 7.00 grados

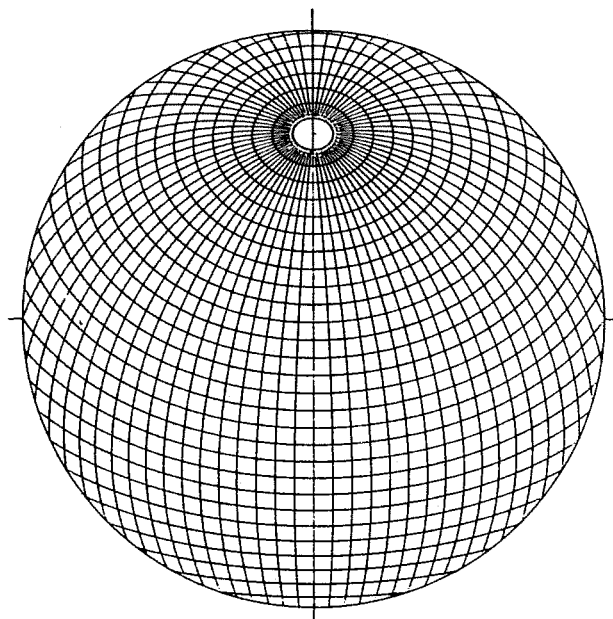


Figura 2.3.1-B
 $r = 50 \text{ mm.}$ $e = 5^\circ$ $\alpha = 36^\circ$
 PROYECCION EQUIAREAL (RED DE SCHMIDT)
 Angulo = 36.00 grados

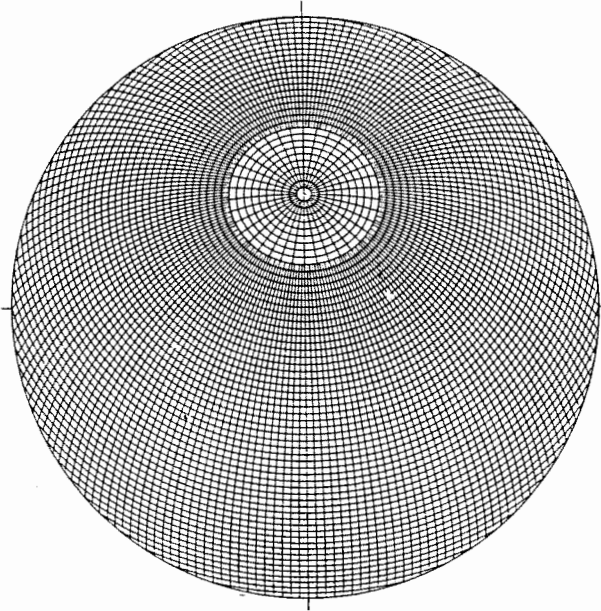


Figura 2.3.1-C
 $r = 60 \text{ mm.}$ $e = 2^\circ$ $\alpha = 58^\circ$
PROYECCION EQUIAREAL (RED DE SCHMIDT)
Angulo = 58.00 grados

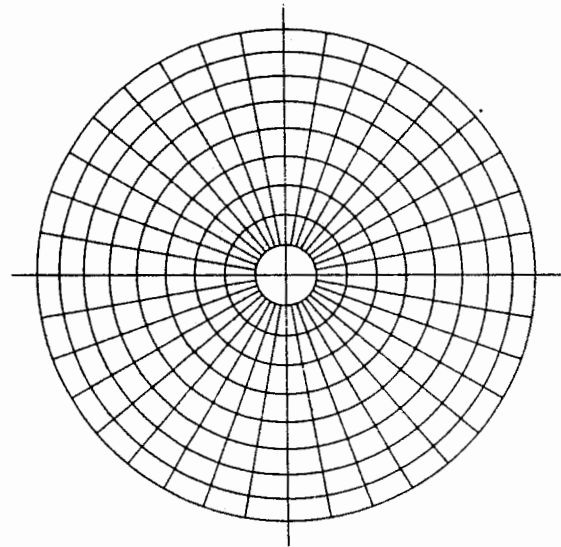


Figura 2.3.1-D
 $r = 40 \text{ mm.}$ $e = 10^\circ$ $\alpha = 90^\circ$
PROYECCION EQUIAREAL (RED DE SCHMIDT)
Angulo = 90.00 grados

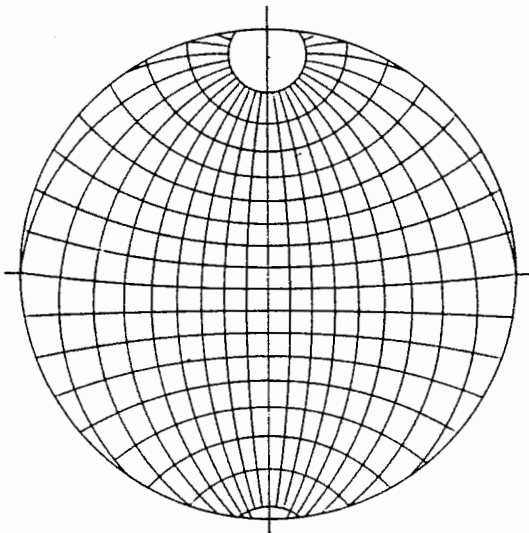


Figura 2.3.1-E
 $r = 40 \text{ mm.}$ $e = 10^\circ$ $\alpha = 7^\circ$
PROYECCION EQUIANGULAR (RED DE WULFF)
Angulo = 7.00 grados

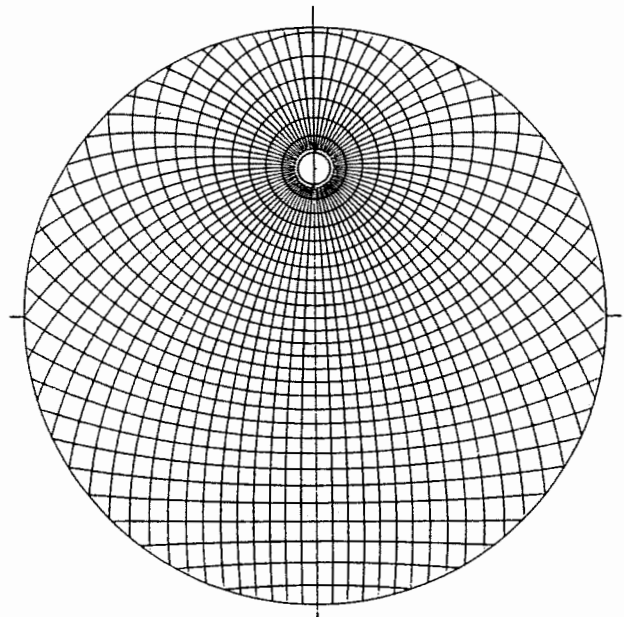


Figura 2.3.1-F
 $r = 50 \text{ mm.}$ $e = 5^\circ$ $\alpha = 36^\circ$
PROYECCION EQUIANGULAR (RED DE WULFF)
Angulo = 36.00 grados

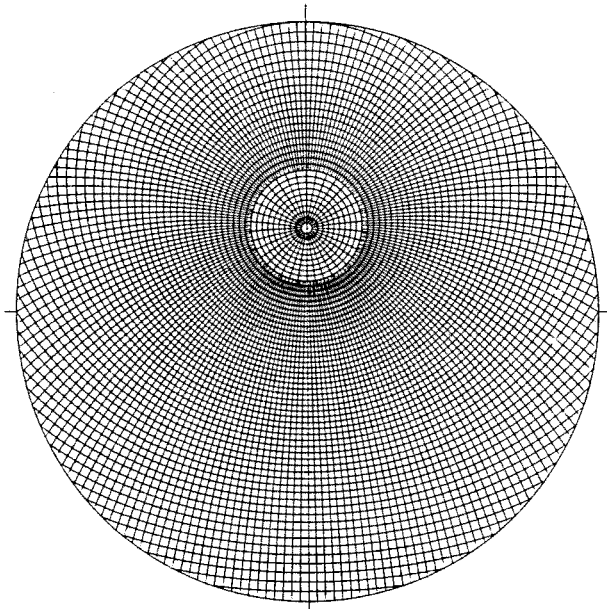


Figura 2.3.1-G
 $r = 60 \text{ mm.}$ $e = 2^\circ$ $\alpha = 58^\circ$
 PROYECCION EQUIANGULAR (RED DE WULFF)
 Angulo = 58.00 grados

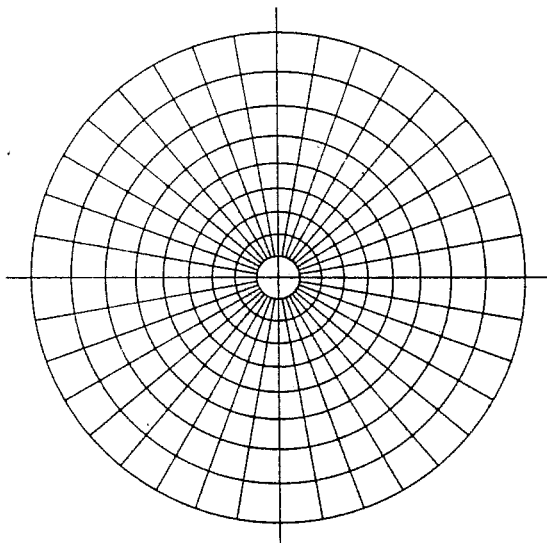


Figura 2.3.1-H
 $r = 40 \text{ mm.}$ $e = 10^\circ$ $\alpha = 90^\circ$
 PROYECCION EQUIANGULAR (RED DE WULFF)
 Angulo = 90.00 grados

2.3.2.—Programa GEODRE

El programa, especialmente preparado para definir tanto los elipsoides como los planos de drenaje asociados, considera tres tipos de planos:

- Estilolitos.
- Venas.
- Fallas.

Los dos primeros, vienen definidos por su **dirección** y **buzamiento**, incluida la **vergencia**, siendo necesario en el caso de una falla, definir además el **pitch** o **cabeceo** y el **sentido de desplazamiento**. La figura 2.3.2.—A., indica los cuatro primeros parámetros:

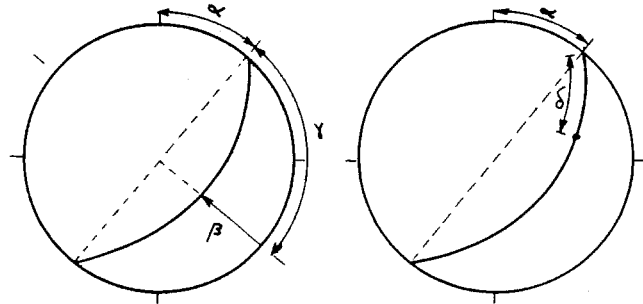


Figura 2.3.2.—A:

Datos necesarios para definir los planos de tectoglifos:
 α = dirección, β = buzamiento, γ = vergencia, δ = pitch.

Definición del sentido de la falla para el ordenador

Para definir el sentido de desplazamiento en el caso de fallas, es necesario establecer algún criterio que resuelva la indefinición por simetría que plantea la lógica del ordenador. Para ello, hemos establecido el siguiente criterio, ver figura 2.3.2.—B.

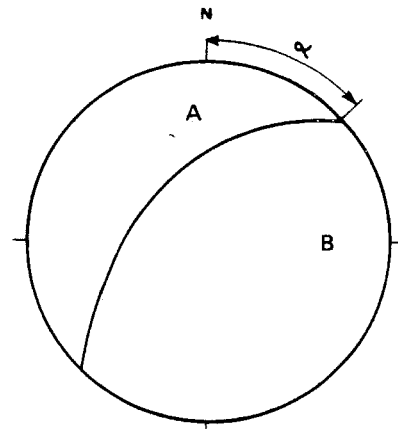


Figura 2.3.2.—B:
 Definición, para el ordenador, del sentido de la falla.

Definimos como bloque A, al que se encuentra al E hasta el plano de falla, contando desde el N, en el sentido de las agujas del reloj:

El otro bloque, lo denominamos B o bloque móvil.

Al moverse el bloque B, permaneciendo fijo el A, su movimiento puede ser:

—DEXTRAL: Giro según las agujas del reloj: **Sentido positivo: +**.

—SINISTRAL: Giro contrario a las agujas del reloj. **Sentido negativo: -** quedando resuelto el problema.

Los datos de entrada del programa GEODRE, se recogen en la ficha 2.3.2., cuya sistemática operacional es la siguiente:

Los datos necesarios para la ejecución del programa se darán en dos tipos de tarjetas:

—Tarjeta de título.

—Tarjetas de definición de conjunciones.

Tarjeta de título: Sólo se dará una por cada pasada de ordenador y será la primera del paquete de fichas. Su contenido es el siguiente:

—Título del estudio: (Columnas 1 a 40).

—Fecha (día/mes/año): (Columnas 71 a 76).

—N.º de pedido: (Columnas 77 a 80).

Tarjetas de definición de conjunciones

En este tipo de tarjetas se describen los planos que forman las conjunciones con arreglo al siguiente contenido:

—Tipo del 1.º plano: (Columnas 1-2).

—Dirección del 1.º plano: (Columnas 3-8).

—Buzamiento del 1.º plano: (Columnas 9-14).

—Vergencia del 1.º plano: (Columnas 15-20).

—Pitch de la falla: (Columnas 21-26).

—Sentido de la falla: (Columnas 27-28).

—Observaciones: (Columnas 29-40).

—Tipo del 2.º plano: (Columnas 41-42).

—Dirección del 2.º plano: (Columnas 43-48).

—Buzamiento del 2.º plano: (Columnas 49-54).

—Vergencia del 2.º plano: (Columnas 55-60).

—Observaciones: (Columnas 69-80).

Los tipos de planos considerados son tres:

1. Estilolito.
2. Vena.
3. Falla.

La dirección del plano se expresa en grados sexagesimales (de 0º a 360º). El buzamiento se expresa también en grados (de 0º a 90º). La vergencia sólo hay que darle aproximadamente ya que el cálculo exacto lo realiza el propio programa.

Si los planos son del tipo 1 ó 2 (estilolitos o venas), no hay que dar ningún tipo de dato más, si por el contrario se trata de una falla (tipo 3) única, hay que dar además el pitch, expresado en grados (de 0º a 180º) **contados a partir del punto que marca la dirección de la falla en cuestión**, según se expresa en la figura 2.3.2.—C.

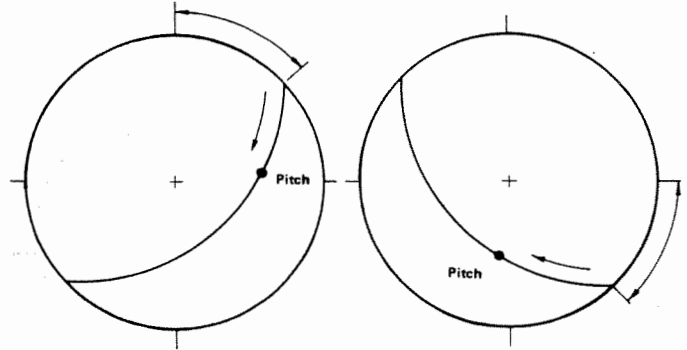


Figura 2.3.2.—C:
Criterio gráfico para introducir el valor del pitch en el ordenador.

En el caso de fallas conjugadas, no es necesario dar el pitch.

En el caso de falla simple o fallas conjugadas, hay que dar el sentido con arreglo al siguiente convenio:

- + 1 Dextral (+).
- 1 Sinistral (-).

En observaciones se puede dar cualquier texto alfanumérico referido al plano en cuestión.

La capacidad del GEODRE está prevista en un máximo de 200 conjunciones, indicando como fin de datos una barra-asterisco (/ *).

Los resultados del cálculo vienen suministrados por el programa en forma de datos numéricos por impresora y gráficos por plotter.

Los resultados numéricos son los siguientes:

—Datos ordenados del cálculo.

—Para cada conjunción de planos, orientación del elipsoide (σ_1 , σ_2 , σ_3). En el caso de conjunción estilolito-vena, puede imprimir bajo el epígrafe de observaciones, la palabra NULA que indica que el ángulo es mayor de 20º.

—Para cada conjunción, da la dirección y buzamiento del plano de drenaje.

Como resultados numéricos se dibujan las conjunciones con sus elipsoides y sus planos de drenaje en cada caso, en un formato DIN A3, en el que caben seis conjunciones por hoja.

INFORMATICA

DATOS GEOLOGIA																									Programa <u>GEODRE</u>																									Hoja <u>(01)</u> de <u>(01)</u>																																																	
																									Usuario: <u>ERASO</u>  <u>2373</u>																									Fecha <u>16/3/85</u>																																																	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80																				
TITULO GENERAL DEL ESTUDIO																																																																																FECHA										PEDIDO									
PRESA DE SAN CLEMENTE																																																																																																			

[illegible]

LISTADO DE DATOS DE ENTRADA

TITULO: PRESA DE SAN CLEMENTE

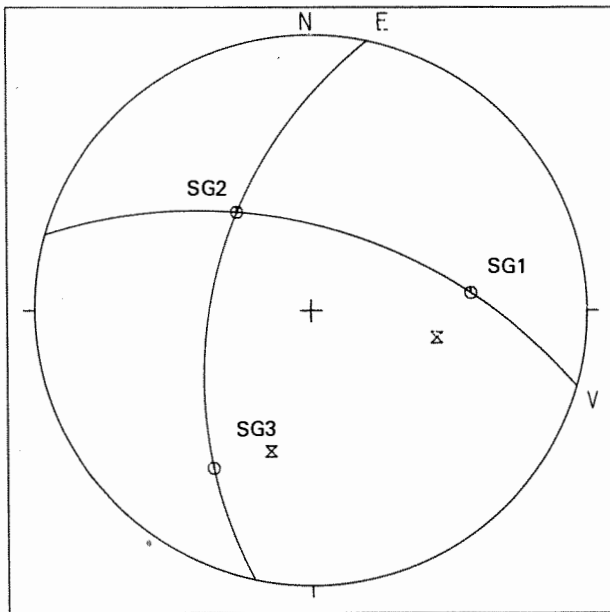
N.º	Tipo	Direc.	Buzam.	D. buz.	Pitch	S.	Observ.
1	1	12.	50.	348.	0.	0	ESTRIBO DER.
	2	106.	56.	16	0.	0	
2	1	120.	5.	30.	0.	0	ESTRIBO DER.
	2	248.	85.	58	0.	0	
3	3	14.	56.	346.	68.	1	VASO MARGEN DER.
	0	0.	0.	0.	0.	0	
4	1	164.	42.	74.	0.	0	MARGEN IZQU.
	2	272.	85.	362.	0.	0	
5	1	354.	65.	269.	0.	0	MARGEN IZQU.
	2	320.	80.	210.	0.	0	
6	1	84.	54.	354.	0.	0	MARGEN IZQU.
	2	272.	55.	182.	0.	0	
7	1	32.	65.	302.	0.	0	MARGEN IZQU.
	2	308.	64.	218.	0.	0	
8	1	150.	66.	60.	0.	0	MARGEN IZQU.
	2	328.	70.	238.	0.	0	
9	1	206.	70.	116.	0.	0	MARGEN IZQU.
	2	289.	55.	194.	0.	0	
10	3	210.	80.	120.	127.	1	MARGEN IZQU.
	0	0.	0.	0.	0.	0	
11	1	292.	43.	202.	0.	0	MARGEN IZQU.
	2	4.	90.	94.	0.	0	
12	1	218.	24.	128.	0.	0	MARGEN IZQU.
	2	300.	85.	210.	0.	0	
13	3	24.	48.	294.	95.	1	MARGEN IZQU.
	0	0.	0.	0.	0.	0	
14	3	8.	85.	278.	70.	-1	M. I. MODERNA
	0	0.	0.	0.	0.	0	
15	3	8.	85.	278.	25.	1	M. I. ANTIGUA
	0	0.	0.	0.	0.	0	
16	3	350.	55.	260.	55.	1	M. I. CONJUG.
	0	0.	0.	0.	0.	0	
17	3	170.	80.	260.	130.	-1	MARGEN IZQU.
	0	0.	0.	0.	0.	0	
18	3	24.	48.	294.	95.	-1	MARGEN IZQU.
	0	0.	0.	0.	0.	0	
19	3	350.	55.	260.	55.	-1	M. I. CONJUG.
	0	0.	0.	0.	0.	0	

ERROR EN CONJUNCION N.º 4 (ALGUN DATO ERRONEO)

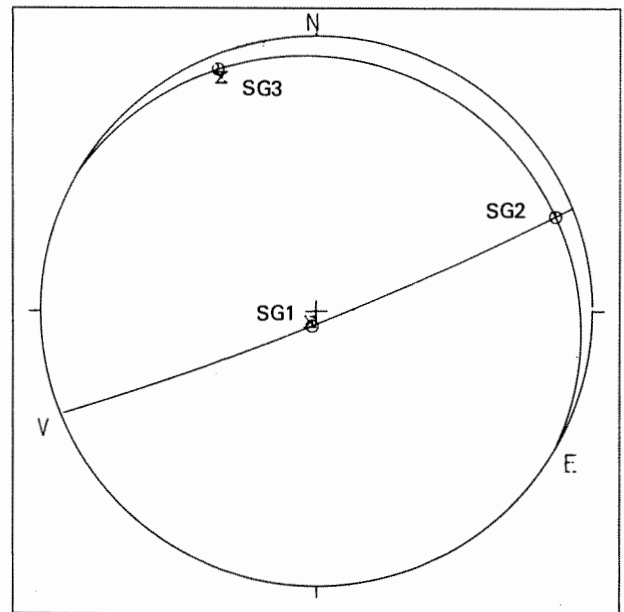
Conjunción n.º	Tipo	SIGMA 1		SIGMA 2		SIGMA 3		Obser.
1	(E-V)	(84.)	(29.)	(323.)	(42.)	(212.)	(22.)	
2	(E-V)	(196.)	(84.)	(68.)	(4.)	(338.)	(3.)	
3	(F-)	(8.)	(71.)	(207.)	(18.)	(115.)	(6.)	
4								
5	(E-V)	(146.)	(29.)	(303.)	(59.)	(182.)	(17.)	ERROR
6	(E-V)	(170.)	(54.)	(268.)	(6.)	(6.)	(53.)	NULA
7	(E-V)	(137.)	(18.)	(259.)	(57.)	(22.)	(20.)	
8	(E-V)	(246.)	(70.)	(149.)	(2.)	(53.)	(66.)	NULA
9	(E-V)	(281.)	(11.)	(177.)	(53.)	(38.)	(30.)	
10	(F-)	(80.)	(36.)	(203.)	(36.)	(321.)	(33.)	
11	(E-V)	(4.)	(48.)	(184.)	(42.)	(282.)	(9.)	
12	(E-V)	(289.)	(66.)	(122.)	(24.)	(213.)	(2.)	NULA
13	(F-)	(289.)	(18.)	(21.)	(4.)	(122.)	(72.)	
14	(F-)	(306.)	(50.)	(190.)	(20.)	(86.)	(33.)	
15	(F-)	(39.)	(24.)	(199.)	(65.)	(305.)	(8.)	
16	(F-)	(350.)	(60.)	(192.)	(28.)	(97.)	(9.)	
17	(F-)	(302.)	(35.)	(178.)	(39.)	(58.)	(32.)	
18	(F-)	(274.)	(77.)	(21.)	(4.)	(111.)	(12.)	
19	(F-)	(291.)	(17.)	(192.)	(28.)	(49.)	(56.)	

PLANOS DE DRENAJE

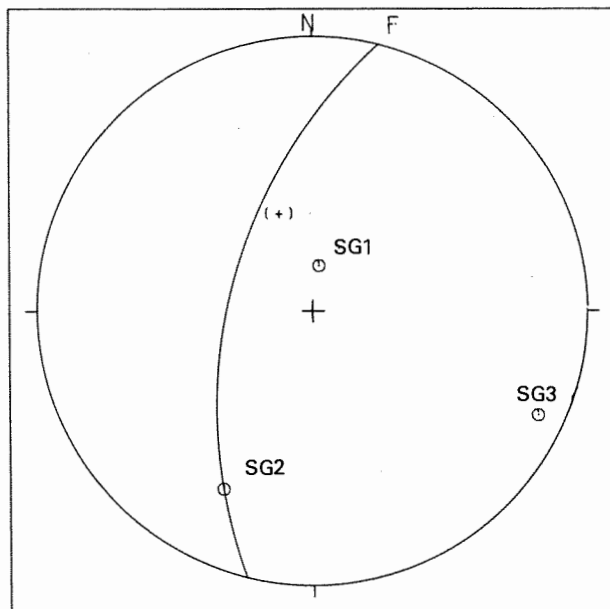
Conjunción n.º	Dirección	Buzamiento	Dirección del buzamiento
1	122.	68.	32.
2	248.	87.	158.
3	25.	84.	295.
6	276.	37.	186.
7	292.	70.	202.
9	308.	60.	218.
10	231.	57.	141.
11	192.	81.	102.
13	32.	18.	302.
14	356.	57.	266.
15	215.	82.	125.
16	7.	81.	277.
17	328.	58.	238.
18	21.	78.	291.
19	319.	34.	229.



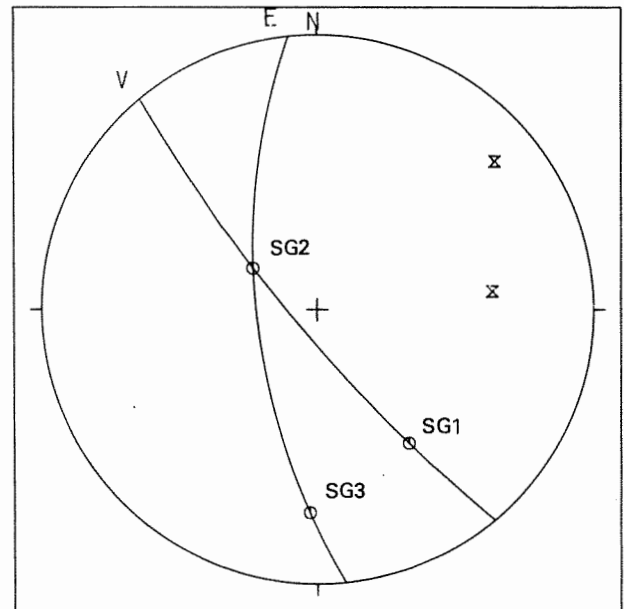
CONJUNCION N° 1



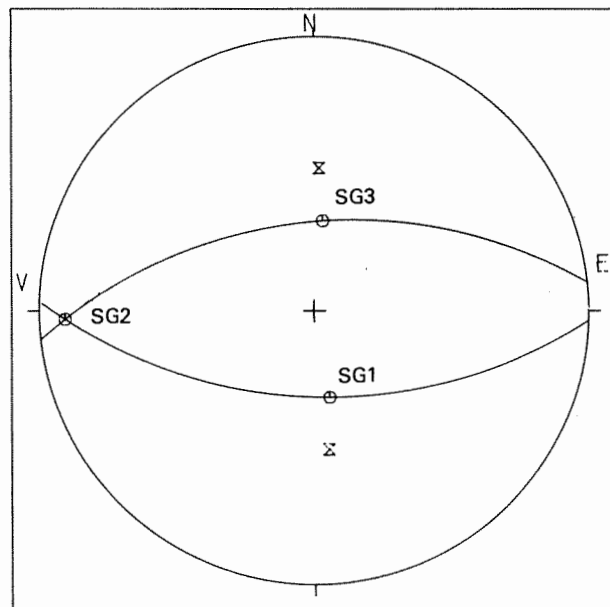
CONJUNCION N° 2



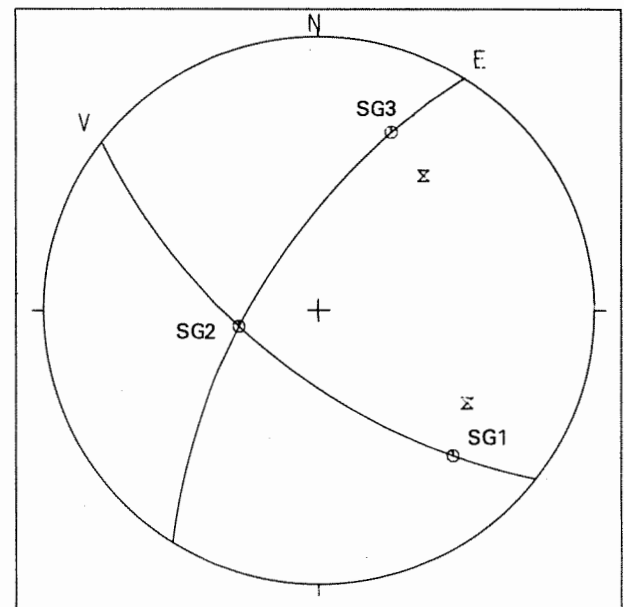
CONJUNCION N° 3



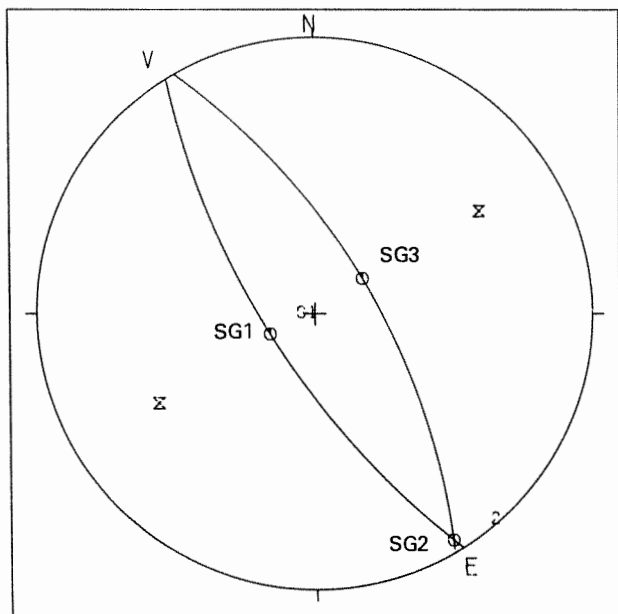
CONJUNCION N° 5 (ANGULO > 20 Gr.)



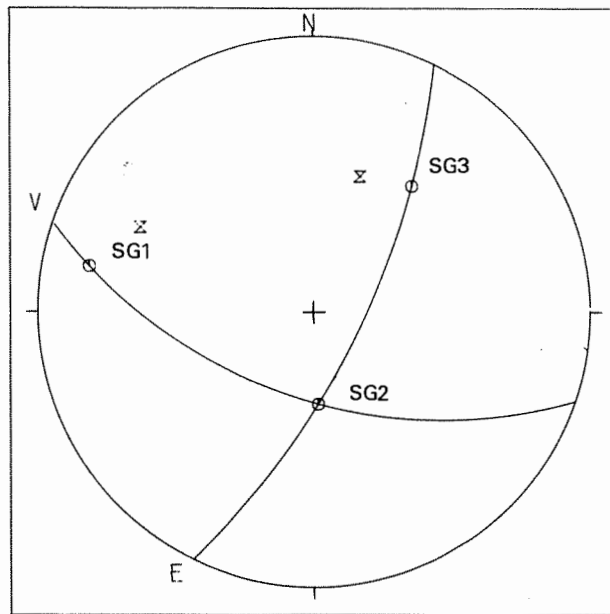
CONJUNCION N° 6



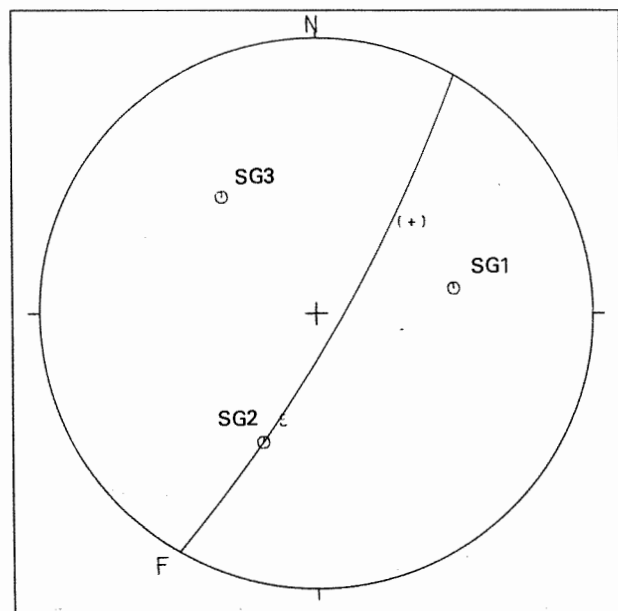
CONJUNCION N° 7



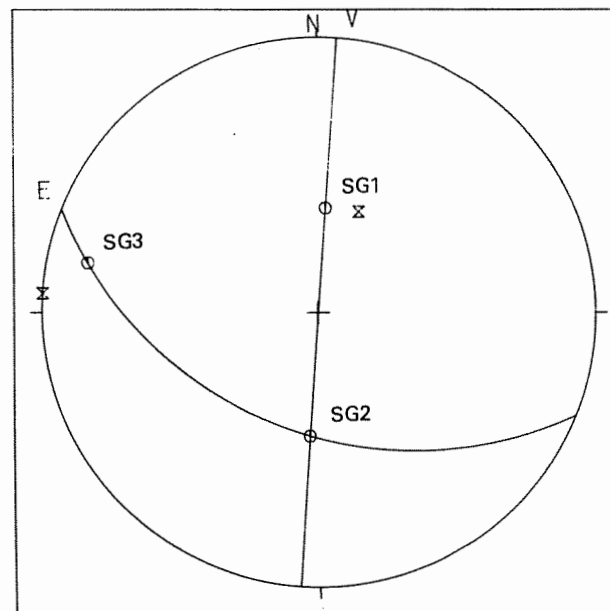
CONJUNCION N° 8 (ANGULO > 20 Gr.)



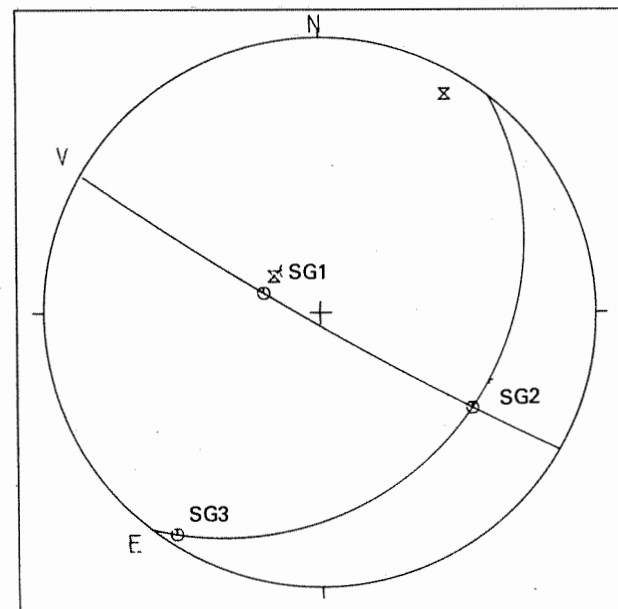
CONJUNCION N° 9



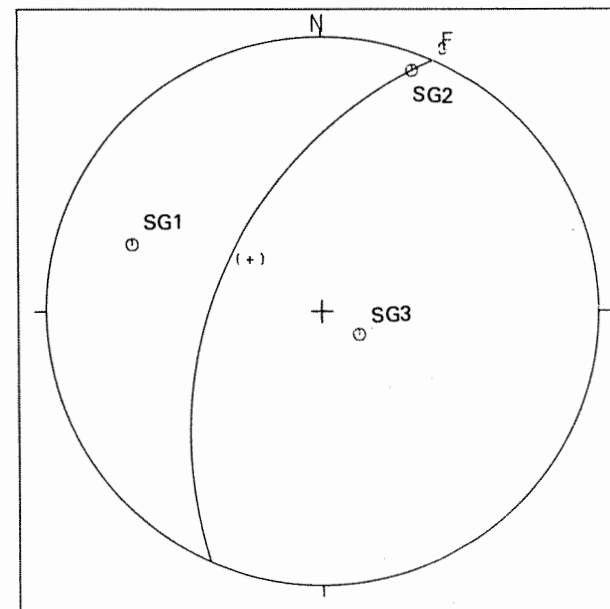
CONJUNCION N° 10



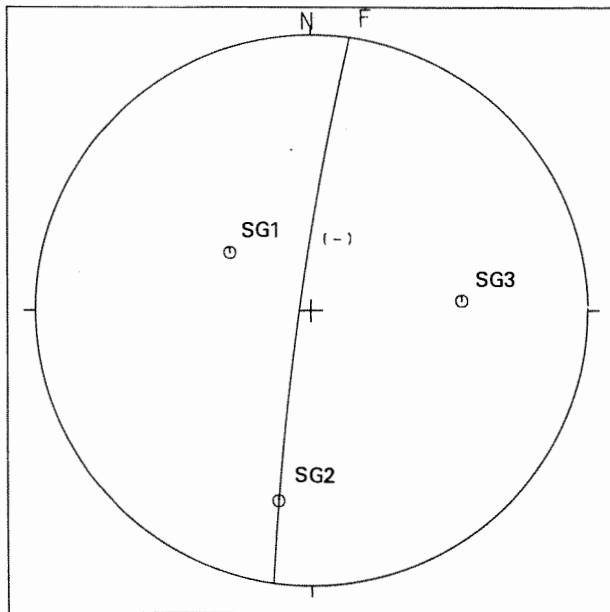
CONJUNCION N° 11



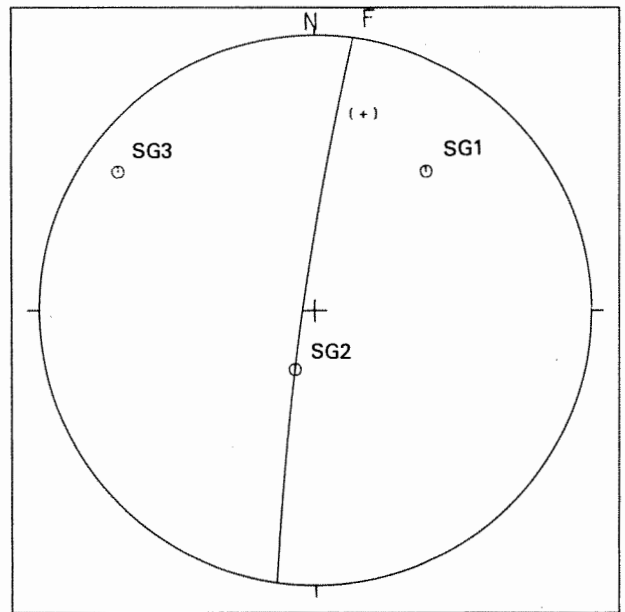
CONJUNCION N° 12 (ANGULO > 20 Gr.)



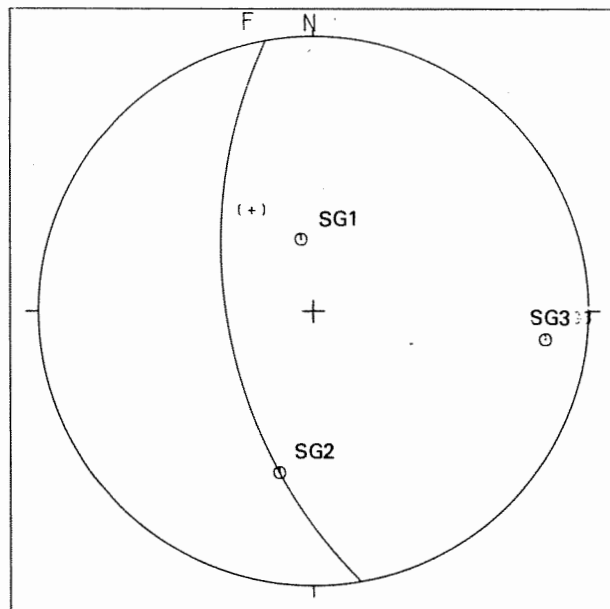
CONJUNCION N° 13



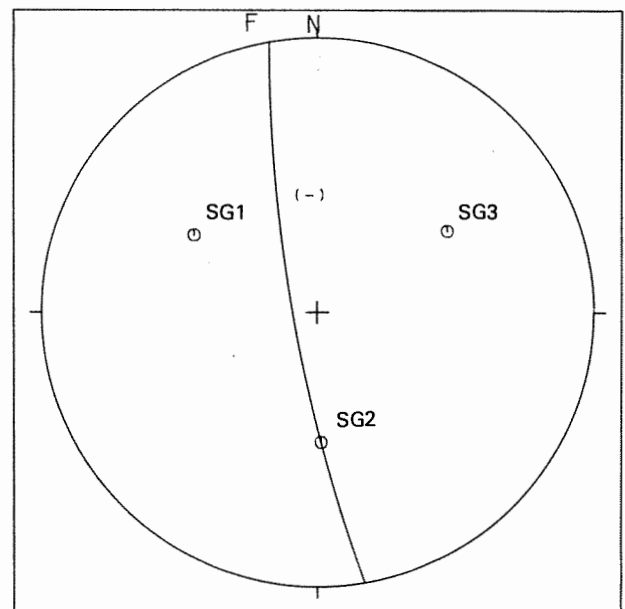
CONJUNCION N° 14



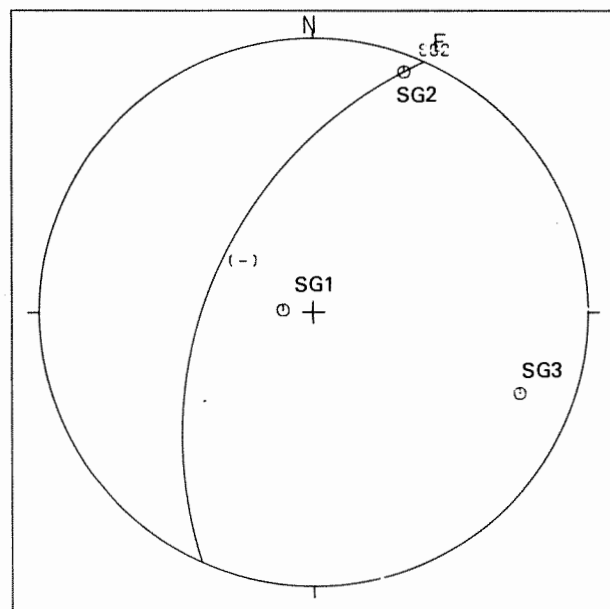
CONJUNCION N° 15



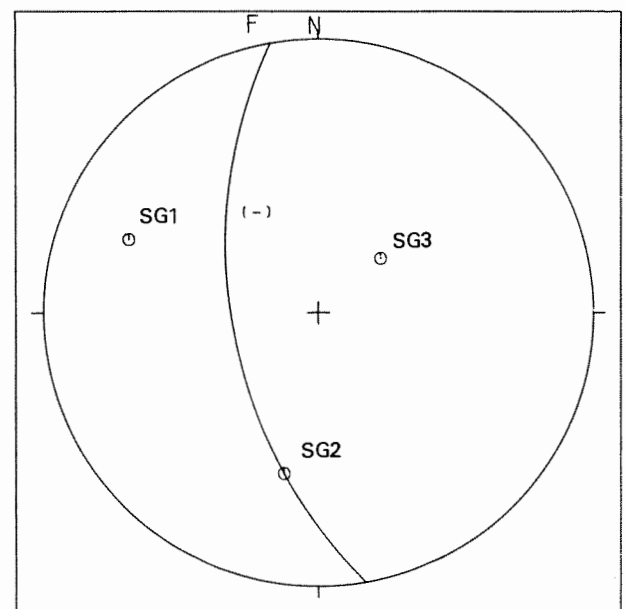
CONJUNCION N° 16



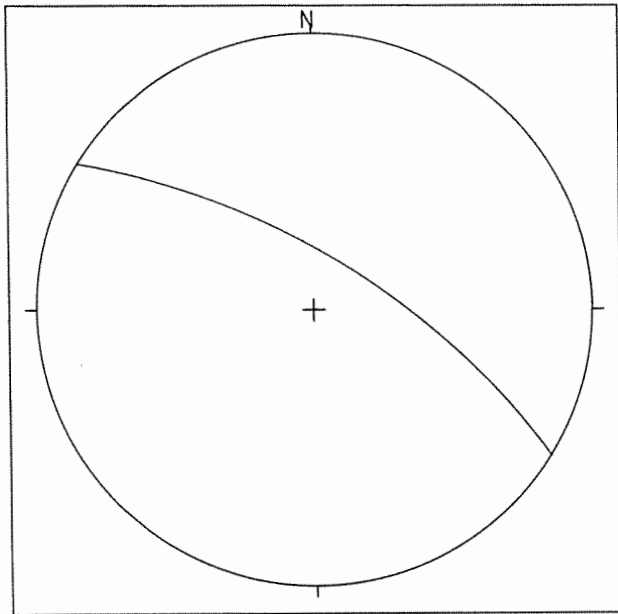
CONJUNCION N° 17



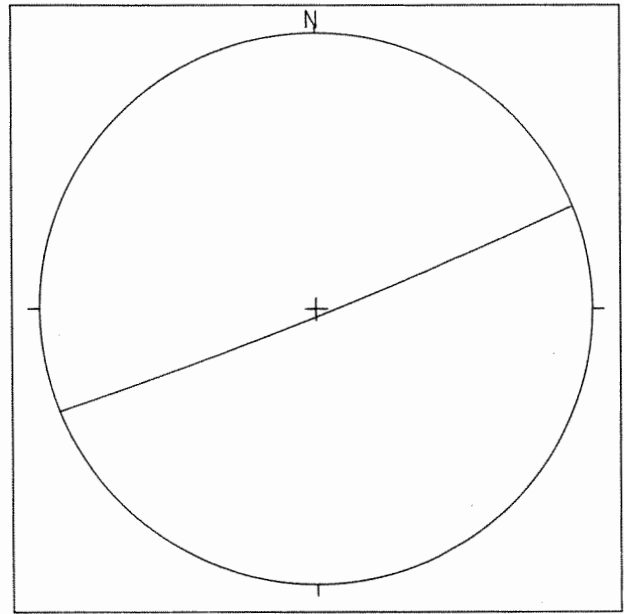
CONJUNCION N° 18



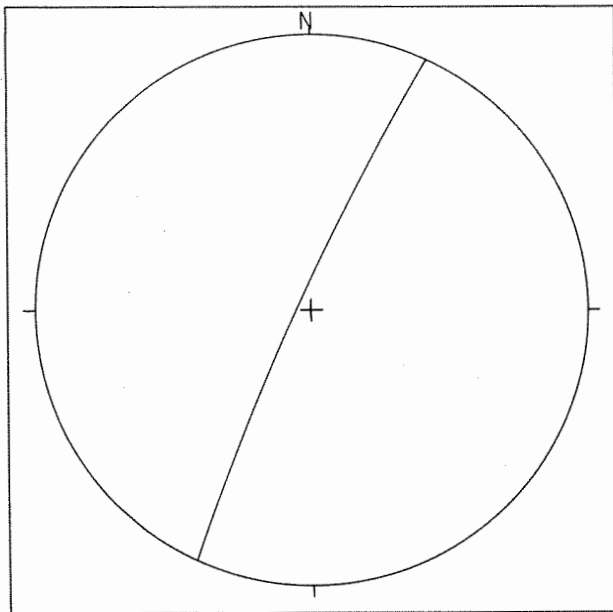
CONJUNCION N° 19



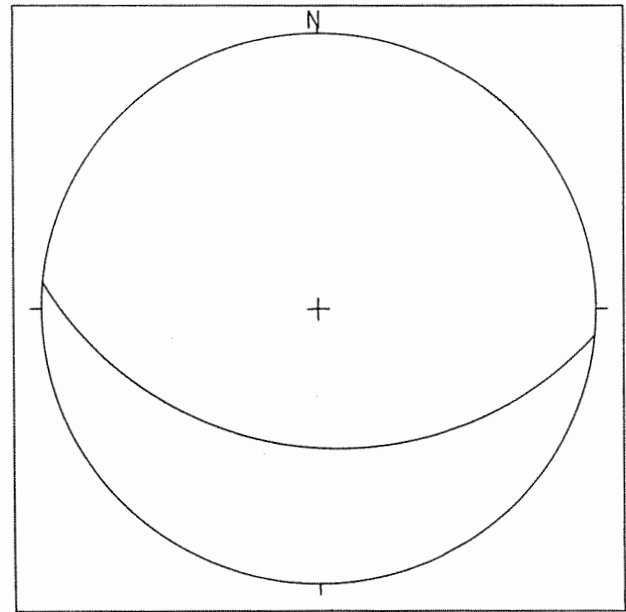
CONJUNCION N° 1 PLANO DE DRENAJE



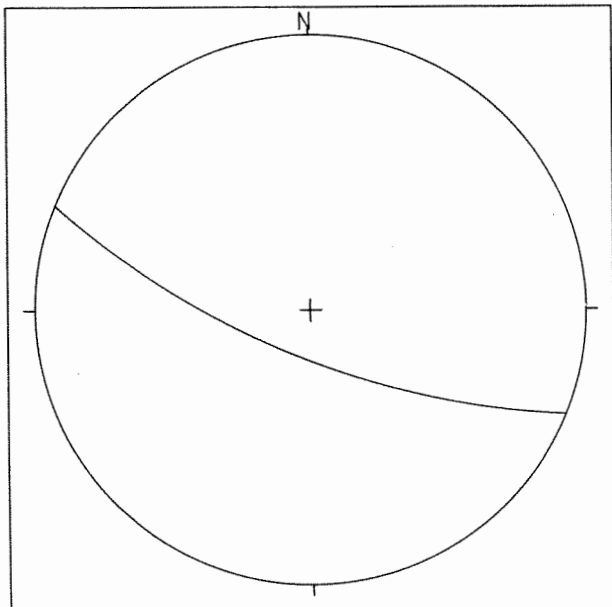
CONJUNCION N° 2 PLANO DE DRENAJE



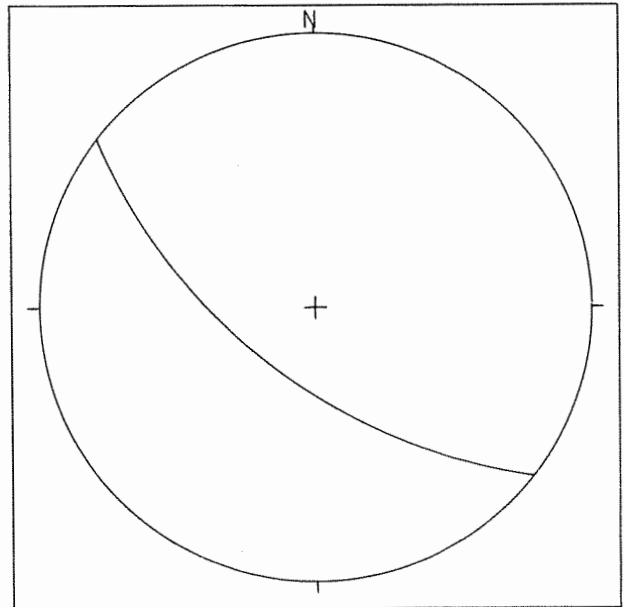
CONJUNCION N° 3 PLANO DE DRENAJE



CONJUNCION N° 6 PLANO DE DRENAJE

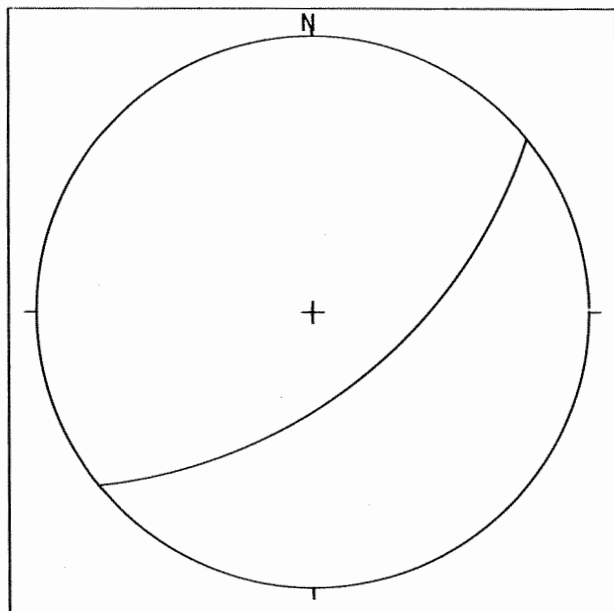


CONJUNCION N° 7 PLANO DE DRENAJE

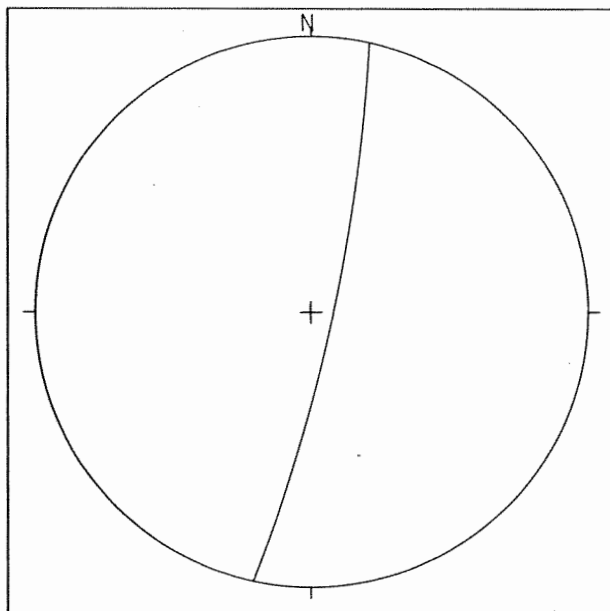


CONJUNCION N° 9 PLANO DE DRENAJE

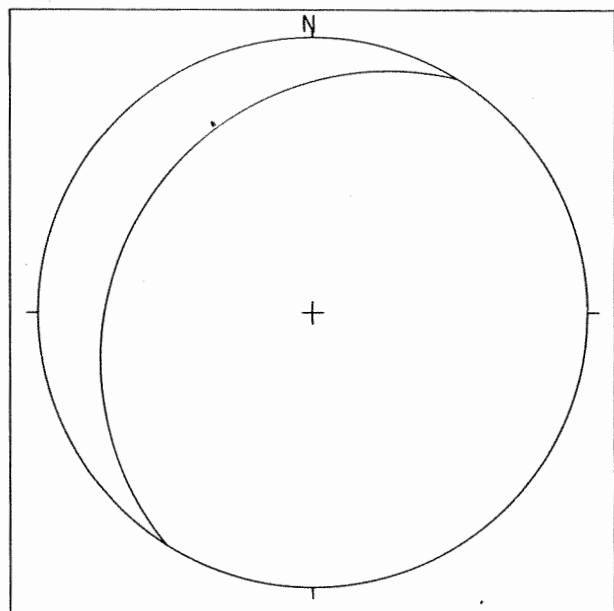
PRESA DE SAN CLEMENTE



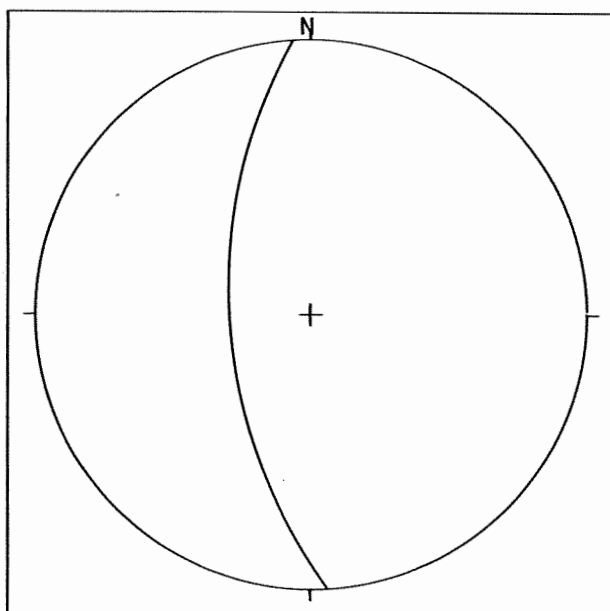
CONJUNCION N° 10 PLANO DE DRENAJE



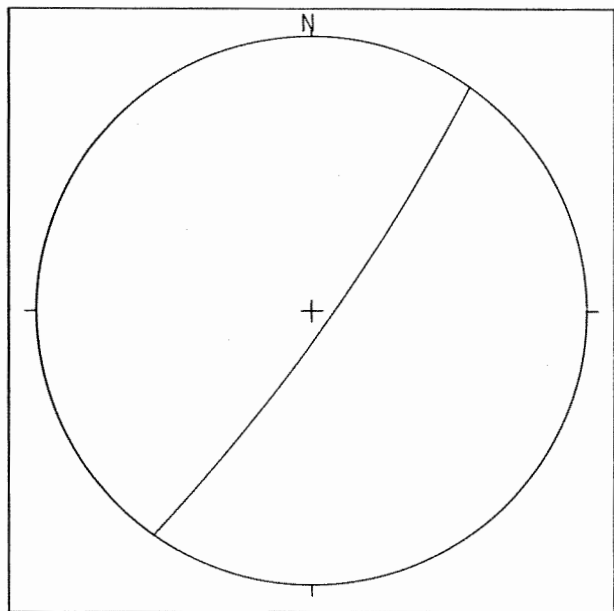
CONJUNCION N° 11 PLANO DE DRENAJE



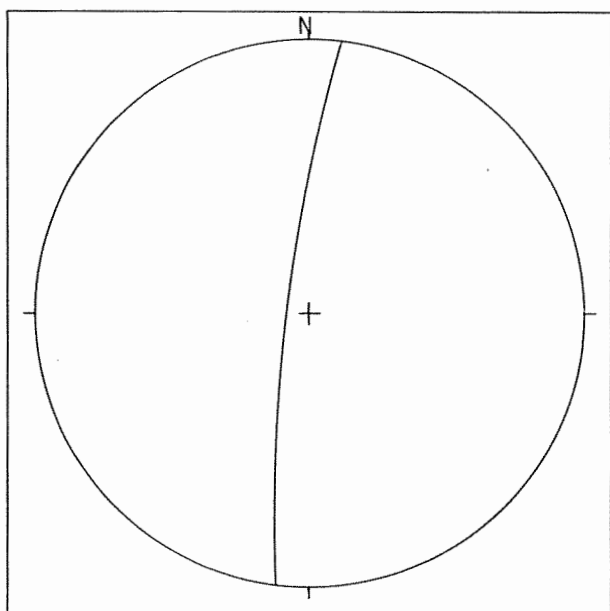
CONJUNCION N° 13 PLANO DE DRENAJE



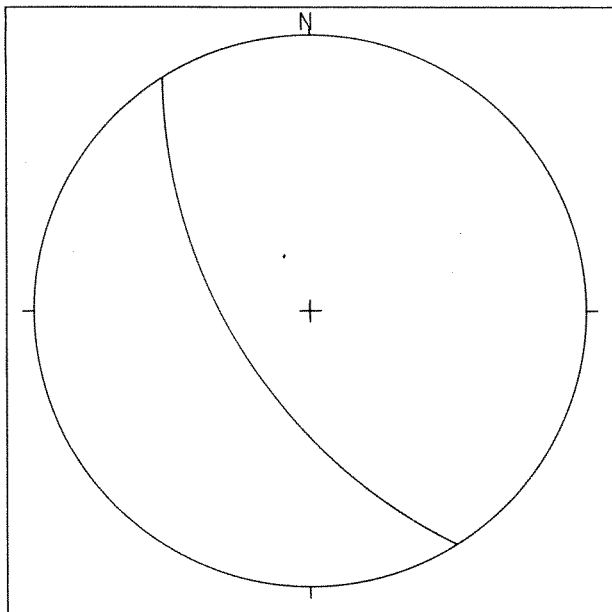
CONJUNCION N° 14 PLANO DE DRENAJE



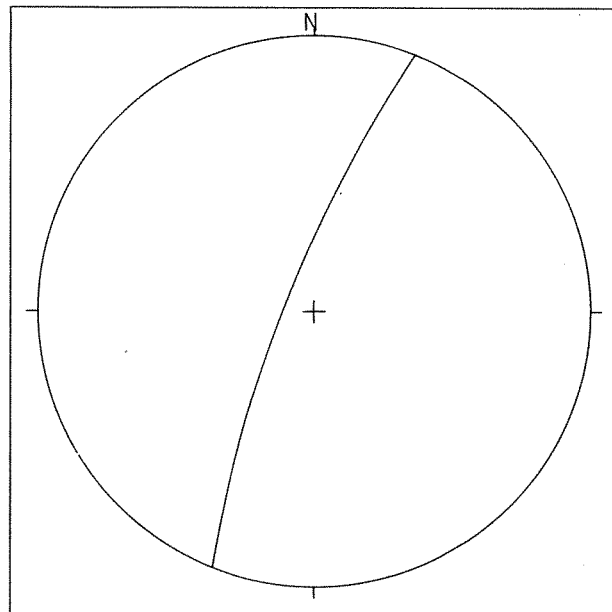
CONJUNCION N° 15 PLANO DE DRENAJE



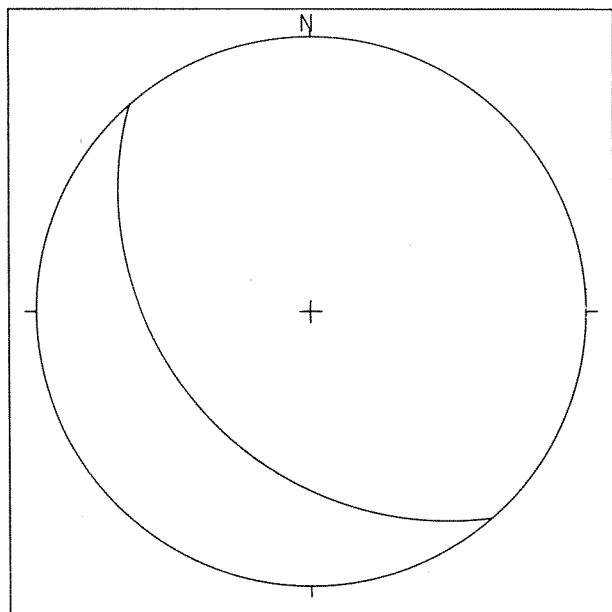
CONJUNCION N° 16 PLANO DE DRENAJE



CONJUNCION N° 17 PLANO DE DRENAJE



CONJUNCION N° 18 PLANO DE DRENAJE



CONJUNCION N° 19 PLANO DE DRENAJE

PRESA DE SAN CLEMENTE

2.3.3.—Programa GEOPOL

Este programa está específicamente preparado para cuantificar y representar de diversas formas la concentración de polos, con posibilidad de efectuar rotaciones según determinados ejes que se dan como datos.

Los datos de entrada del programa precisan de 5 tipos diferentes de tarjetas, según un orden preciso, ver fichas 2.3.3.A a 2.3.3.D.

Con objeto de clasificar los datos de orientaciones, buzamientos, etc., se divide el círculo de referencia en 360°, según la figura 2.3.3.—A.

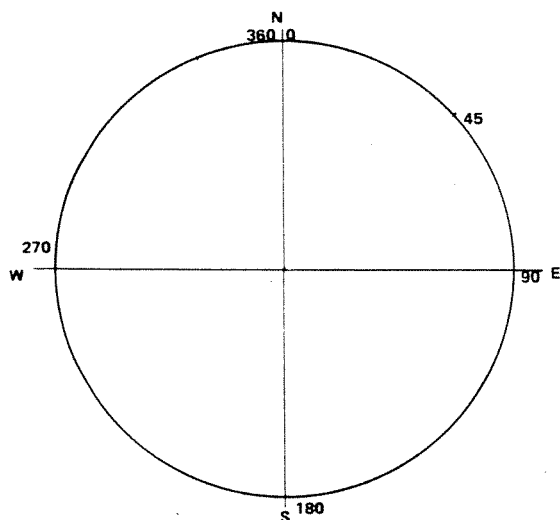


Figura 2.3.3.—A:
División del círculo de referencia para el programa GEOPOL.

Tarjeta tipo 1: Su contenido es el siguiente:

—Índice A: (Columnas 1-2). Indica el tipo de salida deseado de acuerdo con la tabla siguiente:

- = 1: Dibujo de polos o planos.
- = 2: Dibujo de contornos de zonas de igual concentración de polos.
- = 3: Dibujo como 1 y 2.
- = 4: Análogo a 1 pero rotando los polos alrededor del 1.^{er} eje de rotación.
- = 5: Análogo a 2 pero rotando alrededor del 1.^{er} eje.
- = 6: Análogo a 3 pero rotando alrededor del 1.^{er} eje.

—Índice B: (Columnas 3-4). Análogo al índice A, pero las rotaciones las realiza alrededor del 2.^o eje.

—Índice C: (Columnas 5-6). Análogo al índice A, pero las rotaciones las realiza alrededor del 3.^{er} eje.

—Índice D: (Columnas 7-8). Análogo al índice A, pero las rotaciones las realiza alrededor del 4.^o eje.

—Diámetro de la esfera en cm.: (Columnas 11 a 20).

—Porcentaje de área de conteo: (Columnas 31 a 40). Se trata del porcentaje de superficie al que se refiere la concentración de polos, y constituye el filtro para eliminar los datos no agrupados.

—Tipo de dibujo: (Columnas 41 a 45). En el caso del dibujo de contorno de zonas de idéntica concentración de polos, la representación adopta dos modalidades.

= 0. Zonas sombreadas.

= 1. Líneas de separación.

Tarjeta tipo 2: Su contenido define el título del estudio: (Columnas 1 a 72).

Tarjeta tipo 3: Esta tarjeta sólo hay que darla, cuando se precisan rotaciones alrededor de algún eje. Su contenido es:

Columnas 1-6: Azimut del 1.^{er} eje de rotación (ver figura 2.3.3.—B).

Columnas 7-12: Buzamiento del 1.^{er} eje de rotación (ver figura 2.3.3.—B).

Columnas 13-20: Rotación realizada (grados sexagesimales).

- | | |
|-----------------|---|
| Columnas 21-26. | } Análogo para el 2. ^o eje de rotación. |
| Columnas 27-32. | |
| Columnas 33-40. | |
| Columnas 41-46. | } Análogo para el 3. ^{er} eje de rotación. |
| Columnas 47-52. | |
| Columnas 53-60. | |
| Columnas 61-66. | } Análogo para el 4. ^o eje de rotación. |
| Columnas 67-72. | |
| Columnas 73-80. | |

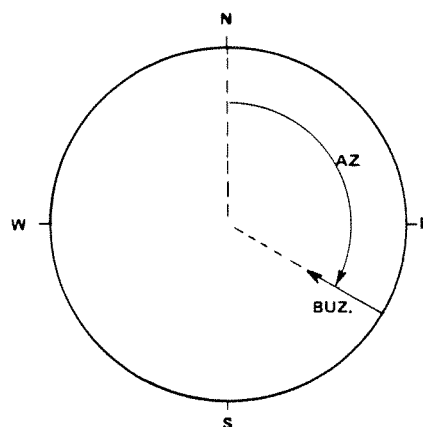


Figura 2.3.3.—B:
Definición de las rotaciones para el programa GEOPOL.

Tarjeta tipo 4: Sólo es necesaria si se ha pedido el dibujo de contornos de zonas de igual concentración de polos. Contiene los valores del contorno expresado en tantos por ciento, con 16 valores como máximo.

Tarjeta tipo 5: De estas tarjetas se darán tantas como polos o planos se quieran representar. Su contenido es el siguiente:

Columnas 1-10: Azimut del polo o dirección del plano.

Columnas 11-20: «Plunge» del polo o buzamiento del plano.

Columnas 21-30: Vergencia del plano (en blanco si se trata de un polo).

Columnas 31-35: Tipo de representación:

- = 0. Se dibuja sólo el polo.
- = 1. Se dibuja sólo el círculo mayor correspondiente.
- = 2. Se dibuja el polo y el círculo mayor.

Columnas 36-40: Símbolo. Esta variable indica el n.º del símbolo empleado en la representación.

El programa dispone de 14 símbolos específicos, que sólo pueden usarse para un polo determinado, cuando no se pidan contornos en el dibujo.

Las tarjetas 5 finalizan con barra-asterisco (/*), a continuación de la cual el programa admite más datos, comenzando por una tarjeta tipo 1. Si no hay más datos, el programa termina con una segunda tarjeta con barra-asterisco (/*).

En realidad, cada uno de estos programas cuyo manejo acabamos de describir, GEORED, GEODRE y GEOPOL, resuelven diferentes aspectos de la metodología descrita, que son complementarios.

Queremos decir con ello que son perfectamente englobables como subrutinas en un programa general más amplio, que incluya además el tratamiento necesario para analizar las conjunciones homogéneas de las que se deducen las edades relativas de las fases tectónicas. Nosotros todavía no lo hemos hecho.

INFORMATICA

FICHA 2.3.3.-A.
GEOPOL

DATOS

GEOLOGIA

Programa **GEOPOL**

Usuario: ERASO 2373 Fecha 20/3/85

Hoja

$\frac{0.1}{1}$ de $\frac{0.4}{1}$

INDICE					DIAMETRO DE LA ESFERA (cm.)		PORCENTAJE DE DE SEMIESFERA		TIPO DE DIBUJO	
A	B	C	D							
3					15				0	

[illegible]

1ª ROTACION				2ª ROTACION				3ª ROTACION				4ª ROTACION			
AZIMUT		BUZAM.	ROTACION	AZIMUT		BUZAM.	ROTACION	AZIMUT		BUZAM.	ROTACION	AZIMUT.		BUZAM.	ROTACION
1	6	12	20	26	32	40		48	52	60		66	72	80	

VALORES DE LOS LIMITES DE LAS DIFERENTES ZONAS DE CONC. DE POLOS (o/o)																
1 ^{er} Valor	2 ^o Valor	3 ^o Valor	4 ^o Valor	5 ^o Valor	6 ^o Valor	7 ^o Valor	8 ^o Valor	9 ^o Valor	10 ^o Valor	11 ^o Valor	12 ^o Valor	13 ^o Valor	14 ^o Valor	15 ^o Valor	16 ^o Valor	
	/0	20	30	40	50	60	70	80	90	100						
1	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75	80

AZIMUT POLO					PLUNGE POLO					DIRECCION DEL					TIPO DE					SIMBOLO									
DIREC. DEL PLANO					BUZAM. PLANO					BUZAMIENTO					REPRES.														
				84					29					0					302					35					0
				196					84					0					274					77					0
				8					71					0					291					17					0
				170					54					0					/*										
				137					18					0															
				281					11					0															
				80					36					0															
				4					48					0															
				289					18					0															
				306					50					0															
				39					24					0															
				350					60					0															

11020303540

11020303540

INFORMATICA

FICHA 2.3.3.-B.
GEOPOL

DATOS GEOLOGIA

Programa **GEOPOL**

Usuario: ERASO

2373

Fecha 20/3/85

Hoja

(0.2) de (0.4)

de (0.4)

INDICE					DIAMETRO DE LA ESFERA (cm.)	PORCENTAJE DE DE SEMIESFERA	TIPO DE DIBUJO
A	B	C	D				
3					15		0

[illegible]

1ª ROTACION				2ª ROTACION			3ª ROTACION			4ª ROTACION		
AZIMUT	BUZAM.	ROTACION		AZIMUT	BUZAM.	ROTACION	AZIMUT	BUZAM.	ROTACION	AZIMUT.	BUZAM.	ROTACION
1	6	12	20	26	32	40	46	52	60	66	72	80

VALORES DE LOS LIMITES DE LAS DIFERENTES ZONAS DE CONC. DE POLOS (o/o)															
1 ^{er} Valor	2 ^o Valor	3 ^o Valor	4 ^o Valor	5 ^o Valor	6 ^o Valor	7 ^o Valor	8 ^o Valor	9 ^o Valor	10 ^o Valor	11 ^o Valor	12 ^o Valor	13 ^o Valor	14 ^o Valor	15 ^o Valor	16 ^o Valor
1	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75

AZIMUT POLO DIREC. DEL PLANO	PLUNGE POLO BUZAM. PLANO	DIRECCION DEL BUZAMIENTO	TIPO DE REPRES.	SIMBOLO
	323	42	0	
	68	4	0	
	207	18	0	
	268	6	0	
	259	57	0	
	177	53	0	
	203	36	0	
	184	42	0	
	21	4	0	
	190	20	0	
	199	65	0	
	192	28	0	

AZIMUT POLO DIREC. DEL PLANO	PLUNGE POLO BUZAM. PLANO	DIRECCION DEL BUZAMIENTO	TIPO DE REPRES.	SIMBOLO
	178	39	0	
	21	4	0	
	192	28	0	
	/*			

INFORMATICA

FICHA 2.3.3.-D
GEOPOL

DATOS

GEOLOGIA

Programa GEOPOL

Usuario: ERASO

2373

Fecha 20/3/85

Hoja

0.4

d

0.4

INDICE					DIAMETRO DE LA ESFERA (cm.)		PORCENTAJE DE DE SEMIESFERA	TIPO DE DIBUJO	
A	B	C	D						
3					15			0	
1				10	20	30	40	45	

[illegible]

1ª ROTACION				2ª ROTACION				3ª ROTACION				4ª ROTACION			
AZIMUT		BUZAM.	ROTACION	AZIMUT		BUZAM.	ROTACION	AZIMUT		BUZAM.	ROTACION	AZIMUT.		BUZAM.	ROTACION
1	6	12	20	26	32	40		46	52	60		66	72	8	

VALORES DE LOS LIMITES DE LAS DIFERENTES ZONAS DE CONC. DE POLOS (o/o)															
1 ^{er} Valor	2 ^o Valor	3 ^o Valor	4 ^o Valor	5 ^o Valor	6 ^o Valor	7 ^o Valor	8 ^o Valor	9 ^o Valor	10 ^o Valor	11 ^o Valor	12 ^o Valor	13 ^o Valor	14 ^o Valor	15 ^o Valor	16 ^o Valor
	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100					
1	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75

[illegible]

3	0	0	0	0	0	15.	0.	0.	0.	PRESA DE SAN CLEMENTE S1					
10.	20.	30.	40.	50.	60.	70.	80.	90.	100.	0.	0.	0.	0.	0.	0.
	84.		29.		0.	0.	0.								
	196.		84.		0.	0.	0.								
	8.		71.		0.	0.	0.								
	170.		54.		0.	0.	0.								
	137.		18.		0.	0.	0.								
	281.		11.		0.	0.	0.								
	80.		36.		0.	0.	0.								
	4.		48.		0.	0.	0.								
	289.		18.		0.	0.	0.								
	306.		50.		0.	0.	0.								
	39.		24.		0.	0.	0.								
	350.		60.		0.	0.	0.								
	302.		35.		0.	0.	0.								
	274.		77.		0.	0.	0.								
	291.		17.		0.	0.	0.								

PORCENTAJE DEL AREA DE PROYECCION CUBIERTA POR DIFERENTES CONCENTRACIONES

0.00 %	CONCENTRACION CUBRE	86.6761 %	DEL AREA DE PROYECCION
6.67 %	CONCENTRACION CUBRE	11.6818 %	DEL AREA DE PROYECCION
13.33 %	CONCENTRACION CUBRE	1.5459 %	DEL AREA DE PROYECCION
20.00 %	CONCENTRACION CUBRE	0.0963 %	DEL AREA DE PROYECCION
26.67 %	CONCENTRACION CUBRE	0.0000 %	DEL AREA DE PROYECCION
33.33 %	CONCENTRACION CUBRE	0.0000 %	DEL AREA DE PROYECCION
40.00 %	CONCENTRACION CUBRE	0.0000 %	DEL AREA DE PROYECCION
46.67 %	CONCENTRACION CUBRE	0.0000 %	DEL AREA DE PROYECCION
53.33 %	CONCENTRACION CUBRE	0.0000 %	DEL AREA DE PROYECCION
60.00 %	CONCENTRACION CUBRE	0.0000 %	DEL AREA DE PROYECCION
66.67 %	CONCENTRACION CUBRE	0.0000 %	DEL AREA DE PROYECCION
73.33 %	CONCENTRACION CUBRE	0.0000 %	DEL AREA DE PROYECCION
80.00 %	CONCENTRACION CUBRE	0.0000 %	DEL AREA DE PROYECCION
86.67 %	CONCENTRACION CUBRE	0.0000 %	DEL AREA DE PROYECCION
93.33 %	CONCENTRACION CUBRE	0.0000 %	DEL AREA DE PROYECCION
100.00 %	CONCENTRACION CUBRE	0.0000 %	DEL AREA DE PROYECCION

DATOS DEL CALCULO

3 0 0 0 0					15.	0.	0.	0.	PRESA DE SAN CLEMENTE S2					
10.	20.	30.	40.	50.	60.	70.	80.	90.	100.	0.	0.	0.	0.	0.
	323.		42.		0.	0.	0.							
	68.		4.		0.	0.	0.							
	207.		18.		0.	0.	0.							
	268.		6.		0.	0.	0.							
	259.		57.		0.	0.	0.							
	177.		53.		0.	0.	0.							
	203.		36.		0.	0.	0.							
	184.		42.		0.	0.	0.							
	21.		4.		0.	0.	0.							
	190.		20.		0.	0.	0.							
	199.		65.		0.	0.	0.							
	192.		28.		0.	0.	0.							
	178.		39.		0.	0.	0.							
	21.		4.		0.	0.	0.							
	192.		28.		0.	0.	0.							

LA MAX. CONCENTRACION = 20.00 POR CIENTO

(AREAS SOMBREADAS)

PORCENTAJE DEL AREA DE PROYECCION CUBIERTA POR DIFERENTES CONCENTRACIONES

0.00 % CONCENTRACION CUBRE	88.5221 % DEL AREA DE PROYECCION
6.67 % CONCENTRACION CUBRE	8.8222 % DEL AREA DE PROYECCION
13.33 % CONCENTRACION CUBRE	1.9479 % DEL AREA DE PROYECCION
20.00 % CONCENTRACION CUBRE	0.7078 % DEL AREA DE PROYECCION
26.67 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
33.33 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
40.00 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
46.67 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
53.33 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
60.00 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
66.67 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
73.33 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
80.00 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
86.67 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
93.33 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
100.00 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION

DATOS DEL CALCULO

3	0	0	0	0	15.	0.	0.	0.	PRESA DE SAN CLEMENTE S3						
10.	20.	30.	40.	50.	60.	70.	80.	90.	100.	0.	0.	0.	0.	0.	0.
	212.		22.		0.	0.	0.								
	338.		3.		0.	0.	0.								
	115.		6.		0.	0.	0.								
	6.		53.		0.	0.	0.								
	22.		20.		0.	0.	0.								
	38.		30.		0.	0.	0.								
	321.		33.		0.	0.	0.								
	282.		9.		0.	0.	0.								
	122.		72.		0.	0.	0.								
	86.		38.		0.	0.	0.								
	305.		8.		0.	0.	0.								
	97.		9.		0.	0.	0.								
	58.		32.		0.	0.	0.								
	111.		12.		0.	0.	0.								
	49.		56.		0.	0.	0.								

LA MAX. CONCENTRACION = 13.33 POR CIENTO

(AREAS SOMBREADAS)

PORCENTAJE DEL AREA DE PROYECCION CUBIERTA POR DIFERENTES CONCENTRACIONES

0.00 % CONCENTRACION CUBRE	85.4926 % DEL AREA DE PROYECCION
6.67 % CONCENTRACION CUBRE	13.9694 % DEL AREA DE PROYECCION
13.33 % CONCENTRACION CUBRE	0.5379 % DEL AREA DE PROYECCION
20.00 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
26.67 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
33.33 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
40.00 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
46.67 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
53.33 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
60.00 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
66.67 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
73.33 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
80.00 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
86.67 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
93.33 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
100.00 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION

DATOS DEL CALCULO

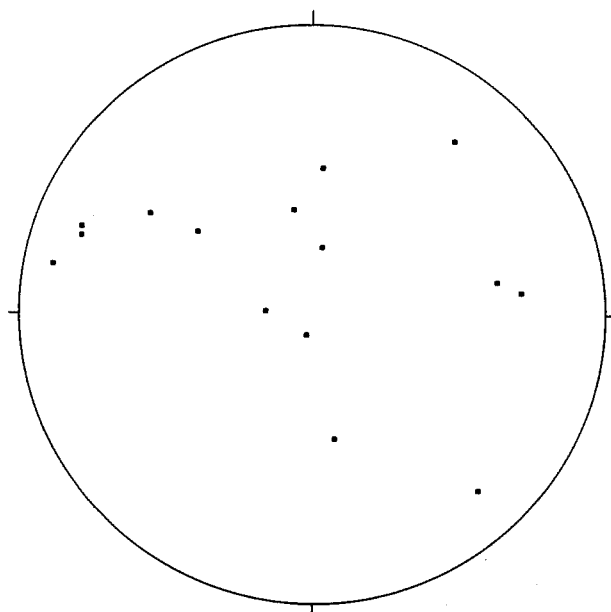
3	0	0	0	0	15.	0.	0.	0.	PRESA DE SAN CLEMENTE .PLANOS DE DRENAJE						
10.	20.	30.	40.	50.	60.	70.	80.	90.	100.	0.	0.	0.	0.	0.	0.
	122.		682.		32.	2.	0.								
	248.		87.		155.	2.	0.								
	25.		84.		295.	2.	0.								
	276.		37.		186.	2.	0.								
	292.		70.		202.	2.	0.								
	308.		60.		218.	2.	0.								
	231.		57.		141.	2.	0.								
	192.		81.		102.	2.	0.								
	32.		18.		302.	2.	0.								
	356.		57.		266.	2.	0.								
	215.		82.		125.	2.	0.								
	7.		81.		277.	2.	0.								
	328.		58.		238.	2.	0.								
	21.		78.		291.	2.	0.								
	319.		34.		229.	2.	0.								

LA MAX. CONCENTRACION = 13.33 POR CIENTO

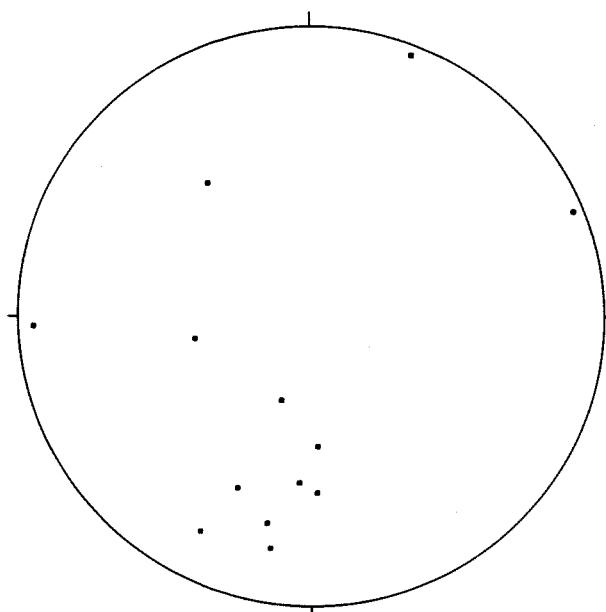
(AREAS SOMBREADAS)

PORCENTAJE DEL AREA DE PROYECCION CUBIERTA POR DIFERENTES CONCENTRACIONES

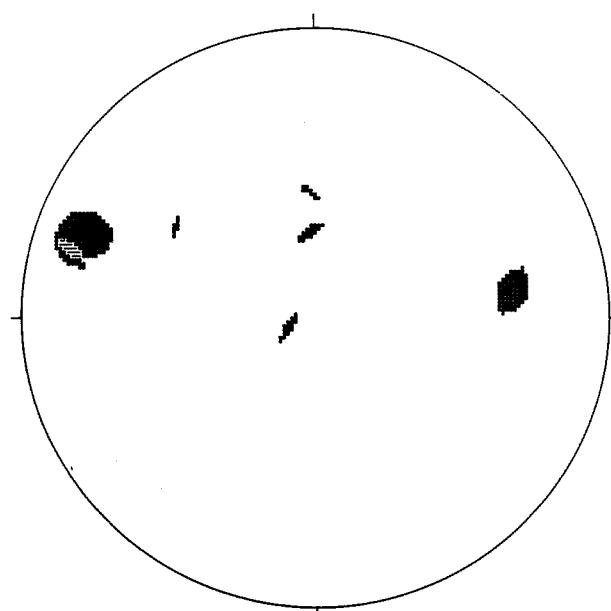
0.00 % CONCENTRACION CUBRE	85.6908 % DEL AREA DE PROYECCION
6.67 % CONCENTRACION CUBRE	13.5617 % DEL AREA DE PROYECCION
13.33 % CONCENTRACION CUBRE	0.7475 % DEL AREA DE PROYECCION
20.00 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
26.67 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
33.33 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
40.00 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
46.67 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
53.33 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
60.00 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
66.67 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
73.33 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
80.00 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
86.67 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
93.33 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION
100.00 % CONCENTRACION CUBRE	0.0000 % DEL AREA DE PROYECCION



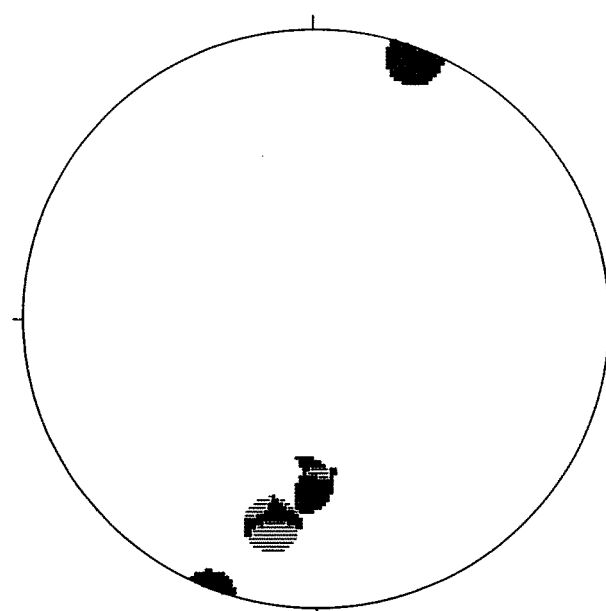
Número de polos = 15
PRESA DE SAN CLEMENTE S1



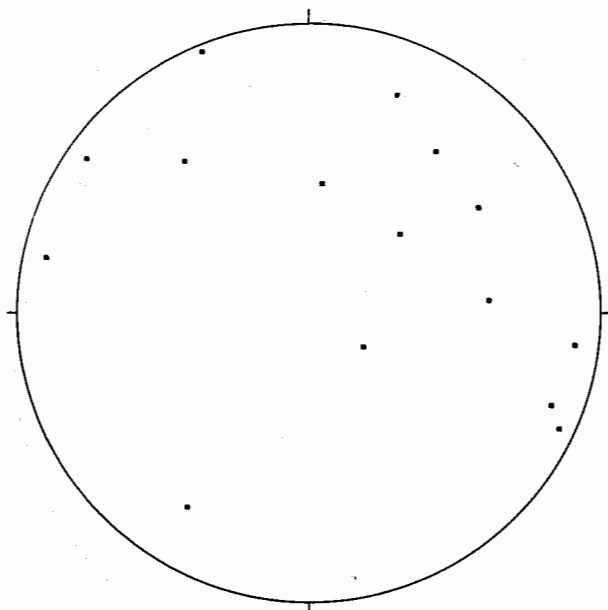
Número de polos = 15
PRESA DE SAN CLEMENTE S2



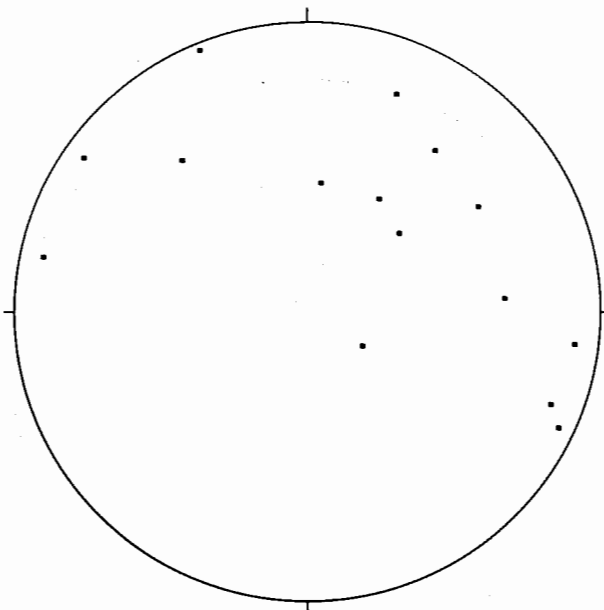
Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
10.0 20.0 30.0 40.0 50.0 60.0 70.0 80.0 90.0 100.0
Número de polos = 15
PRESA DE SAN CLEMENTE S1



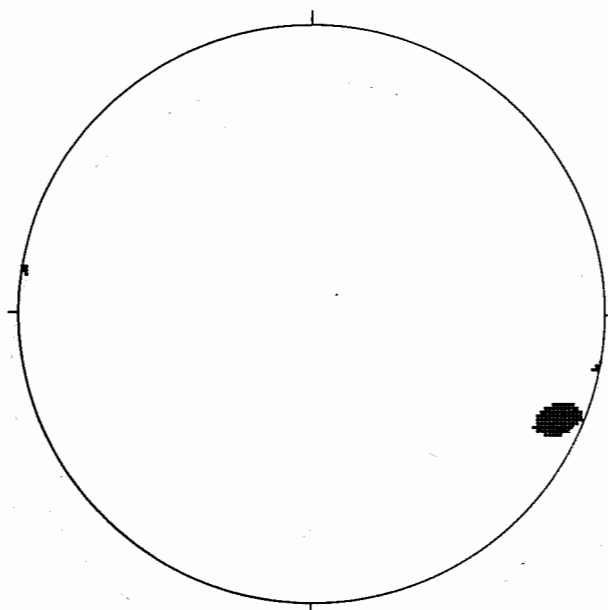
Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
10.0 20.0 30.0 40.0 50.0 60.0 70.0 80.0 90.0 100.0
Número de polos = 15
PRESA DE SAN CLEMENTE S2



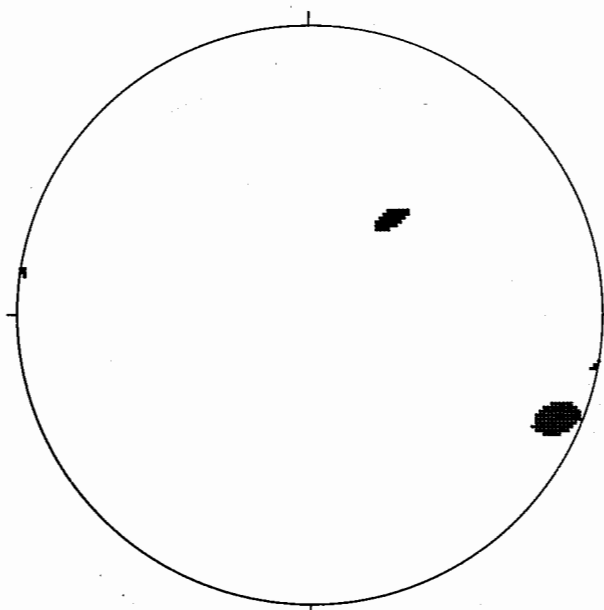
Número de polos = 15
PRESA DE SAN CLEMENTE S3



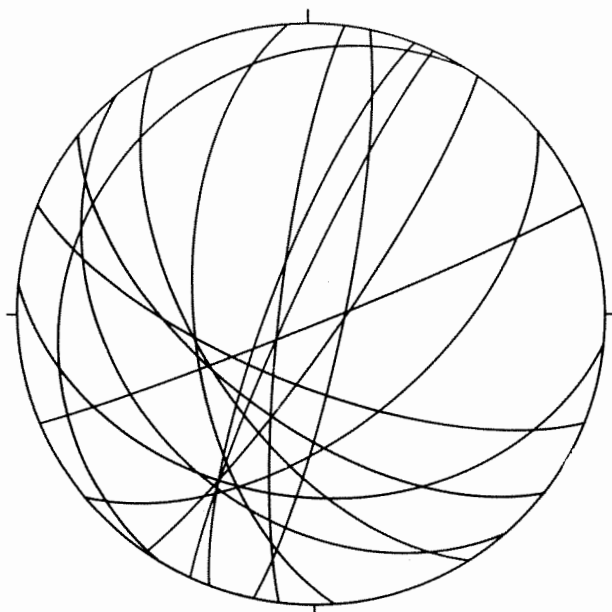
Número de polos = 15
PRESA DE SAN CLEMENTE PLANOS DE DRENAJE



Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
10.0 20.0 30.0 40.0 50.0 60.0 70.0 80.0 90.0 100.0
Número de polos = 15
PRESA DE SAN CLEMENTE S3



Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
10.0 20.0 30.0 40.0 50.0 60.0 70.0 80.0 90.0 100.0
Número de polos = 15
PRESA DE SAN CLEMENTE PLANOS DE DRENAJE



PRESA DE SAN CLEMENTE PLANOS DE DRENAJE

2.4.—Determinación de la secuencia relativa de fases

Como ya hemos visto, la edad relativa de las fases tectónicas se deduce de las conjunciones homogéneas de tectolitos, especialmente de:

- Estilolito-estilolito.
- Vena-vena.

Sin más que aplicar el criterio descrito de que la más moderna desplaza a la más antigua.

El problema consiste en que al estudiar un área determinada, desconocemos «a priori» cuántas fases vamos a encontrarnos y cuáles son éstas. Por ello, es recomendable inventariar sistemáticamente el mayor número posible de ellas.

En una segunda vuelta, una vez determinadas ya las fases existentes, podemos completar en campo las conjunciones homogéneas que nos falten, en base al siguiente criterio:

—Si llamamos n al n.º de fases diferentes existentes, y n_i al n.º cardinal (1, 2, 3, 4...) correlativo de cada una de ellas, el n.º de conjunciones homogéneas N necesario para contrastar cada pareja de fases viene dado por la expresión:

$$N = \sum_{i=1}^{n-1} n_i - n$$

$$N = \sum_{i=1}^{n-1} (1+2+3+\dots+n) - n$$

o lo que es lo mismo, variaciones de n elementos tomados de dos en dos:

$$V_n^2 = \frac{n!}{2!(n-2)!}$$

—Si utilizamos la conjunción vena-vena, sabemos que determinada familia de venas es asimilable a una fase tectónica concreta por existir una relación estadística entre la moda de los polos de los planos de la familia de venas y el componente σ_3 de la fase tectónica.

—Si utilizamos la conjunción estilolito-estilolito, existe similar relación estadística entre la moda de los polos de los planos estilolíticos y el componente σ_1 de la fase asociada.

Esto quiere decir sencillamente, que sabemos la información que nos falta en la primera vuelta de toma de datos, pudiendo fácilmente planificar su búsqueda.

2.5.—Interpretación

El tratamiento de la información descrito en la metodología precedente nos lleva a unos resultados englobables en dos grupos netamente diferenciados:

—Los propios de la geología estructural.

—Los específicos derivados de las hipótesis de trabajo enunciadas, directamente aplicables a la interpretación del karst.

Entre los primeros resultados, se define:

- N.º de fases tectónicas.
- Secuencia de fases tectónicas.
- Carácter de las mismas.
- Sentido de los empujes principales.
- Historia estructural del macizo.

Entre los segundos se define:

- Las direcciones de drenaje (modas).
- Su grado de probabilidad (porcentual).
- Su carácter cualitativo y cuantitativo.
- Su distribución cuantitativa a tenor del carácter de las fases tectónicas preparatorias.
- La predicción de la orientación de los conductos en la red tridimensional de drenaje.

Su campo de aplicación es muy amplio, mejorando las posibilidades de:

- Captación de agua en acuíferos kársticos.
- Corrección de fugas en la construcción de presas en áreas kársticas.
- Corrección de entrada de agua en explotaciones mineras en zonas kársticas.
- Localización de la continuidad de las menas mineras en yacimientos asociados a fenómenos de paleokarst de origen hidrotermal.
- Evaluación de la susceptibilidad de contaminación de acuíferos kársticos.
- Localización «a priori» de las surgencias asociadas al acuífero kárstico.

Al desarrollarse el karst en diferentes litologías tales como:

- Areniscas.
- Cuarcitas.
- Yesos y evaporitas.
- Hielo.
- Etc.,

por cumplirse en ellas, a lo largo del tiempo a escala geológica, tanto la condición de circulación del agua por

fisuras interconectadas, como la ampliación de fisuras por disolución en su sentido más amplio (ERASO, 1973), todas estas premisas son aplicables a la génesis y evolución del karst en dichos materiales.

Esto amplía las posibilidades de aplicación de la metodología descrita de manera espectacular, haciéndola útil en la solución de problemas impensables «a priori», como por ejemplo la captación de agua en los hielos continentales de los círculos polares, especialmente en la Antártida, donde el costo energético de licuación del agua presenta una altísima incidencia económica.

3.- EJEMPLOS

A continuación, exponemos una serie de ejemplos, donde hemos aplicado el método descrito, repartidos por toda la geografía española.

Dichos ejemplos recogen las zonas donde se encuentran las cavidades de mayor desarrollo de la península, tanto vertical (LARRA) como horizontal (OJO GUAREÑA),

LO, BENINAR), como a la prevención de la contaminación de acuíferos kársticos (MIERA, SOTO DE RIBERA). Dicha información, confirmada la mayor parte de las veces mediante coloraciones, ha servido en estos casos, para modificar los primitivos proyectos, adecuándolos a la situación objetiva puesta en evidencia por el Método que estamos describiendo. La figura 3 indica la localización geográfica de los ejemplos incluidos.

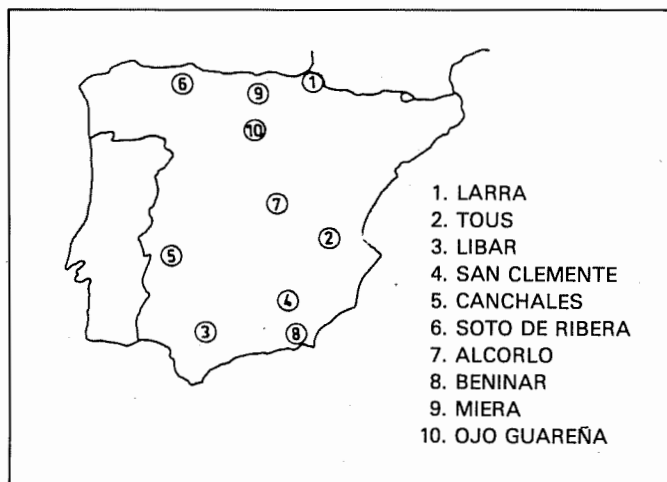


Figura 3:
Situación geográfica de los ejemplos investigados.

se desarrollan en los principales macizos, Pirineos, Cornisa Cantábrica, Paleozoico Asturiano, Sistema Central, Béticas y se distribuyen en los afloramientos calcáreos más diversos, desde el Cámbrico hasta el Terciario (ver figura 3). Abordan y resuelven una serie de problemas prácticos, relativos tanto a la predicción de fugas de una serie de presas (TOUS, SAN CLEMENTE, CANCHALES, ALCOR-

3.1.— El karst de LARRA como ensayo general del Método

3.1.1.— Planteamiento de la cuestión

En el extremo occidental de la cadena pirenaica, a caballo entre Francia, Navarra y Huesca, se emplaza la región kárstica de LARRA, una de las más importantes y mejor conocidas del mundo.

Con más de 120 Km² de superficie y una pluviometría, entre 1.500 y 2.500 mm/año, dependiente de la altitud, drena endorricamente un caudal cuyo módulo anual es de 8,3 m³/seg.

Gracias a la coordinación de los trabajos, a cargo de la Diputación de Navarra y de A.R.S.I.P. (Asociación de Recherches Speleologiques Internacionales de la Pierre Saint Martin), que se realizan sistemáticamente desde hace más de tres décadas, se han inventariado y cartografiado más de 120 cavidades con profundidades superiores a los 100 m., 2 de las cuales rebasan el desnivel de 1.300 m. (Piedra de San Martín (P.S.M.) e Illaminako Ateak, 2.^a y 3.^a del mundo). Se conocen 5 importantes ríos subterráneos que con sus numerosos afluentes constituyen un enrejado superior a los 100 Km. de recorrido lineal.

Se han realizado en diversas épocas más de 30 coloraciones con fluoresceína, gracias a las cuales el funcionamiento hidrogeológico del sistema es bien conocido.

Por todo este conjunto de circunstancias, hemos elegi-

do esta región para proceder a contrastar el Método de Predicción, como un primer ensayo para estimar la validez del mismo.

3.1.2.—Situación geológica

El karst de Larra, está constituido en esencia por una cobertera carbonática, de edad mesozoica, que se apoya de manera discordante sobre materiales paleozoicos.

Este sustrato paleozoico, presenta un ligero basculamiento hacia el W y una caída escalonada hacia el N, que condiciona el buzamiento de la cobertera mesozoica en la vertiente francesa.

Hacia el S, el mesozoico desaparece bajo los materiales terciarios donde se encajan los valles de Anso y Roncal, mientras que hacia el N, dicha cobertera mesozoica termina bruscamente en el valle de Sainte Engrace contra el accidente frontal nortipirenaico, representado aquí por una falla inversa E-W, que la pone en contacto con materiales del permotrias.

3.1.2.1.—La serie litológica viene definida de antiguo a moderno por la siguiente secuencia:

Paleozoico: Constituido en el muro por calizas namuriense, tiene una potencia de 100 a 150 m. De carácter masivo, presentan color negro a la fractura y están surcadas por numerosas venas blancas de calcita. De carácter masivo, son visibles en el fondo de la sala de la Verna (P.S.M.), en los pozos Azizza-Parment, y en la gruta de Arphidia. A **techo**, aparece el complejo de esquistos carbonosos con piritita, visible en el río de la P.S.M., Lonne Peyret y en el fondo de la garganta de Kakouetta (cerca de la cascada). A dichos esquistos se les atribuye una potencia teórica de 500 m., aunque en la sala de la Verna es realmente de 35 m. Su edad es namuriense-westfaliense).

Permotrias: Aparece exclusivamente al N de la zona, en la margen derecha del valle de Sainte Engrace, está formado por argilitas rojas, pudingas, nivelillos de calizas, margas aligarradas con yeso y ofitas.

Mesozoico: Si exceptuamos el klippe de Lakora, donde aparecen materiales de albeno-cenomanense, representados por las pudingas de Mendibelza, el mesozoico en Larra está representado por:

—**Caliza de los cañones**, con una potencia de 300 a 400 m. de calizas, donde se instalan todos los grandes pozos, constituye tanto los escarpes de las grandes gargantas, Kakouetta, Ehujarre, Arphidia, como el cerro testigo formado por el pico Anie, altura máxima de la zona. Su edad incluye a la serie desde el cenomanense hasta el campaniense.

—**Flysh esquistoso-arenoso**, que yace sobre el anterior, presenta una potencia global de 800 m., cuyo máximo espesor aparece en la Paquiza de Linzola. De edad Maestrichtense-Campaniense, datado por su contenido en Orbitoides pasa lateralmente a calcoesquistos y calizas con nódulos de sílex, más abundantes al NE de la región.

Terciario: Aflorando solamente en lo alto del Txamantxoia o Linza Maz, está constituido en la base por calizas con discociclinas de 60 a 80 m. de espesor, de edad montañense, y cubierto por un flysh calizo con alveolinas, de edad landeniense de 100 m. de espesor.

3.1.2.2.—Las condiciones estructurales del Pirineo nos

permiten distinguir en él tres grandes zonas:

1.^a La zona axial, formada casi exclusivamente por rocas paleozoicas.

2.^a La zona septentrional separada de la axial por la falla nortipirenaica y caracterizada por rocas mesozoicas plegadas, rodeando cúpulas de las series paleozoicas.

3.^a La zona supirenaica rellena por cretácico superior y eoceno plegadas, y cubierto por un neógeno sin plegar.

La orogenia hercínica, con directriz E-W, condicionó el accidente nortipirenaico. La orogenia alpina, compuesta de dos fases, la más antigua antes del cretácico superior, y la más moderna o pirenaica, postluteciense, muestran una pauta WNW-ESE, ligeramente diferente de la hercínica.

Así pues, los Pirineos se presentan en conjunto como una estructura más o menos simétrica, con un núcleo hercínico, una cobertera mesozoica y cubetas marginales paleógenas.

En este contexto, la región de Larra, representa una de las coberteras mesozoicas occidentales, que se halla adosada a la falla nortipirenaica. Sus rasgos tectónicos principales se caracterizan por:

1.^o Una serie de escamas cabalgantes hacia el S, cuya orientación sigue las directrices de la orogenia alpina (WNW-ESE) y su vergencia es N.

2.^o Un enrejado de fallas sumamente denso y abundante, especialmente visible en los lapiaces y afloramientos de las calizas de los cañones, formado principalmente por fallas normales y fallas transcurrentes, estas últimas de orientación NNE-SSW y NE-SW.

3.1.3.—Trabajos de campo

La fuente de información se ha buscado en la región de Larra, en 12 estaciones, repartidas geográficamente y distribuidas tanto en superficie como en profundidad, en este caso, eligiendo específicamente a priori algunos de dichos lugares, por estimar que la información a extraer pudiera ser interesante.

La relación de estaciones es la siguiente:

Estación 1: Uwala (del Portillo de Larra).

Estación 2: Entrada de la Sima Illaminako Ateak.

Estación 3: Cabalgamiento del flanco E de la Pakiza.

Estación 4: Pequeña ventana tectónica del cabalgamiento anterior.

Estación 5: Ladera N de la Hoya del Solano.

Estación 6: Cuerda SW de la Pakiza hacia Linza Maz.

Estación 7: Sinclinal recumbente del pico Arlas.

Estación 8: Cuesta NE de la Campa de la Contienda.

Estación 9: Trincheras de la carreta junto a la PSM.

Estación 10: Pared NW de la Sala de la Verna (PSM).

Estación 11: Margen izquierda del río en la Sala Chevalier (PSM).

Estación 12: Entronque entre la Sala Loubens y el Metro (PSM).

Habiendo encontrado conjunciones de tectoglifos en las nos 1, 2, 3, 6, 8, 9 y 10, según la siguiente relación:

MAPA GEOLOGICO DE LARRA

Macizo de la piedra de San Martín

LEYENDA



Derrubios de ladera con restos de morrena



Depósitos aluviales



Depósitos glaciares

LANDENIENSE



Flysh calcáreo con alveolinas

MONTIENSE



Calizas con discociclina

MAESTRICHTIENSE-CAMPANIENSE



Flysh esquistos-arenoso con orbitoides-calcoesquistos con navarelas

CAMPANIENSE-TURONIENSE



Calizas con lacazina "de los cañones"

SANTONIENSE



"Brecha monumental de ibarrondoa"

ALBIENSE-CENOMANIENSE



Pudingas de mandibelza
Calizas con lithothamnium

KEUPER



Margas yesíferas versicolores

MUSCHELKALK



"Calizas con fondicularia y dolomia"

NAMURIENSE-WESTFALIENSE



Esquistos y areniscas con restos vegetales

NAMURIENSE



H3a Calizas

FAMENIENSE, INF. FRASNIENSE



"Esquistos y areniscas con spirifer verneuylly"

SILURICO



Pizarras y cuarcitas

ROCAS BASICAS



Ofitas



Contacto concordante



Contacto discordante

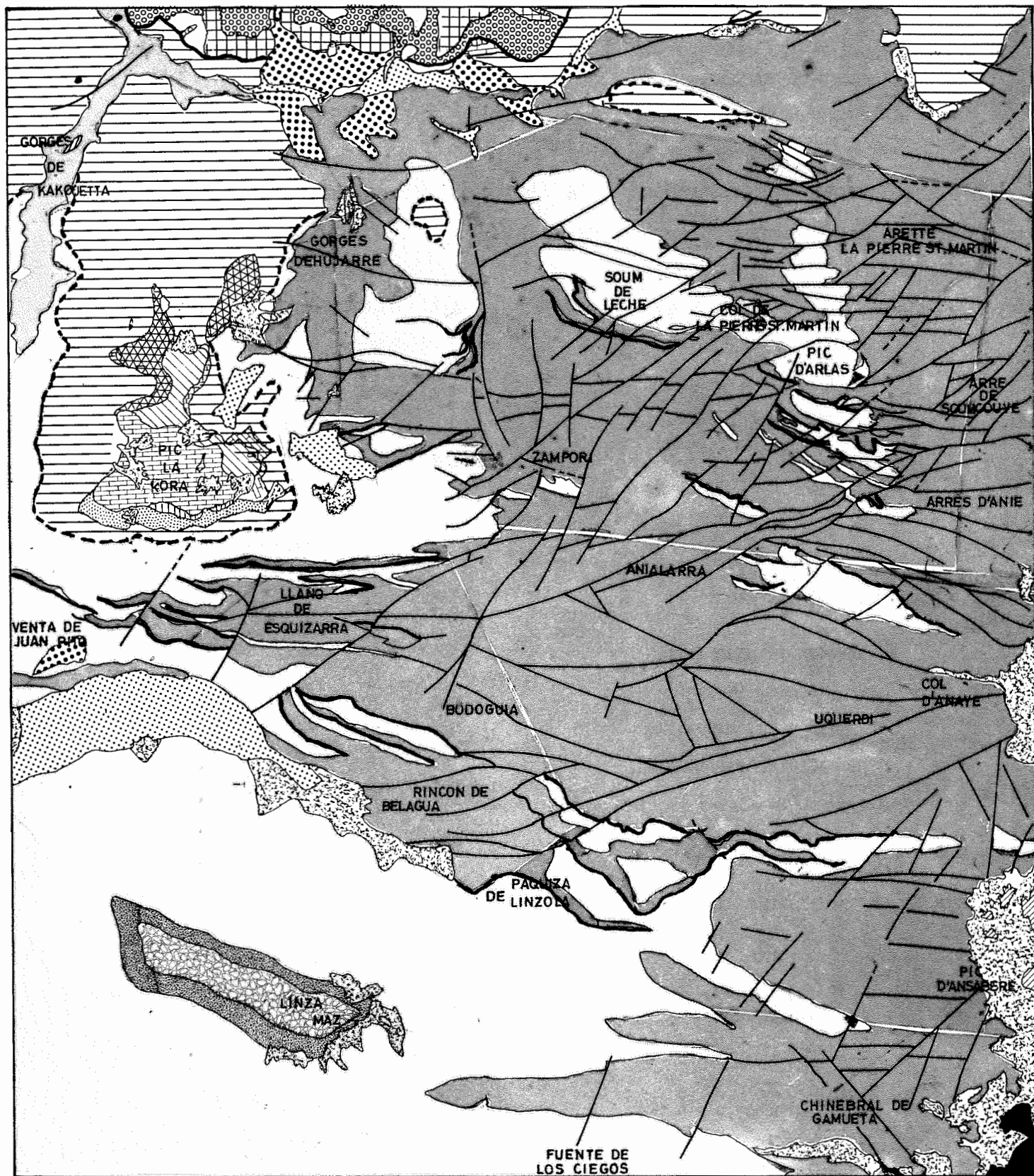


Fractura



Cabalgamiento

FIGURA-3.1.2.



1000 500 0 1 2 3 km.

ZONA DE TRABAJO: LARRA

SECTOR: HOYA DE LA SOLANA

ESTACION: N.º 1 PORTILLO DE LARRA

TECTOGLIFOS OBSERVADOS

Tipo	Dirección	Buzamiento	Dir. buz.	Pitch	Sen.	Observaciones
1	215.	30.	305.	0.	0.	
2	345.	70.	255.	0.	0.	
1	100.	14.	10.	0.	0.	
2	115.	32.	205.	0.	0.	
1	270.	30.	180.	0.	0.	
2	215.	90.	305.	0.	0.	
1	210.	30.	120.	0.	0.	
2	125.	80.	35.	0.	0.	
1	270.	20.	180.	0.	0.	
2	290.	90.	200.	0.	0.	
1	95.	60.	5.	0.	0.	
2	10.	90.	100.	0.	0.	

ZONA DE TRABAJO: LARRA

SECTOR: BU-56

ESTACION: N.º 2 ENTRADA SIMA

TECTOGLIFOS OBSERVADOS

Tipo	Dirección	Buzamiento	Dir. buz.	Pitch	Sen.	Observaciones
1	70.	75.	160.	0.	0.	
2	170.	75.	260.	0.	0.	
1	20.	25.	110.	0.	0.	
2	40.	90.	130.	0.	0.	
1	155.	50.	65.	0.	0.	
2	100.	80.	170.	0.	0.	
1	140.	90.	230.	0.	0.	
2	255.	90.	165.	0.	0.	
1	265.	80.	355.	0.	0.	
2	30.	90.	120.	0.	0.	
1	95.	60.	5.	0.	0.	
2	190.	45.	100.	0.	0.	
1	325.	35.	55.	0.	0.	
2	205.	70.	15.	0.	0.	
1	275.	25.	5.	0.	0.	
2	270.	90.	180.	0.	0.	

ZONA DE TRABAJO: LARRA

SECTOR: PAKIZA

ESTACION: N.º 3 BOINA

TECTOGLIFOS OBSERVADOS

Tipo	Dirección	Buzamiento	Dir. buz.	Pitch	Sen.	Observaciones
1	45.	25.	315.	0.	0.	VENA EDAD 1
2	200.	78.	110.	0.	0.	
1	45.	25.	315.	0.	0.	VENA EDAD 2
2	130.	85.	40.	0.	0.	
1	45.	25.	315.	0.	0.	VENA EDAD 2
2	105.	60.	195.	0.	0.	
1	80.	8.	350.	0.	0.	
2	95.	75.	185.	0.	0.	
1	75.	12.	345.	0.	0.	VENA EDAD 2
2	195.	75.	105.	0.	0.	
1	75.	12.	345.	0.	0.	VENA EDAD 1
2	155.	75.	245.	0.	0.	
1	305.	50.	35.	0.	0.	
2	155.	70.	245.	0.	0.	
1	305.	50.	35.	0.	0.	
2	170.	55.	80.	0.	0.	
1	305.	50.	35.	0.	0.	
2	195.	75.	105.	0.	0.	
1	80.	55.	350.	0.	0.	
2	25.	70.	115.	0.	0.	
1	275.	20.	5.	0.	0.	VENA EDAD 2
2	210.	90.	300.	0.	0.	
1	275.	20.	5.	0.	0.	VENA EDAD 1
2	310.	55.	220.	0.	0.	
1	75.	30.	345.	0.	0.	VENA EDAD 2
2	305.	50.	35.	0.	0.	
1	75.	30.	345.	0.	0.	VENA EDAD 1
2	5.	85.	95.	0.	0.	
1	275.	30.	5.	0.	0.	
2	1.	90.	91.	0.	0.	
1	55.	70.	325.	0.	0.	VENA EDAD 1
2	145.	60.	235.	0.	0.	
1	55.	70.	325.	0.	0.	VENA EDAD 2
2	135.	25.	45.	0.	0.	

ZONA DE TRABAJO: LARRA

SECTOR: PAKIZA

ESTACION: N.º 6 CUERDA SW

TECTOGLIFOS OBSERVADOS

Tipo	Dirección	Buzamiento	Dir. buz.	Pitch	Sen.	Observaciones
3	45.	8.	315.	0.	0.	VENA EDAD 1
2	270.	20.	180.	0.	0.	
3	45.	8.	315.	0.	0.	VENA EDAD 2
2	315.	90.	225.	0.	0.	
3	65	20.	335.	0.	0.	
2	165.	60.	255.	0.	0.	
3	275.	30.	5.	0.	0.	
2	165.	60.	255.	0.	0.	
3	65.	20.	335.	0.	-1.	
0	0.	0.	0.	0.	0.	
3	275.	30.	5.	0.	-1.	
0	0.	0.	0.	0.	0.	

ZONA DE TRABAJO: LARRA

SECTOR: CAMPA CONTIENDA

ESTACION: N.º 8 CUESTA NE

TECTOGLIFOS OBSERVADOS

Tipo	Dirección	Buzamiento	Dir. buz.	Pitch	Sen.	Observaciones
1	236.	14.	326.	0.	0.	
2	8.	51.	98.	0.	0.	
1	225.	16.	315.	0.	0.	
2	353.	45.	243.	0.	0.	
1	100.	15.	10.	0.	0.	VENA EDAD 2
2	34.	75.	124.	0.	0.	
1	100.	15.	10.	0.	0.	VENA EDAD 1
2	302.	30.	32.	0.	0.	
1	50.	30.	140.	0.	0.	
2	122.	80.	32.	0.	0.	
1	90.	20.	180.	0.	0.	
2	20.	67.	110.	0.	0.	

ZONA DE TRABAJO: LARRA

SECTOR: P.S.M.

ESTACION: N.º 9 TRINCHERAS CARRETERA

TECTOGLIFOS OBSERVADOS

Tipo	Dirección	Buzamiento	Dir. buz.	Pitch	Sen.	Observaciones
3	68.	84.	338.	0.	0.	
3	60.	85.	330.	0.	0.	
1	80.	70.	170.	0.	0.	
2	110.	34.	200.	0.	0.	

ZONA DE TRABAJO: LARRA

SECTOR: P.S.M.

ESTACION: N.º 10 SALA VERNA

TECTOGLIFOS OBSERVADOS

Tipo	Dirección	Buzamiento	Dir. buz.	Pitch	Sen.	Observaciones
1	330.	45.	60.	0.	0.	
2	240.	90.	130.	0.	0.	
1	355.	38.	85.	0.	0.	
2	250.	75.	340.	0.	0.	
1	330.	70.	60.	0.	0.	
2	250.	75.	340.	0.	0.	
1	200.	50.	110.	0.	0.	
2	250.	90.	340.	0.	0.	
1	220.	30.	130.	0.	0.	
2	255.	90.	345.	0.	0.	
1	210.	65.	120.	0.	0.	
2	245.	75.	335.	0.	0.	

3.1.4.—Análisis de datos. Representación y resultados

Aplicando el «Método de Predicción de las Direcciones de Drenaje» en base a definir primero los elipsoides y los planos de drenaje para cada conjunción mediante el programa GEODRE, y posteriormente agrupar su densidad de polos, mediante el GEOPOL, hemos representado:

—En la figura 3.1.4.—A - los polos de σ_1 .

—En la figura 3.1.4.—B - los polos de σ_2 .

—En la figura 3.1.4.—C - los polos de σ_3 .

—En la figura 3.1.4.—D - los polos de los planos de drenaje, que condensa la información relativa a los 24 polos que han superado los filtros de los programas.

Los resultados muestran la existencia de seis familias de planos de drenaje de direcciones comprendidas entre:

1.º: N 6º a N 36º con 54º a 88º E.
 2.º: N 150º a N 165º con 60º a 73º E.
 3.º: N 87º a N 97º con 66º a 78º S.
 4.º: N 122º a N 137º con 74º a 80º E.
 5.º: N 56º a N 68º con 77º a 84º N.
 6.º: N 90º a N 134º con 20º a 38º N,
 y los tipos de estructuras tectónicas a que corresponden
 cada una de las seis familias son:

- a.—Distensiva pura: familias 3 y 4.
- b.—Desgarre gravitacional: familias 1 y 2.
- c.—Transcurrente con componente gravitacional: familia 5.
- d.—Compresiva: familia 6.

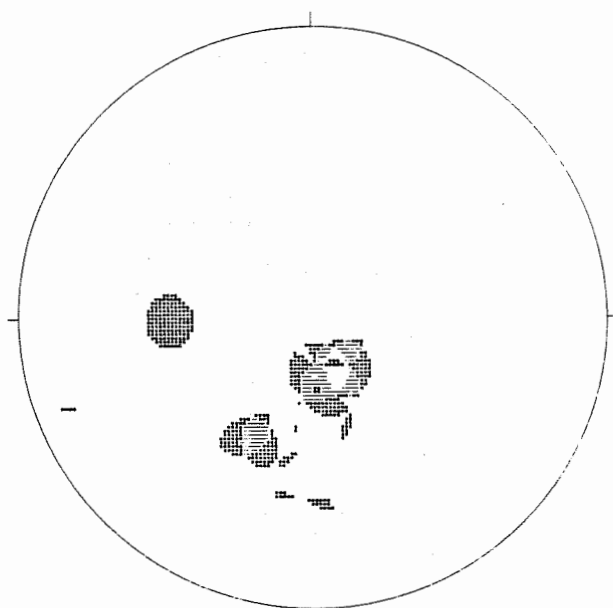


Figura 3.1.4-A
 Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
 5.0 10.0 15.0 20.0 25.0 30.0 35.0 40.0 45.0
 50.0 55.0 60.0 65.0 70.0 75.0 80.0
 Número de polos = 24
 LARRA GLOBAL SG1

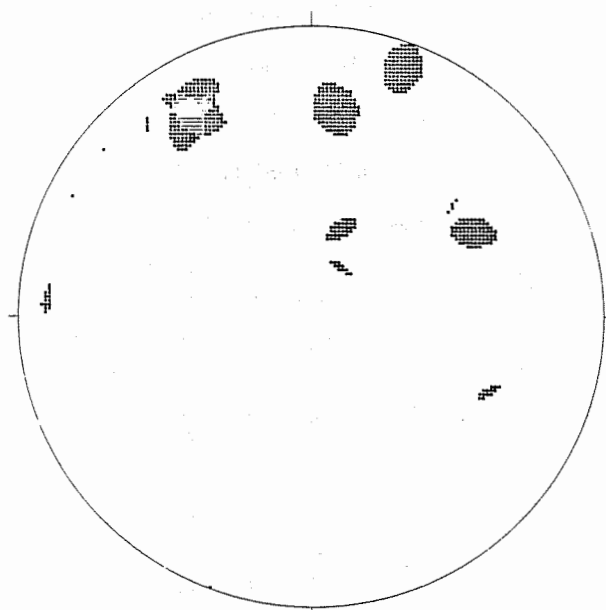


Figura 3.1.4-B
 Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
 5.0 10.0 15.0 20.0 25.0 30.0 35.0 40.0 45.0
 50.0 55.0 60.0 65.0 70.0 75.0 80.0
 Número de polos = 24
 LARRA GLOBAL SG2

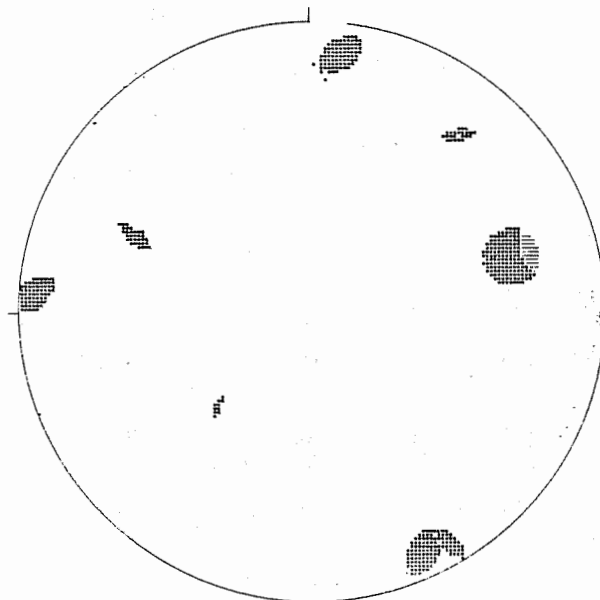


Figura 3.1.4-C
 Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
 5.0 10.0 15.0 20.0 25.0 30.0 35.0 40.0 45.0
 50.0 55.0 60.0 65.0 70.0 75.0 80.0
 Número de polos = 24
 LARRA GLOBAL SG3

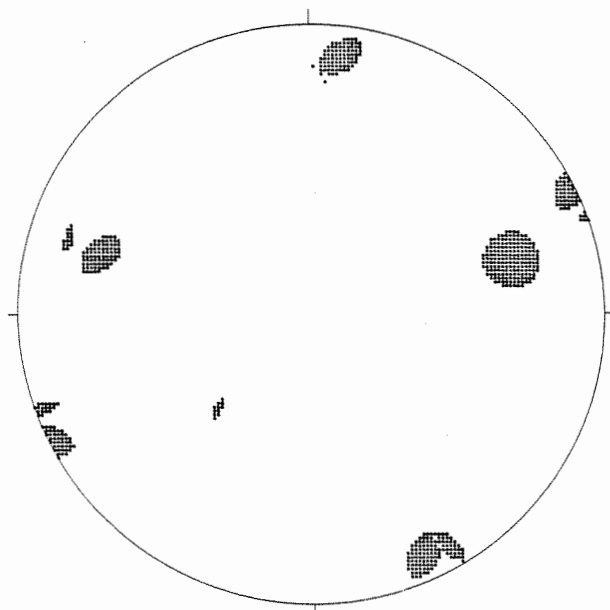


Figura 3.1.4-D
Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
5.0 10.0 15.0 20.0 25.0 30.0 35.0 40.0 45.0
50.0 55.0 60.0 65.0 70.0 75.0 80.0
Número de polos = 24
LARRA GLOBAL PLANOS DE DRENAJE

Cuantificando este efecto, resulta que la influencia de los diferentes tipos de estructuras tectónicas en los planos de drenaje es la siguiente:

- DISTENSIVA O GRAVITACIONAL: 58,3 %.
- TRANSCURRENTE O DE DESGARRE: 29,2 %.
- COMPRESIVA: 12,5 %.

3.1.5.— El karst de la región

Se caracteriza sustancialmente por ser un karst autóctono, donde la **alimentación** se produce por infiltración directa del agua de lluvia. Dominan en toda la superficie del macizo los campos de lapiaz, instalados a favor de las familias de fallas y diaclasas, y las uvalas estructurales que representan notables depresiones cerradas, que impiden la implantación de una red fluvial. Esta morfología se implanta sobre un anterior modelado glaciar que tiende a desaparecer por denudación, siendo no obstante reconocible, más fácilmente a mayores alturas, especialmente la lengua de Ukerdi, y el Nunatak del pico de Anie.

La zona de recarga de unos 120 Km² de extensión se reparte entre Francia y España, correspondiendo 65 Km² a la primera y de la segunda, 40 Km² a Navarra y 15 Km² a Huesca.

El régimen de alimentación es mixto, pluvial y nival, lo que determina dos estiajes, uno en verano y otro en invierno, y dos crecientes, en primavera y otoño. Esto condi-

ciona un régimen bastante regular caracterizado sobre todo por la ausencia de fuertes estiajes.

La **red de conductos** responsable de la **circulación del agua**, se realiza preferentemente en el muro de la caliza de los cañones donde son conocidos por exploración directa importantes ríos subterráneos, unas veces sobre el lecho de los calcoesquitos, maestrichtenses-campanenses, a favor de los cabalgamientos (Illaminako Ateak) y otros sobre los esquistos negros namurowestfalienses-paleozoicos (P.S.M., Lonne Peyret). Sin embargo, en sus recorridos finales y en lo que a las descargas atañe, el drenaje se realiza en las calizas namurienses del zócalo.

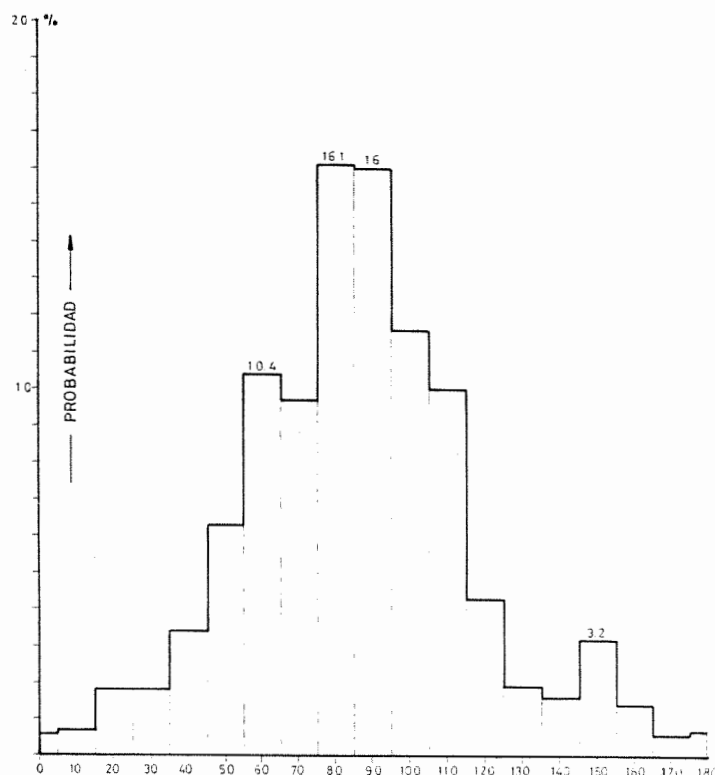


Figura 3.1.5.:
Distribución de la red de conductos y ríos subterráneos
en la región de Larra.

En definitiva, la red de conductos responsable del drenaje a través de ríos subterráneos que circulan sobre sustratos impermeables, es conocida en casi 100 Km. topografiados principalmente en las siguientes cavernas:

- Piedra de San Martín (P.S.M.):
1.341 m. de desnivel. 41 Km. de recorrido.
- Illaminako Ateak (Bu-56):
1.338 m. de desnivel. 15 Km. de recorrido.
- Lonne Peyret:
774 m. de desnivel. 14 Km. de recorrido.
- Couey Lotge:
625 m. de desnivel. 8,2 Km. de recorrido.

Pozo Estella:

614 m. de desnivel. 7,5 Km. de recorrido.

Su desarrollo modal está representado en la figura 3.1.5.

Las coloraciones con fluoresceína determinan una velocidad aproximada del orden de 500 m./día, información que determina una porosidad media del 2 %, pudiendo admitirse transmisividades puntuales superiores a 25.000 m²/día.

Queda por resolver la incógnita de su distribución, ya que el drenaje, en gran parte vadoso en los ríos subterráneos sobre sustrato impermeable, representa una circulación colgada sobre la capa freática subyacente, para después en su tramo final, bajo el valle de Saint Engrace cobijarse bajo el triás. Este tramo final funciona como acuífero semiconfinado a favor de la falla E-W norpirenaica.

La **zona de descarga** se realiza a través del grupo un surgencias muy próximo situado en el valle de Saint Engrace, que drena en conjunto un módulo anual de 8,33 m³/seg. según datos de 1953 repartidos de la siguiente manera:

BENTIA:

Cota 442 m.s.n. del mar, módulo anual 2,37 m³/seg.

ILLAMINA:

Cota 438 m.s.n. del mar, módulo anual 5,64 m³/seg.

KAKOQUETTA:

Cota 542 m.s.n. del mar, módulo anual 0,32 m³/seg., con la diferencia de que BENTIA e ILLAMINA, representan surgencias del tipo ascendente, que drenan el acuífero subyacente de las calizas namurienses, en tanto que KAKOQUETTA, drena en cascada en la base de las calizas de los cañones, todavía en régimen vadoso, es decir, sobre el lecho impermeable de los esquistos carbonosos namuro-westfalienses.

En definitiva, los recursos de la región de Larra se cifran en 240 Hm³/año con un caudal específico estimado de 65 l./seg./Km².

3.1.6.—Interpretación de resultados

La distribución de las modas adoptadas por las direcciones de los diferentes ríos subterráneos con relación a las familias de direcciones de drenaje predichas por el método empleado, muestran las siguientes concordancias:

—La familia 3: Coincide con la moda principal en la P.S.M., LONNE PEYRET, COUEY LOTGE.

—La familia 5: Coincide con la moda principal del POZO ESTELLA y la secundaria de COUEY LOTGE, y una secundaria de ILLAMINAKO ATEAK.

—La familia 6: Contiene la moda principal de ILLAMINAKO ATEAK y la secundaria del POZO ESTELLA.

—La familia 4: Coincide con la moda secundaria de ILLAMINAKO ATEAK y P.S.M.

—La familia 1: Aparece en modas residuales de LONNE PEYRET e ILLAMINAKO ATEAK.

—La familia 2: Aparece en modas residuales de LONNE PEYRET, POZO ESTELLA e ILLAMINAKO ATEAK.

—Todas las modas, principal, secundaria o residual, están contenidas en alguna familia de planos de drenaje.

Aunque la situación resulta mucho más relevante com-

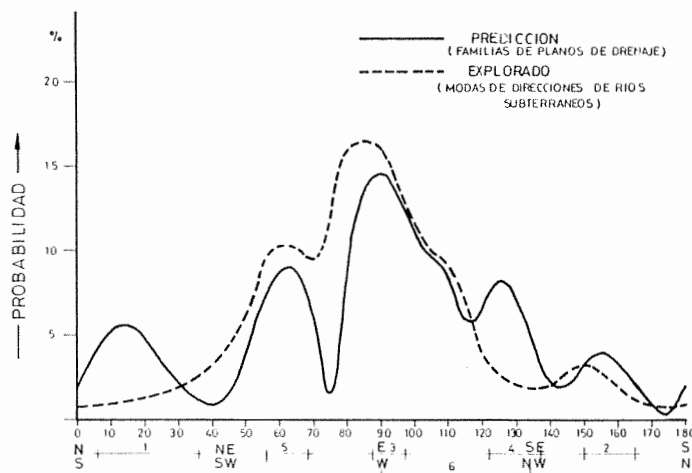


Figura 3.1.6.:
Comparación entre las modas de los ríos subterráneos explorados en Larra y las direcciones de drenaje deducidas del método de predicción.

parando la totalidad de la información globalmente. Es decir, tanto las modas de direcciones de ríos subterráneos explorados en base a la figura 3.1.5, como las modas de los planos de drenaje como **predicción** del método.

El resultado global, viene reflejado en la figura 3.1.6., donde comparamos la **predicción** con la **exploración** de una manera cuantitativa, en función de toda la información de que disponemos.

En dicha figura, se aprecia que las modas principales de los ríos subterráneos conocidos y las de las familias de planos de drenaje de mayor probabilidad coinciden de manera muy satisfactoria.

Esta circunstancia es válida para las familias 3, 5, 6 y 2 concretamente, no ocurriendo lo mismo para las familias 1 y 4.

Sin embargo, si adoptamos un punto de observación del problema propio de un hidrogeólogo, resulta que:

—Si unimos los puntos de las coloraciones principales hechas en los términos de exploración en los ríos subterráneos con las surgencias, la interconexión hidrogeológica resultante está contenida en la familia 4.

—Las coloraciones superficiales realizadas en las proximidades de Belagua se ajustan mediante idéntico argumento en la familia 1, que contiene a su vez la dirección de las gargantas de Kakoqueta y Ehujarre, cuyo origen kárstico no se puede descartar.

En fin, no queremos argumentar mezclando hechos con hipótesis, sino llegar a una reflexión final, de fácil predicción con toda la información disponible. Los ríos subterráneos provenientes de la región central y meridional de Larra, al llegar a la altura del meridiano de Lakora aproximadamente, deben variar su curso sensiblemente hacia el N, antes de recorrer su tramo final hacia las surgencias, según una dirección resultante muy próxima a la familia 1.

3.2.—El karst de la presa de Tous (Valencia)

3.2.1.—Planteamiento de la cuestión

La presa de TOUS, cuya construcción se decidió en la década de los cincuenta para regular las frecuentes crecidas del río Júcar, ha sufrido una serie de vicisitudes tan variadas como importantes, que es necesario conocer para comprender su problemática.

Al final de la década de los cincuenta se paralizó su construcción, inicialmente prevista como una presa de gravedad en hormigón de 90 m. de altura, por no encontrar un buen cimiento hasta más de 50 m. por debajo del cauce del Júcar en el cañón elegido como cerrada.

A principios de los setenta se reanudaron los trabajos de construcción, habiéndose modificado el tipo de presa que ahora sería de carácter mixto, es decir, de hormigón en los estribos y de escollera con núcleo de arcilla en su parte central, de manera que su ejecución se realizaría en 2 fases, la primera de 35 m. de altura, para recrecerla después a 90 m., tras un período de observación.

En esta 1.^a etapa se puso de relieve la reactivación del karst preexistente, que se tradujo en numerosas fugas que hubieron de subsanarse con costosas operaciones de inyección, tanto en la fase de construcción como durante la puesta en servicio de la primera fase.

En noviembre de 1982 un conspicuo fenómeno meteorológico en la zona que ocasionó una intensidad de precipitación de 500 mm. en 48 h., generó una onda de crecida de 1.000 Hm³ que fueron incapaces de ser regulados por la presa, cuya capacidad de embalse a cota máxima apenas era en su primera fase de 120 Hm³. El agua saltó por encima de la escollera, descalzó su base aguas abajo y la rompió.

Al quedar el Júcar sin regulación tras este suceso, se inició el estudio de un nuevo proyecto actualmente en ejecución.

La intervención en los sucesivos trabajos de geología realizados desde 1973 en la zona, nos ha permitido disponer de una abundante documentación sobre el comportamiento del karst.

3.2.2.—Situación geológica

El embalse de TOUS se encuentra situado sobre el río Júcar a su paso por el sector suroccidental de la provincia de Valencia, y desde el punto de vista estructural se enclava en el **Dominio Ibérico**, quedando los dominios Intermedio y Prebético al SE y S respectivamente, pero en sus proximidades (ver figura 3.2.2.), lo que se traduce en que las estructuras geológicas de las proximidades del embalse, presenten principalmente una directriz NW-SE, como son las dos grandes fracturas paralelas entre las que discurre el Júcar, la canal triásica de Navarrés, paralela al río por el W, y los pliegues que se encuentran al E del vaso.

El **Dominio Intermedio** se caracteriza por una orientación principal de sus estructuras SW-NE, en tanto que el **Dominio Prebético**, aunque presenta unas directrices muy similares al anterior, viene sin embargo definido por una importante tectónica compresiva, apareciendo más frecuentemente estructuras de cabalgamiento.

Los tres dominios presentan la característica común de estar fuertemente influenciados por la tectónica plástica

de los materiales del triásico (sales, yesos y arcillas), ya que éste aprovecha tanto las estructuras ibéricas como las prebéticas e intermedias para extruir, removilizando fracturas y elevando pliegues de claras características diapíricas.

En la región afloran predominantemente los materiales cretácicos, siendo más calcáreos en la base, y con mayor aporte de terrígenos en el techo, donde frecuentemente aparecen episodios de dolomitización, que confieren a estos materiales características netamente doloareníticas.

Hacia el N y E del embalse, afloran los materiales jurásicos, de naturaleza también carbonática, constituyendo los núcleos de las estructuras anticlinales y situados por tanto en las bases de la serie anterior.

En el muro del mesozoico encontramos los materiales triásicos del Keuper, en facies evaporítica, que condicionan la tectónica de despegue que afecta a los materiales situados por encima, según ya indicamos, registrando las estructuras preexistentes, fracturas y pliegues.

Por encima de toda esta serie mesozoica se dispone el terciario, en facies detríticas en la base y calcáreas en el techo, que rellena cubetas y fosas, fundamentalmente en los materiales triásicos, que son más fácilmente erosionables, y en los grandes relieves kársticos, como es el polje del Júcar, donde se enclava TOUS VIEJO, ocupado por el embalse.

3.2.3.—Trabajos de campo

Los trabajos de campo se han realizado en diversas campañas, destacando la de 1979, realizada entre marzo y junio y la de febrero a julio de 1982.

El conjunto de datos aportados en las mismas, no los incluimos, dada la extensión del inventario, que puede encontrarse en los siguientes trabajos existentes en el Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo:

—«PRESA DE TOUS (Valencia). ANALISIS ESTRUCTURAL DEL KARST DE LA CERRADA. ESTUDIO DE LAS FUGAS, PREVISION DEL COMPORTAMIENTO Y RECOMENDACIONES DE TRATAMIENTO». (Eraso, A.; Parra, F.; Navarro, J. V.; Saint-Aubin, J.; 1979).

—«PROYECTO PRESA DE TOUS 2.^a FASE: NIVEL MAXIMO DE EMBALSE A LA COTA 133. INFORME GEOLOGICO». (Eraso, A.; Saint-Aubin, J.; Cerrada, J.; 1982). 2 tomos.

—«CONSIDERACIONES GEOLOGICO-ESTRUCTURALES DE LA ZONA DONDE SE UBICA LA CERRADA DE LA PRESA DE TOUS. ANALISIS DEL KARST QUE AFECTA A LA CERRADA Y AL VASO». (Eraso, A.; Herrero, N.; 1985).

Como resumen indicaremos que se ha trabajado sobre 721 tectoglifos, entre estilolitos, venas de caliza y estrías de falla, 694 diaclasas y 42 cavernas.

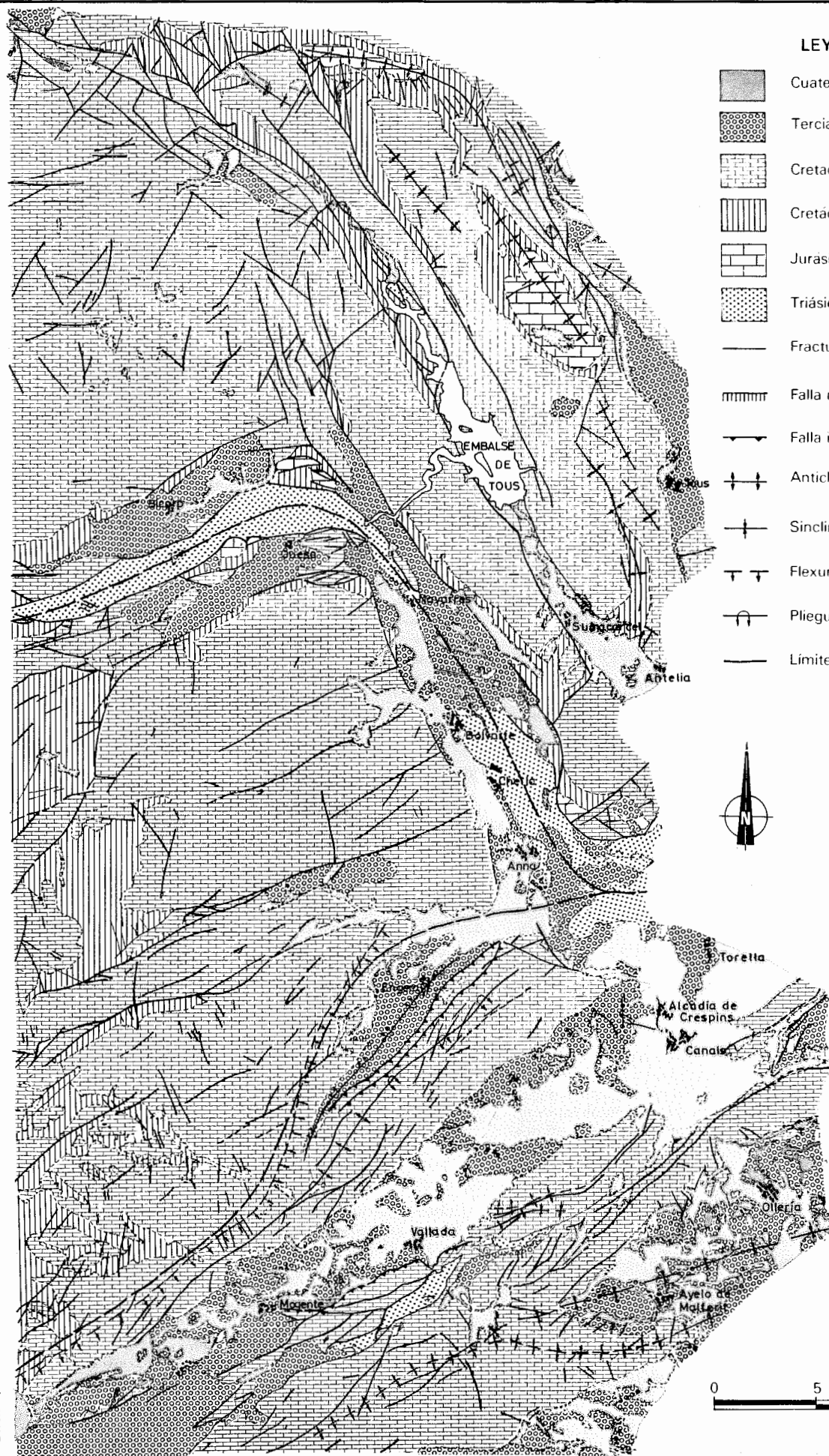
3.2.4.—Análisis de los datos. Representación y resultados

Las conjunciones de tectoglifos analizadas, nos ha permitido la definición de 215 elipsoides, de los que han resultado 213 planos de drenaje, unos y otros agrupados en unas pocas familias.

DOMINIO IBERICO

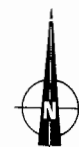
DOMINIO INTERMEDIO

DOMINIO
PREBETICO



LEYENDA

-  Cuaternario
-  Terciario
-  Cretacico superior
-  Cretacico inferior
-  Jurásico
-  Triásico
-  Fractura
-  Falla normal
-  Falla inversa
-  Anticlinal
-  Sinclinal
-  Flexura
-  Pliegue tumbado
-  Limite de dominio



0 5 10 15 Kms.

FIGURA 3.2.2.

MAPA GEOLOGICO REGIONAL

Los ejes principales se agrupan en cuatro familias principales.

- | | |
|------------------------------|------------------------------|
| — Fase más antigua: | — Fase 3. ^a : |
| σ_1 : 2° según 215°. | σ_1 : 26° según 58°. |
| σ_2 : 18° según 62°. | σ_2 : 56° según 172°. |
| σ_3 : 6° según 322°. | σ_3 : 7° según 272°. |
| — Fase 2. ^a : | — Fase más reciente: |
| σ_1 : 2° según 58°. | σ_1 : 26° según 162°. |
| σ_2 : 18° según 248°. | σ_2 : 56° según 317°. |
| σ_3 : 6° según 172°. | σ_3 : 10° según 64°. |

de manera que la fase más antigua presenta carácter distensivo, en tanto que las tres restantes son transcurrentes, provocando desgarrres (ver figura 3.2.4.—A, B y C), de resultados de la aplicación del Método que estamos describiendo se definen tres familias de planos de drenaje que en orden de mayor a menor grado de importancia son:

- La N15° a N25°W - S15°W a S25°E con 40 % de probabilidad.
- La NW-SE con 26 % de probabilidad.
- La E-W con 4 % de probabilidad, como puede observarse en la figura 3.2.4.—D.

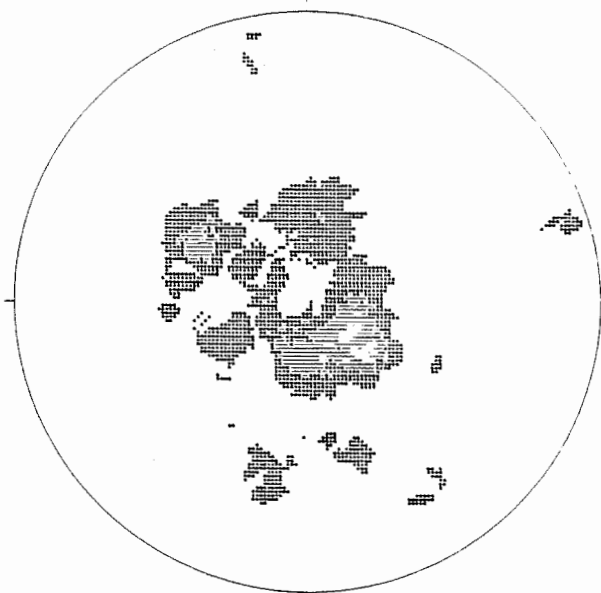


Figura 3.2.4-B
Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
2.0 4.0 6.0 8.0 10.0 12.0 14.0 16.0 18.0 20.0
22.0 24.0 26.0 28.0 30.0 32.0 100.0
Número de polos = 215
TOUS FASE 2 GLOBAL SG 2

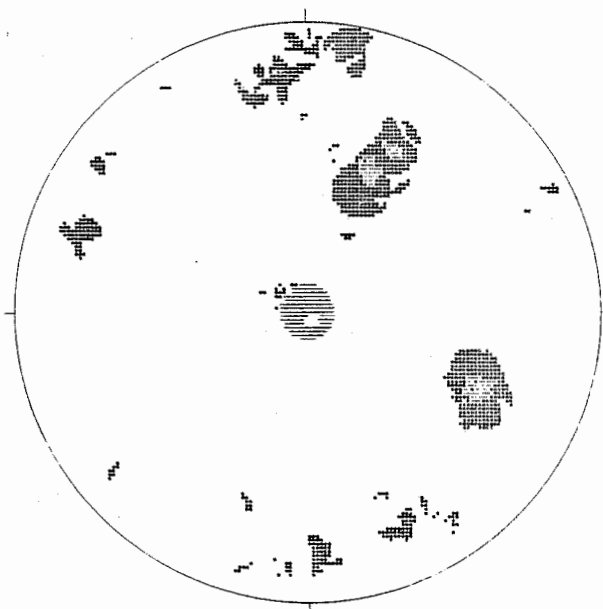


Figura 3.2.4-A
Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
2.0 4.0 6.0 8.0 10.0 12.0 14.0 16.0 18.0 20.0
22.0 24.0 26.0 28.0 30.0 32.0 100.0
Número de polos = 215
TOUS FASE 2 GLOBAL SG 1

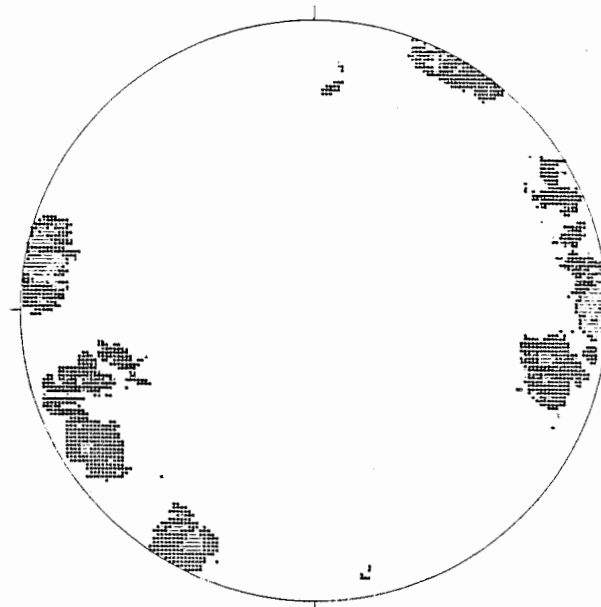


Figura 3.2.4-C
Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
2.0 4.0 6.0 8.0 10.0 12.0 14.0 16.0 18.0 20.0
22.0 24.0 26.0 28.0 30.0 32.0 100.0
Número de polos = 215
TOUS FASE 2 GLOBAL SG 3

3.2.5.—Descripción del karst de la zona

Aunque no existen en la zona ni manantiales importantes, ni sumideros notables, y las cavernas visitadas, más de cuarenta, apenas arrojan 2 Km. escasos de conductos

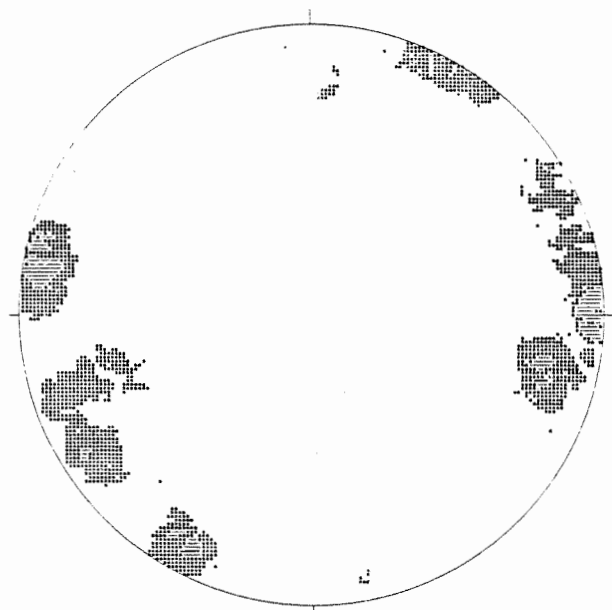


Figura 3.2.4-D

Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área

2.0 4.0 6.0 8.0 10.0 12.0 14.0 16.0 18.0 20.0
22.0 24.0 26.0 28.0 30.0 32.0 100.0

Número de polos = 213

TOUS FASE 2 GLOBAL PLANOS DE DRENAJE

kársticos en total, tenemos que señalar que la karstificación es importante y extensa, a tenor de la superficie y espesor de los niveles carbonáticos en la región.

Así lo atestigua el volumen de huecos tan notable que representan las simas del CAMPILLO y la LLENCA, especialmente la primera, ambas situadas en la margen izquierda del Júcar.

La evolución kárstica, es aquí compleja, desde la gran superficie de ablación, situada por encima de la cota 500 m.s.n. del mar, hasta el encaje del Júcar en su cota actual, actuando como cañón, interdependiente con los acuíferos kársticos que intersecta. Existen diversos episodios intermedios, representados por las cavernas de LES DONES, CANDIL, GRAELLES Y MONEDA, que entre las cotas 420 y 200 m.s.n. del mar, denuncian la existencia de una antigua red de drenaje.

Dicha red ha tenido, indudablemente, una evolución compleja pues en algunos de sus conductos puede leerse que el sentido de la circulación del agua en su interior se ha invertido secuencialmente en el tiempo.

Sin entrar en detalles, pues nos salimos del objeto perseguido, la causa de esta complejidad es atribuible a las interferencias del asomo diapírico de la canal triásica de Navarrés, responsable también del encajamiento del cañón del Escalona.

En cualquiera de los casos y a efectos prácticos, el embalsado del Júcar hasta la cota de 140 ó 150 m.s.n. del mar, necesaria para regular adecuadamente el Júcar, queda fuera de la reactivación de dicha red kárstica, según puede observarse en la figura 3.2.5.

3.2.6.—Contraste del Método con el karst e interpretación

De todas las cuevas detectadas, las principales que contienen largos tramos de conductos kársticos son: DONES, CANAL, TORTERO, GRAELLES y MONEDA, cuya longitud global acumulada da la cifra de 1.600 m.

Las interconexiones hidrogeológicas detectadas, en base a la observación de fugas directamente o a las coloraciones realizadas, demuestran trayectos del agua superiores a 6 Km. como cifra acumulada de los que el más importante representante es la fuga de 1979 en la margen derecha del embalse que conectó éste con el manantial del MURTERALL situado 1,8 Km. aguas abajo de la cerrada.

La coincidencia entre la realidad y las previsiones es excelente, especialmente en las fugas observadas que coinciden absolutamente con la familia de planos de drenaje de más alta probabilidad. Sin embargo, el detalle que más llama la atención al analizar más profundamente la información, es la selección de altitud de dicha coincidencia, como puede verse en la tabla siguiente:

CUEVA O FUGA	ALTITUD s.n.m.	FAMILIAS DE PLANOS DE DRENAJE		
		E-W	NW-SE	15°E a N25°W
DONES	420	65 %	31 %	0 %
CANDIL	380	50 %	37 %	2 %
TORTERO	330	18 %	50 %	7 %
GRAELLES	290	15 %	33 %	32 %
MONEDA	240	15 %	18 %	52 %
FUGAS DEL EMBALSE	100	0 %	0 %	100 %

Efectivamente, la familia de planos de drenaje N15°E a N25°W - S15°W a S25°E, cuya probabilidad es la mayor con 40 %, es la responsable de todas las fugas y de la mayor parte de las direcciones de conductos que están situados a cotas más bajas en la región.

En caso contrario se presenta en la familia de menor probabilidad E-W, que contiene a direcciones de conductos situados a cotas más altas.

La familia restante NW-SE, con 26 % de probabilidad, actúa de manera intermedia con respecto a las otras dos descritas, conteniendo a la mayor parte de las direcciones de conductos situados a cota intermedia.

La familia de planos E-W, está asociada a la fase tectónica más antigua, lo que en cierta manera coincide con el análisis derivado de la tabla anterior.

3.2.7.—Conclusiones

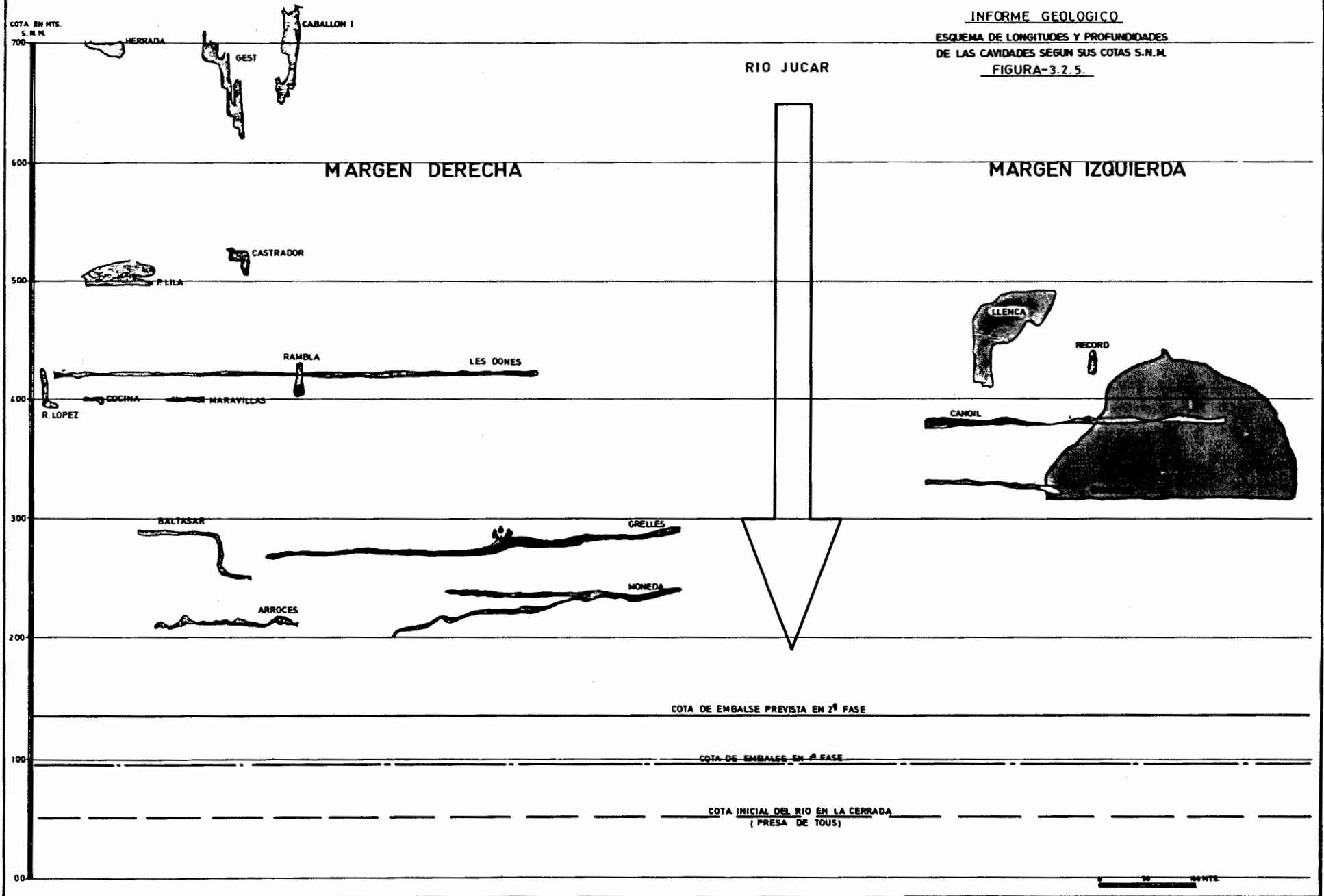
Dada la clara interpretación que resulta del análisis de las abundantes fuentes de información disponible en el karst de TOUS, y en función de las numerosas veces que las predicciones se confirmaron en las fugas que durante el llenado del embalse fueron apareciendo, nos ha sido posible elaborar tanto una relación concreta de lugares donde podrán detectarse nuevas fugas al reconstruir el embalse con la altura máxima prevista, como recomendaciones de los lugares específicos donde deberán garantizarse las operaciones de inyección necesarias para su corrección.

PROYECTO PRESA DE TOUS (2ª Fase)

INFORME GEOLOGICO

ESQUEMA DE LONGITUDES Y PROFUNDIDADES
DE LAS CAVIDADES SEGUN SUS COTAS S.N.M

FIGURA-3.2.5.



3.3.—El karst de la Sierra de Libar (Málaga)

3.3.1.—Planteamiento de la cuestión

La Sierra de Libar, situada al SW de Ronda, a unos 10 Km. de distancia, a caballo entre las provincias de Málaga y Cádiz, representa un ejemplo notable, en cuanto a la historia de construcción de presas atañe.

El embalse de Montejaque, fue construido para contener las aguas del río Campobuche o Gadares, que drena endorreicamente una de las cuencas interiores de Libar, antes de sumirse por el ponor de HUNDIDERO.

El lugar elegido como cerrada fue la primera angostura existente en el primer afloramiento de calizas, unos 300 m. antes de la boca de HUNDIDERO y los trabajos de construcción se iniciaron en la década de 1920.

El paramento de la presa de 60 m. de altura, en hormigón no consiguió embalsar nunca, a pesar de los trabajos de impermeabilización que se realizaron a lo largo de siete años, por las fugas que aparecieron en el vaso no lejos de la cerrada.

Los trabajos de impermeabilización se extendieron al interior de la caverna de HUNDIDERO, hasta la surgencia de GATO que alimenta al Guadiaro tras 4 Km. de trayecto subterráneo, utilizándose por primera vez en España la fluoresceína como trazador.

El momento más dramático de esta lucha contra la naturaleza se alcanzó al lograr por primera vez que el embalse se llenara hasta 10 m. por debajo de coronación. En este momento sobrevino un terremoto con epicentro en la zona y el embalse se vació, esta vez definitivamente, pues la empresa Sevillana de Electricidad, responsable de su construcción, decidió abandonar las labores.

La existencia de otras importantes cavernas, además del complejo HUNDIDERO-GATO, como la PILETA o el sumidero del REPUBLICANO, cuyo conjunto representa casi 7 Km. de recorrido subterráneo, nos animó a contrastar el Método en esta región, cuyo entorno geológico es bastante complejo.

3.3.2.—Situación geológica

Los terrenos donde se enclava el karst de Libar corresponden a las **zonas externas** de la **cordillera bética**, y más concretamente al **subbético interno**, representado aquí por una cobertera postpaleozoica, que de muro a techo presenta la siguiente serie (ver figura 3.3.2.):

—El **trias** de facies germánica, es decir evaporítica, tectónicamente incompetente, no aflora en LIBAR, sino en su proximidad por el N, fuera de la zona cartografiada.

—El **jurásico**, representado por calizas más o menos dolomitizadas en la base con episodios brechoides y oolíticos, atribuidos al **lias**, continúa más arriba con calizas mal estratificadas, generalmente oolíticas con episodios locales de dolomitización, datado como **dogger**, para terminar con una serie de calizas nodulosas muy bien estratificadas, atribuidas al **malm**; tiene un espesor máximo superior a 500 m. y contiene todas las principales estribaciones de la sierra de LIBAR, y el karst emplazado en su seno.

—Discordante aparece a continuación (el **cretácico superior**, directamente sobre el jurásico, representado por

finas capas rojizas de margas y calizas a modo de flysh, cuyo conjunto muy llamativo se denomina facies de capas rojas. Poco proclive a la karstificación, puede actuar como sello semiconfinante de los acuíferos kársticos si las condiciones locales lo favorecen. Su espesor en LIBAR es rara vez superior a 100 m.

Constituyendo los rellenos de los poljes exteriores de LIBAR, especialmente la cuenca del río Campobuche o Gadares, y el flanco NW de la zona en cuestión aparece sobre el subbético interno descrito, una **serie** más moderna, de origen **tectosedimentario** con frecuentes olistolitos, atribuida a las **unidades Aljibe y/o Paterna**, según autores, representada por:

- Arcillas conteniendo bloques de litología, edad y procedencia variable.
- Flysh de areniscas y arcillas.
- Flysh de arcillas y calizas detríticas.
- Arcillas, margas, limos y arenas, conjunto al que se atribuye una edad **paleógena** cuyo espesor en LIBAR es muy difícil de delimitar.

Bajo el punto de vista estructural, parece que no existe duda sobre el carácter alóctono del conjunto del subbético interno descrito, ni del despegue dentro de su serie entre los materiales cretácicos, representado por la facies de capas rojas y la potente serie carbonática del jurásico.

Está claro también el carácter cabalgante sobre el subbético interno, de las series de las unidades de Aljibe y Paterna, que constituyen en realidad auténticos klipps de gran extensión, a modo de fragmentos de mantos de corrimiento.

La dificultad máxima, radica a nuestro juicio en determinar cuantos mantos de corrimientos han actuado en la zona en virtud de la complejidad de cabalgamientos que aparecen dentro de las formaciones tectosedimentarias, cuya proximidad litológica no ayuda a diferenciar.

Como en cualquiera de los casos este problema no afecta al análisis del karst, que es nuestro objetivo perseguido, lo pasaremos por alto de momento, dejándolo en cualquier caso planteado.

3.3.3.—Trabajos de campo

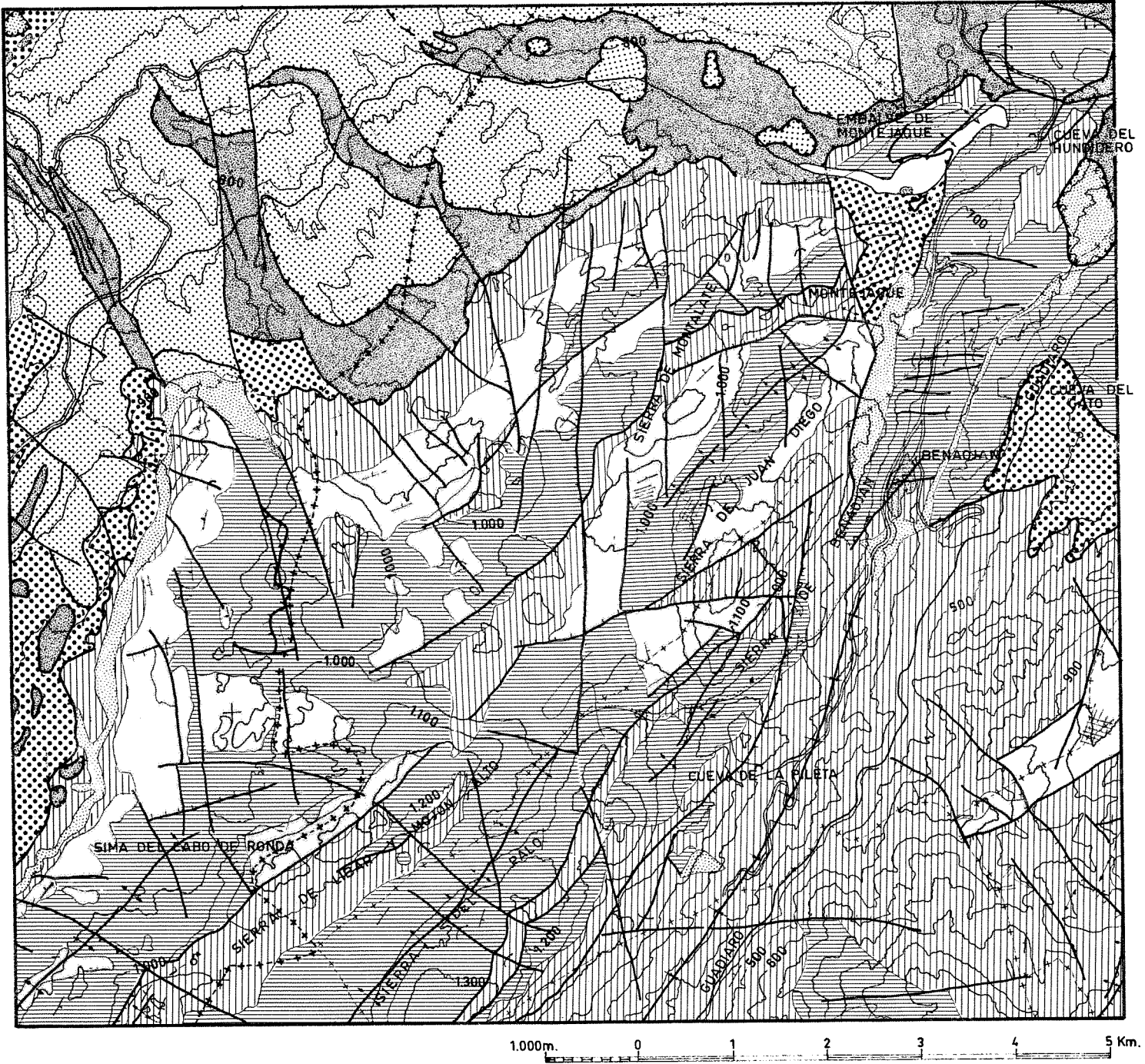
La fuente de información sobre conjunciones de tectoglifos, utilizada en LIBAR para aplicar el Método descrito, se remite a tres importantes estaciones, cuya relación es la siguiente:

Estación 1: PILETA (tomas exteriores en la trinchera de la carretera e interiores en los pisos bajos de la caverna).

Estación 2: HUNDIDERO-GATO (tomas en la surgencia de GATO, exteriores e interiores).

Estación 3: Trinchera VIA-FERREA (en el cretácico al NE de Benaolan).

SIERRA DE LIBAR



LEYENDA

CUATERNARIO

- Coluviones y deslizamientos de ladera

FORMACIONES TECTO SEDIMENTARIAS

- | | |
|---|--|
|  | Flysh de areniscas y arcillas |
|  | Flysh de arcillas y calizas detríticas |
|  | Arcillas con olistocitos de litologías y edades diversas |

SUBBETICO INTERNO

- Calizas y margas (facies capas rojas)

- | | |
|---|---|
|  | Calizas fosilíferas y calizas modulosas |
|  | Calizas, calizas oolíticas y dolomías jurásico indiferenciado |
|  | Dirección y buzamiento |
|  | Contacto geológico |
|  | Fractura |
|  | Fractura con sentido de buzamiento |
|  | Cabalgamiento |
|  | Anticlinal |
- FIGURA 3.2.2.**

FIGURA-3.2.2.

Habiendo registrado como datos de entrada 89 conjunciones, sobre las que se han aplicado sucesivamente los programas GEODRE y GEOPOL, cuya relación detallada es la siguiente:

ZONA DE TRABAJO: LIBAR

SECTOR: PILETA

ESTACION: N.º 1 PILETA

TECTOGLIFOS OBSERVADOS

Tipo	Dirección	Buzamiento	Dir. buz.	Pitch	Sen.	Observaciones
3	210	90	300	15	-1	
0	0	0	0	0	0	
3	210	90	300	0	0	
2	320	40	230	0	0	
3	90	90	180	15	1	Calcita
0	0	0	0	0	0	
3	90	90	180	15	-1	
0	10	85	100	0	0	
3	90	90	180	0	0	
2	10	85	100	0	0	
1	40	85	310	0	0	
2	320	90	230	0	0	
3	30	90	120	173	-1	
0	0	0	0	0	0	
3	30	90	120	0	0	
2	290	85	200	0	0	
3	30	90	120	0	0	
1	320	80	230	0	0	
3	80	70	350	25	1	
0	0	0	0	0	0	
3	50	80	330	165	-1	
0	0	0	0	0	0	
3	80	70	350	0	0	
3	50	80	330	0	0	
3	320	85	50	90	1	Calcita
0	0	0	0	0	0	
3	320	85	50	90	-1	
0	0	0	0	0	0	
3	45	65	135	105	1	
0	0	0	0	0	0	
3	45	65	135	0	0	
3	320	85	50	0	0	
3	90	70	360	5	-1	
0	0	0	0	0	0	

Tipo	Dirección	Buzamiento	Dir. buz.	Pitch	Sen.	Observaciones
3	90	70	360	0	0	
1	110	70	20	0	0	
3	320	75	50	160	1	Calcita
0	0	0	0	0	0	
3	320	75	50	160	-1	
0	0	0	0	0	0	
3	320	75	50	0	0	
1	60	45	330	0	0	
3	320	60	230	55	-1	Calcita M.O.V.Z.
0	0	0	0	0	0	
3	320	60	230	55	1	Movimiento 2
0	0	0	0	0	0	
3	320	60	230	170	1	Movimiento 1
0	0	0	0	0	0	
3	210	90	120	20	-1	Calcita
0	0	0	0	0	0	
3	210	90	120	20	1	
0	0	0	0	0	0	
3	60	90	150	1	1	Calcita
0	0	0	0	0	0	
3	60	90	150	1	-1	
0	0	0	0	0	0	
3	60	90	150	0	0	
3	210	90	120	0	0	
3	60	90	150	0	0	
2	350	75	80	0	0	
3	210	90	120	0	0	
2	350	75	80	0	0	
3	50	65	320	175	-1	Calcita
0	0	0	0	0	0	
3	50	65	320	175	1	Mas pitch 55
0	0	0	0	0	0	
3	50	75	140	0	0	
1	55	60	325	0	0	
2	20	80	110	0	0	
1	50	45	320	0	0	
3	310	70	40	155	1	Calcita
0	0	0	40	0	0	
3	310	70	40	155	-1	
0	0	0	0	0	0	
3	60	90	150	160	-1	
0	0	0	0	0	0	
3	60	90	150	160	1	
0	0	0	0	0	0	

**METODO DE PREDICCIÓN DE LAS DIRECCIONES
PRINCIPALES DE DRENAJE EN EL KARST**

75

Tipo	Dirección	Buzamiento	Dir. buz.	Pitch	Sen.	Observaciones	Tipo	Dirección	Buzamiento	Dir. buz.	Pitch	Sen.	Observaciones
3	60	90	150	0	0		1	40	65	130	0	0	
3	310	70	40	0	0		2	130	30	220	0	0	
2	230	50	340	0	0		1	40	65	130	0	0	
3	210	50	120	0	0		2	130	30	40	0	0	
3	210	50	120	45	1	Calcita Mov. 1	1	25	70	115	0	0	
0	0	0	0	0	0		2	150	30	240	0	0	
3	210	50	120	90	1	Calcita Mov. 2	1	105	65	15	0	0	
0	0	0	0	0	0		2	165	80	255	0	0	
3	210	50	120	45	-1	Movimiento 1	1	150	75	240	0	0	
0	0	0	0	0	0		2	70	15	160	0	0	
3	210	50	120	90	-1	Movimiento 2	1	145	75	235	0	0	
0	0	0	0	0	0		2	60	30	330	0	0	

ZONA DE TRABAJO: LIBAR

SECTOR: HUNDIDERO-GATO

ESTACION: N.º 2 CUEVA GATO

TECTOGLIFOS OBSERVADOS

Tipo	Dirección	Buzamiento	Dir. buz.	Pitch	Sen.	Observaciones	Tipo	Dirección	Buzamiento	Dir. buz.	Pitch	Sen.	Observaciones
1	10	70	100	0	0		1	140	30	50	0	0	
2	150	68	240	0	0		2	40	50	310	0	0	
1	10	70	100	0	0		1	140	30	320	0	0	
2	155	20	245	0	0		2	40	50	310	0	0	
1	40	85	175	0	0		1	140	35	130	0	0	
2	160	70	250	0	0		2	90	45	360	0	0	
1	20	90	110	0	0		1	140	35	310	0	0	
2	140	90	230	0	0		2	90	45	360	0	0	
1	30	45	120	0	0		1	115	75	25	0	0	
2	120	80	220	0	0		2	40	75	210	0	0	
1	30	60	120	0	1		1	30	55	120	0	0	
2	150	30	240	0	0		2	140	65	230	0	0	
1	30	60	120	0	0		1	120	70	30	0	0	
2	110	60	200	0	0		2	1	35	271	0	0	
1	40	85	130	0	0		1	30	90	120	0	0	
2	130	70	220	0	0		3	120	10	30	0	0	
1	140	50	230	0	0		3	120	10	30	170	-1	
2	120	60	210	0	0		0	0	0	0	0	0	
1	105	55	195	0	0								
2	20	30	200	0	0								
1	105	55	195	0	0								
2	160	35	250	0	0								
1	50	80	140	0	0								
2	120	75	210	0	0								

ZONA DE TRABAJO: LIBAR

SECTOR: BENAJOJAN

ESTACION: N.º 3 TRINCHERA VIA

TECTOGLIFOS OBSERVADOS

Tipo	Dirección	Buzamiento	Dir. buz.	Pitch	Sen.	Observaciones
3	60	80	330	130	1	
0	0	0	0	0	0	
3	60	80	330	0	0	
2	150	40	240	0	0	
3	40	90	130	165	1	
0	0	0	0	0	0	
3	40	90	130	0	0	
2	120	90	210	0	0	
3	50	90	140	140	1	
0	0	0	0	0	0	
3	2	50	90	140	0	
2	140	80	50	0	0	
3	200	60	290	10	1	
0	0	0	0	0	0	
3	200	60	290	0	0	
2	205	80	115	0	0	
3	220	90	310	0	1	
2	90	50	360	0	0	
3	35	90	125	1	-1	
0	0	0	0	0	0	
3	35	90	125	0	0	
2	90	90	180	0	0	
3	210	65	300	1	1	
0	0	0	0	0	0	
3	210	65	300	0	0	
2	120	90	210	0	0	

cuya secuencia relativa de antiguo a moderno es en función de la información disponible:

Fase 1:

 σ_1 : 15° según 290°. σ_2 : 85° según 142°. σ_3 : 4° según 32°.

Fase 2:

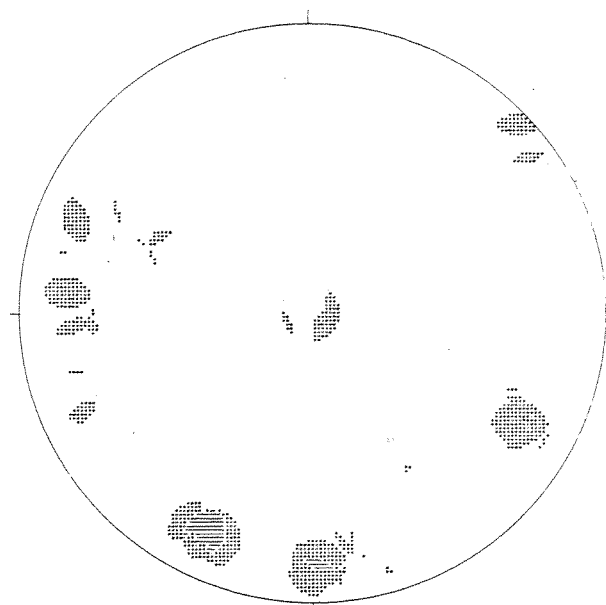
 σ_1 : 20° según 120°. σ_2 : 82° según 270°. σ_3 : 20° según 45°.

Figura 3.3.4-A

Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
 3.0 6.0 9.0 12.0 15.0 18.0 21.0 24.0 27.0 30.0
 33.0 36.0 39.0 42.0 45.0 48.0 100.0

Número de polos = 22

SIERRA DE LIBAR GLOBAL SIGMA 1

3.3.4—Análisis de datos. Representación y resultados

Aplicando el Método a la información reseñada, los resultados vienen representados así:

—En la figura 3.3.4.—A los polos de σ_1 .

—En la figura 3.3.4.—B los polos de σ_2 .

—En la figura 3.3.4.—C los polos de σ_3 .

—En la figura 3.3.4.—D los polos de los planos de drenaje, cuyo conjunto de figuras condensa la información relativa a los 72 polos que han superado los filtros de los programas de informática.

Ellas reflejan la existencia de 7 familias de elipsoides,

Fase 3:

 σ_1 : 10° según 50°. σ_2 : 65° según 330°. σ_3 : 10° según 150°.

Fase 4:

 σ_1 : 12° según 180°. σ_2 : 70° según 28°. σ_3 : 6° según 265°.

Fase A, de la que sólo sabemos que es más moderna que la fase 1:

 σ_1 : 15° según 210°. σ_2 : 70° según 65°. σ_3 : 0° según 300°.

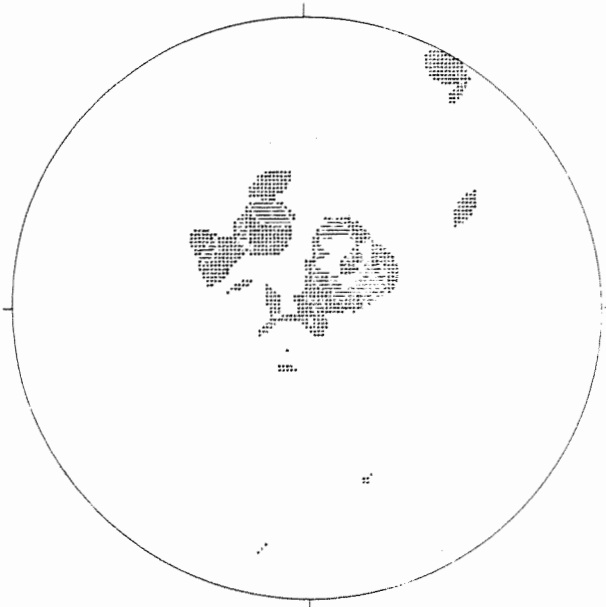


Figura 3.3.4-B
Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
3.0 6.0 9.0 12.0 15.0 18.0 21.0 24.0 27.0 30.0
33.0 36.0 39.0 42.0 45.0 48.0 100.0
Número de polos = 22
SIERRA DE LIBAR GLOBAL SIGMA 2

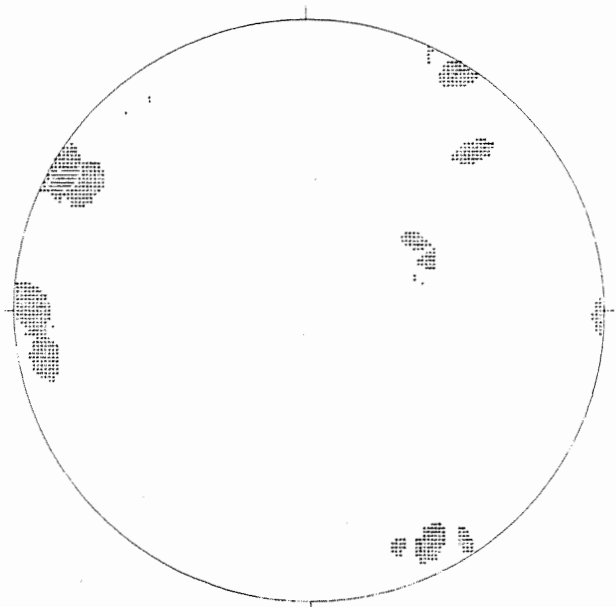


Figura 3.3.4-D
Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
3.0 6.0 9.0 12.0 15.0 18.0 21.0 24.0 27.0 30.0
33.0 36.0 39.0 42.0 45.0 48.0 100.0
Número de polos = 21
SIERRA DE LIBAR GLOBAL PLANOS DE DRENAJE

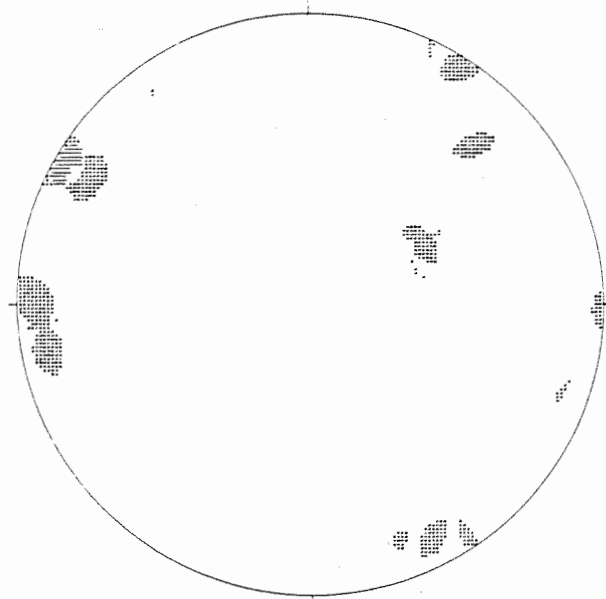


Figura 3.3.4-C
Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
3.0 6.0 9.0 12.0 15.0 18.0 21.0 24.0 27.0 30.0
33.0 36.0 39.0 42.0 45.0 48.0 100.0
Número de polos = 22
SIERRA DE LIBAR GLOBAL SIGMA 3

Fase B, de la que sólo sabemos que es más moderna que la fase 2:

- σ_1 : 40° según 295°.
- σ_2 : 65° según 180°.
- σ_3 : 54° según 65°.

Fase X, de la que desconocemos absolutamente su edad relativa:

- σ_1 : 90°.
- σ_2 : 8° según 30°.
- σ_3 : 10° según 110°.

dominando el carácter transcurrente de dichas fases descritas, con una frecuencia del 67 % en tanto que el carácter distensivo y compresivo aparecen respectivamente con el 14 % y el 19 %.

Asociados de manera diversa a los referidos elipsoides, aparecen siete planos de drenaje:

- 1.º: N5°W a N10°E asociado a la fase 4:
- 2.º: N15° a 30°E asociado a las fases A y X.
- 3.º: N45° a 65°E asociado a la fase 3.
- 4.º: N75°E asociado a la fase 3.
- 5.º: N105°E asociado a la fase 1.
- 6.º: N135° a 155°E asociado a las fases 1 y 2.
- 7.º: N160° a 170°E asociado a las fases B y 4.

3.3.5.—El karst de la región

La morfología kárstica en la sierra de LIBAR es muy variada y llamativa, por la existencia de numerosas depresiones cerradas, tanto uvalas como poljes, de neta directriz estructural, puesto que su alineación, más o menos paralela, es NNE-SSW.

La existencia de gran número de fallas de directriz N-S y NNE-SSW preferentemente que se cruzan formando un importante enrejado, favorecen la infiltración de la lluvia creando numerosas depresiones menores, a modo de rosarios de dolinas, cuya alineación demuestra su componente estructural.

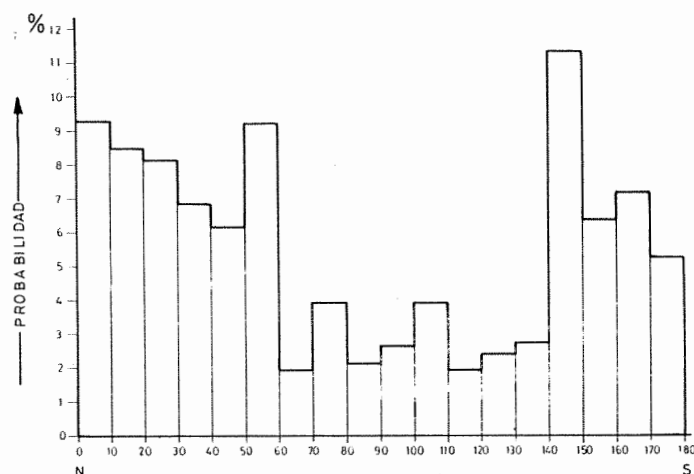


Figura 3.3.5.:
Distribución de la red de conductos karsticos
en la Sierra de Libar.

Este tipo de **alimentación** por infiltración, podría indicar un origen autóctono del karst instalado, si no fuera por la existencia de amplios poljes exteriores, el del Campobuche con más de 50 Km² de cuenca y del Cabo de Ronda, drenados por ríos que sumen en sendos ponores, respectivamente HUNDIDERO y la sima del REPUBLICANO, lo que condiciona una alimentación de tipo mixto (infiltración y sumidero de ríos alóctonos).

La **red de conductos** responsable de la **circulación** del agua en el interior del karst, viene representada por las siguientes cavidades:

Complejo HUNDIDERO-GATO: 4,5 Km.

Cueva de la PILETA: 1,1 Km.

Sima del REPUBLICANO: 0,7 Km.,
cuyo conjunto analizado globalmente da un histograma de direcciones, de carácter polimodal que hemos representado en la figura 3.3.5.

La **zona de descarga**, se sitúa en la margen derecha del río Guadiaro, es decir, en el flanco SE de la sierra de LIBAR, especialmente en las surgencias de la Estación de Benaolan y la cueva del GATO. De ellos, solamente esta última está bien estudiada, ya que gracias a las obras del embalse de Montejaque, se instaló una estación de aforos, que señala caudales de base de 100 l./seg. y puntas de 12 m³/seg., siendo el módulo anual de 1,15 m³/seg.

A efectos hidrogeológicos, no creemos que deba aislarse la sierra de LIBAR de su vecina de sierra de GRAZALEMA, situada inmediatamente al W, aunque el drenaje de esta última lo hace por Ubrique y El Bosque hacia el Atlántico. Puesto que el Guadiaro tributa directamente al Mediterráneo, nos hallamos frente a un importante ejemplo de doble vergencia de aguas, que será necesario estudiar en el futuro ya que la divisoria de aguas, necesariamente compleja al tratarse de karst, no corresponde en absoluto ni a la divisoria provincial entre Málaga y Cádiz, ni a la divisoria hidrográfica entre los dominios del Guadalquivir y del Sur, administrados por diferentes confederaciones.

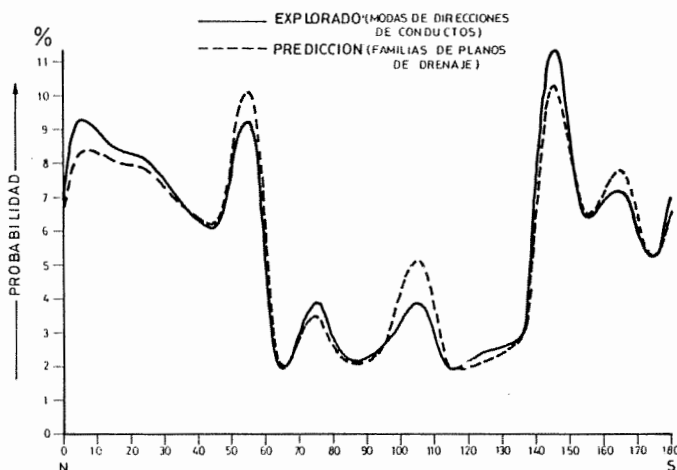


Figura 3.3.6.:
Comparación entre las modas de conductos explorados en
Libar y las direcciones de drenaje deducidas del método
de predicción.

3.3.6.—Contraste del Método con el karst. Resultados e interpretación

La distribución de las modas adoptadas por las direcciones de los diferentes ríos subterráneos que aparecen en la figura 3.3.5. entre las cuales destacan:

- N5°E con claro sesgo en N25°E.
- N55°E.
- N75°E.
- N105°E.
- N140°E.
- N165°E,

y la de las familias de direcciones principales de drenaje predichas por el método, las hemos contrastado en la figura 3.3.6, donde puede apreciarse una excelente concordancia para cada una de ellas, que es perfecta a nivel cualitativo, en lo que a orientaciones se refiere. A nivel cuantitativo, la divergencia es en el caso más desfavorable menor del 1,5 % de probabilidad, lo que representa un grado de acierto muy elevado.

3.4.—El karst de la presa de San Clemente (Granada)

3.4.1.—Planteamiento de la cuestión

El embalse de San Clemente, previsto para una capaci-

dad de 120 Hm³, está proyectado para recoger tanto las aguas del río Guardal, sobre el que se emplaza, que aporta una media anual de 51 Hm³, como parte de las aguas del río Castril, próximo gran valle por el W, mediante un túnel de trasvase de 7,2 Km. de longitud, a perforar bajo la Sierra Seca, que aportará los sobrantes, estimados en 70 Hm³.

Ambos ríos, provenientes de sendos manantiales kársticos que drenan la sierra del Segura en su vertiente SE, presentan cursos sensiblemente paralelos, de vergencia S hasta el Guadiana Menor, pero de características muy diferentes, puesto que el Castril, más importante, discurre en un valle formado por un sinclinal muy cerrado cuyas características impiden una adecuada regulación, en tanto que el guardal, menos caudaloso, aunque situado en un entorno geológico sumamente complejo, presenta condiciones topográficas favorables para lograr la regulación de los caudales previstos en el proyecto.

En el comienzo de la primavera de 1983, el manantial kárstico del Castril, desaguando un caudal superior a 1 m³/seg., dejó bruscamente de manar durante 14 días, en los que la surgencia se secó completamente. Después de este intervalo, drenó violentamente una fuerte punta de caudal, que fue paulativamente tendiendo a sus valores normales de drenaje. Durante los referidos 14 días, no ocurrió ninguna anomalía conocida en la zona, donde tampoco hubo precipitación alguna en esos días que justificara la crecida citada.

Por algún motivo desconocido, el drenaje de 1,5 Hm³, quedó temporalmente interrumpido.

Esta extraña dircunstancia, unida al hecho de que la cerrada está situada prácticamente sobre el cabalgamiento principal entre el subbético y el prebético, nos estimuló a contrastar el método en este ejemplo, donde las posibilidades de pérdidas, a través de las calizas existentes especialmente en el subbético, del vaso hacia aguas abajo, son a priori, perfectamente posibles.

3.4.2.—Situación geológica

La región que nos ocupa, está situada en el extremo NE de la provincia de Granada, muy cerca de las de Jaén y Murcia, en la vertiente S de las cresterías de las sierras de Cazorla y Segura. Su situación, corresponde a las **zonas externas de la Cordillera Bética**.

Dichas zonas externas engloban el conjunto de unidades que se depositaron en el borde meridional de la placa ibérica durante el ciclo alpino, presentando como característica más notable, un despegue generalizado a partir del Keuper, afectando a una cobertera, que abarca desde el triás al mioceno inferior, que se presenta despegado y desplazado hacia el NNW por un movimiento principal que tuvo lugar durante el mioceno medio.

El grado de deformación no es uniforme, sino que se presenta de manera gradual en la cuenca, siendo en su parte más septentrional, correspondiente al **Prebético**, donde los materiales son autóctonos y/o paraautóctonos, en tanto que en su parte meridional, correspondiente al **Subbético**, tienen lugar importantes mantos de corrimiento de manera que, el acortamiento de la cobertera en extensión es notable (más de 25 Km. en la zona) debido al fenómeno de superposición o duplicación provocado por los referidos mantos de corrimiento. Dicha división entre Prebética y Subbética, define en realidad dos grandes uni-

dades tectoestratigráficas, o unidades tectónicas, que se corresponden bastante bien con sendos dominios paleogeográficos.

En el entorno del embalse de San Clemente, aparecen tres dominios estructurales. Ver figura 3.4.2.—A.

—El Prebético Interno, **PB_i**, que ocupa la región situada al NW de la zona.

—El Subbético Externo, **SB_e**, que aparece al SE de la zona, antes de ser cubierto por el plioceno de Baza de claro origen posttectónico.

—Las Unidades Intermedias, **UI**, que se presentan siguiendo una alineación SW-NE, entre los dos dominios anteriores, a favor de dos grandes cabalgamientos, tanto el del **SB_e**, sobre las **UI** como el de las **UI** sobre el **PB_i**. Su afloramiento, sin embargo, no es continuo, ya que en algunos casos, como en la Sierra de Duda al SW de San Clemente, el cabalgamiento del **SB_e** descansa directamente sobre el **PB_i**, enmascarándolas.

Las características diferenciales de los tres dominios son mucho más orientativas que su descripción detallada para comprender la problemática existente. Ver figura 4.3.2.—B.

1.º El Prebético Interno, **PB_i**, se caracteriza porque sus materiales corresponden a condiciones de sedimentación marina somera, todo lo más nerítica. Su edad es eminentemente cretácica, con abundante presencia de mioceno y su litología es predominantemente calcárea con intercalaciones margosas. Su estilo tectónico es sencillo con alineaciones anticlinales suaves y sinclinales más cerrados pero paralelos. Se karstifica de manera importante, estando en este dominio las principales surgencias kársticas de la región, en base al drenaje de acuíferos freáticos pero con tendencia a confinarse bajo el cabalgamiento de las **UI** principalmente.

2.º Las Unidades Intermedias, **UI**, presentan un claro dominio de facies pelágicas. De edad casi exclusivamente cretácica, presentan notables intercalaciones turbidíticas más propias de talud continental. Su litología es predominantemente margosa y su estilo estructural muy anárquico y difícil de seguir en campo. A pesar de aflorar en extensas zonas, su continuidad es dudosa. No solamente no se karstifican sino que su sola presencia, garantiza la independencia entre los acuíferos kársticos del Prebético y Subbético.

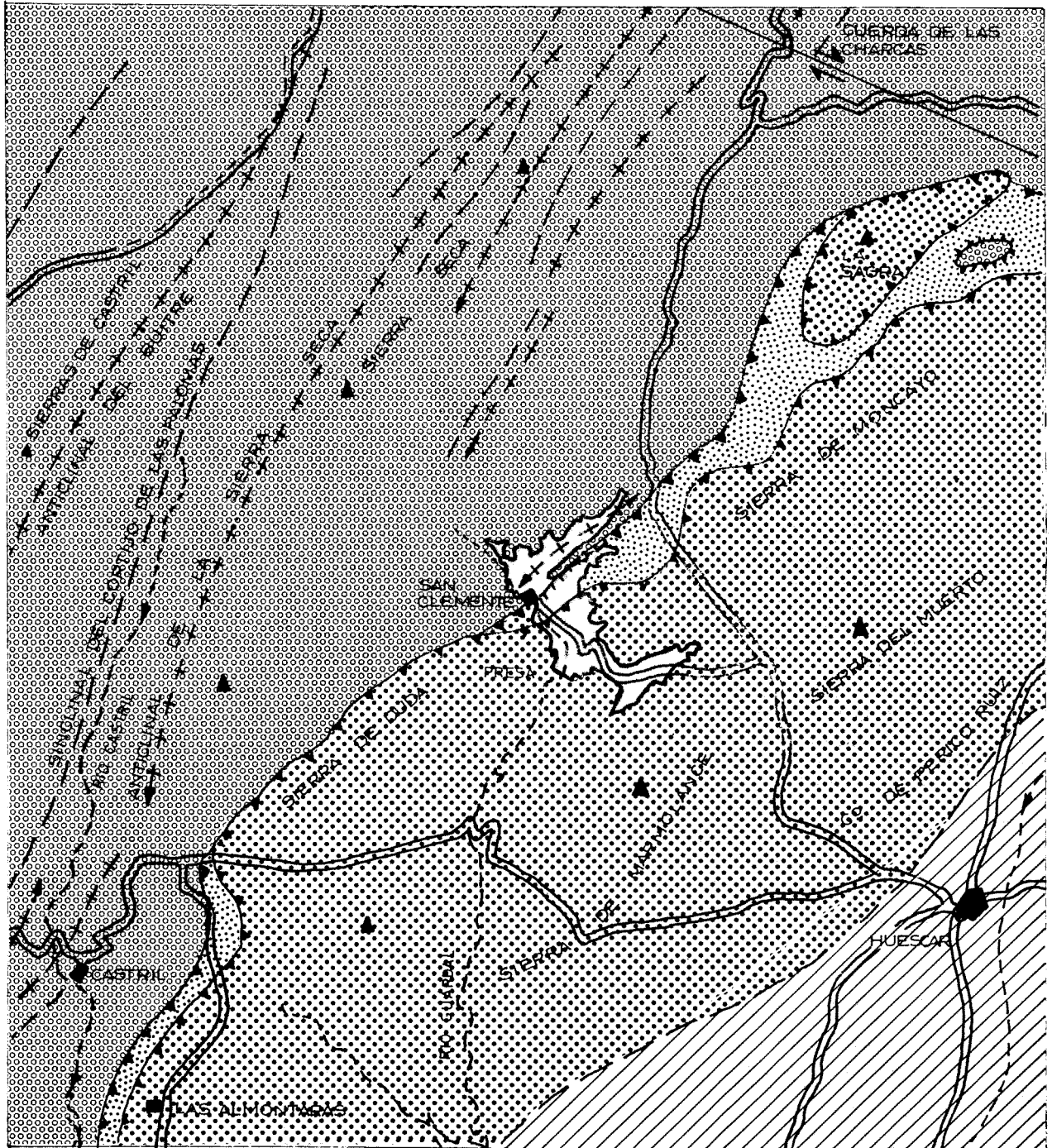
3.º El Subbético Externo, **SB_e**, caracterizado por facies pelágicas correspondientes a sedimentos marinos profundos, su edad es eminentemente jurásica, existiendo grandes extensiones aflorantes, del liás, tanto calizo como dolomítico. De estilo estructural bastante complejo, es muy propenso a la karstificación, muy desarrollada en los niveles liásicos.

3.4.3.—Trabajos de campo

Para la toma de información, nos hemos remitido a la búsqueda de conjunciones de tectoglifos en el área prevista como cerrada de la presa, tanto en el estribo izquierdo de la misma, en los afloramientos del Arroyo de la Cruz del Hierro, que desemboca aguas arriba de la misma, como en el estribo derecho, emplazado en la margen derecha del río Guardal.

Su relación es la siguiente:

ESQUEMA GEOLOGICO ESTRUCTURAL DEL ENTORNO DEL EMBALSE DE SAN CLEMENTE



LEYENDA

- | | | | |
|-----|-----------------------------|--|------------------|
| + → | Eje anticlinal | | |
| - - | Eje sinclinal | | |
| ⇄ | Falla y sentido de desgarre | | |
| ▶ | Frente cabalgamiento | | |
| | Subbético | | Prebético |
| | Unidades intermedias | | Plioceno de baza |

FIGURA-3.4.2.-A

ZONA DE TRABAJO: PRESA SAN CLEMENTE

SECTOR: PRESA

ESTACION: CERRADA

TECTOGLIFOS OBSERVADOS

Tipo	Dirección	Buzamiento	Dir. buz.	Pitch	Sen.	Observaciones
1	12	50	348	0	0	Est. derecho
2	106	56	16	0	0	
1	120	5	30	0	0	Est. derecho
2	248	85	58	0	0	
3	14	56	346	68	1	Vaso margen der.
0	0	0	0	0	0	
1	164	42	74	0	0	Margen izq.
2	272	85	352	0	0	
1	354	65	269	0	0	Margen izq.
2	320	80	210	0	0	
1	84	54	354	0	0	Margen izq.
2	272	55	182	0	0	
1	32	65	302	0	0	Margen izq.
2	308	64	218	0	0	
1	150	66	60	0	0	Margen izq.
2	328	70	238	0	0	
1	206	70	116	0	0	Margen izq.
2	289	55	194	0	0	
3	210	80	120	127	1	Margen izq.
0	0	0	0	0	0	
1	292	43	202	0	0	Margen izq.
2	4	90	94	0	0	
1	218	24	128	0	0	Margen izq.
2	300	85	210	0	0	
3	24	48	294	95	1	Margen izq.
0	0	0	0	0	0	
3	8	85	278	70	-1	M. i. moderna
0	0	0	0	0	0	
3	8	85	278	25	1	M. i. antigua
0	0	0	0	0	0	
3	350	55	260	55	1	M. i. conjug.
0	0	0	0	0	0	
3	170	80	260	130	-1	Margen izq.
0	0	0	0	0	0	
3	24	48	294	95	-1	Margen izq.
0	0	0	0	0	0	
3	350	55	260	55	-1	M. i. conjug.
0	0	0	0	0	0	

3.4.4.—Análisis de datos. Representación y resultados

El ejemplo de SAN CLEMENTE, está de manera detallada, descrito en los capítulos 2.3.2. (programa GEODRE) y 2.3.3. (programa GEOPOL), ya que lo hemos utilizado como ejemplo tipo para explicar el desarrollo del método y su aplicación.

Como allí cada etapa, está desarrollada con todo detalle, no insistiremos aquí en ello, remitiéndonos únicamente a la representación de los planos de drenaje deducido del GEOPOL, que a la postre es la que utilizamos para predecir. A dicha figura que repetimos aquí, la denominamos figura 3.4.4.

En ella se aprecia una concentración de polos de planos de drenaje cuya máxima probabilidad se ajusta en torno a 12° según 108° que representa la dirección NNE-SSW de dicha familia de planos de drenaje.

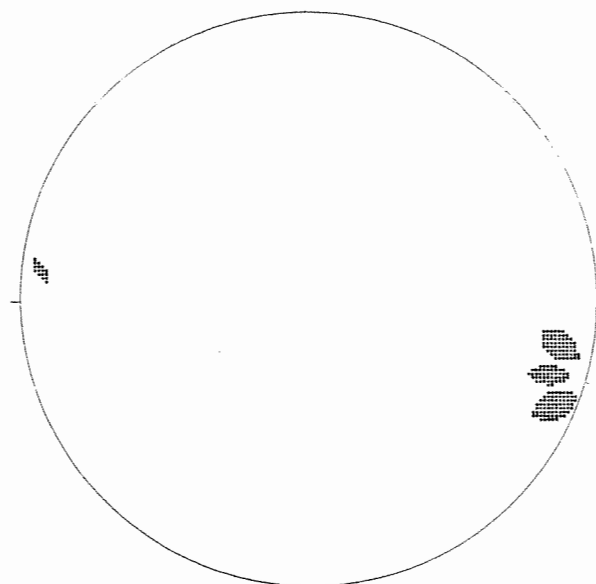


Figura 3.4.4

Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
10.0 20.0 30.0 40.0 50.0 60.0 70.0 80.0 90.0 100.0
Número de polos = 14

PLANOS DE DRENAJE PRESA DE SAN CLEMENTE

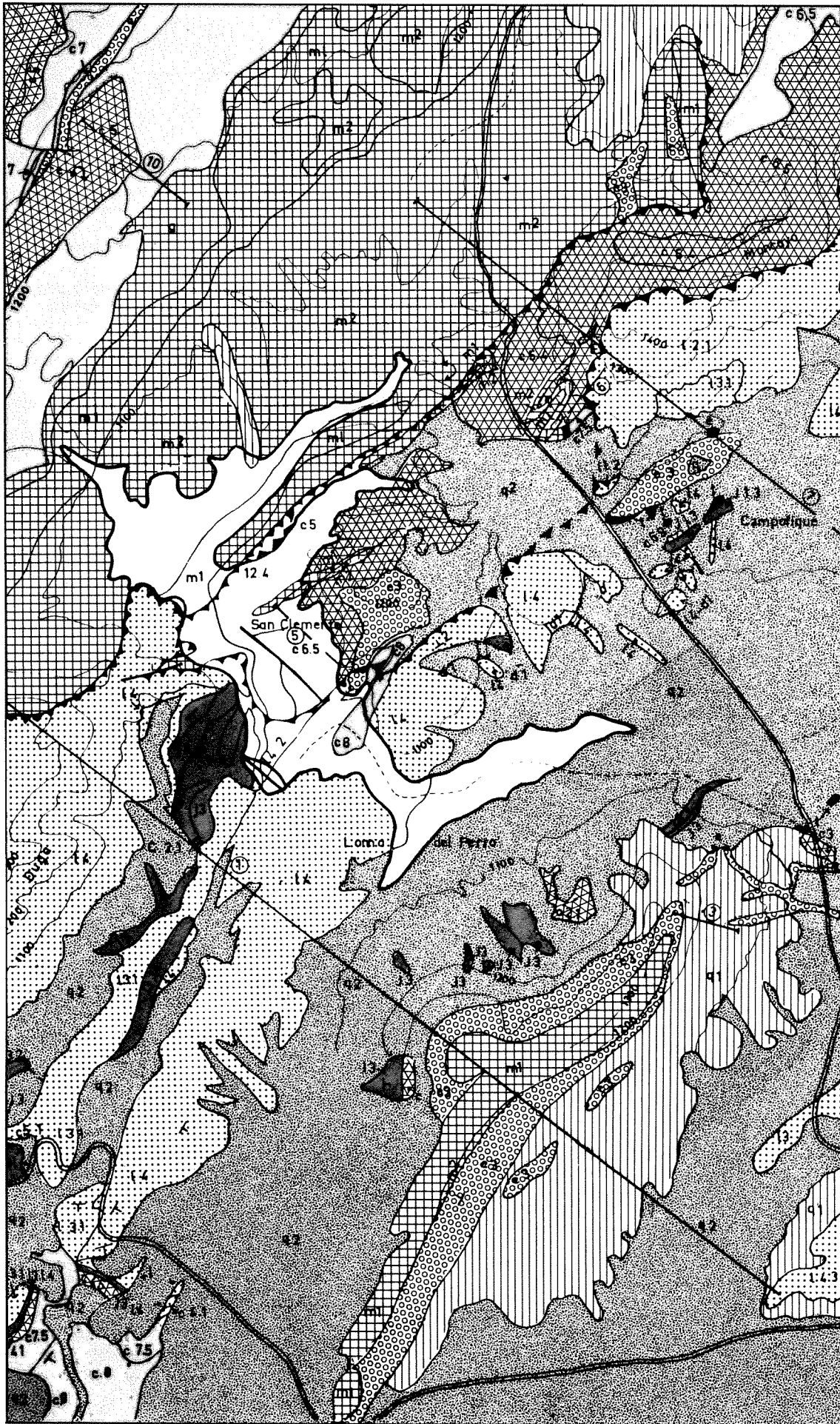
3.4.5.—Descripción del karst de la región

Las únicas cavernas existentes en la región representadas por las dos bocas elevadas de la surgencia alta del Guardal, son insuficientes, por su pequeño recorrido, para servir de referencia en cuanto a los tramos de conductos kársticos contenidos en ellas.

El karst en la zona que nos ocupa está diferenciado en dos grandes unidades:

- El desarrollado en el Prebético Interno PB_i.
- El desarrollado en el Subbético Externo SB_{Ex}.

estando ambos separados por las unidades intermedias UI, impermeables.



SITUACION GEOLOGICA DE LA PRESA DE SAN CLEMENTE

SISTEMA	PREBETICO	UDS. INTERMEDIAS	SUBBETICO
CUATERNARIO	DEPOSITOS ALUVIALES Y COLUVIALES INDIFFERENCIADOS		
	DEPOSITOS DE LADERA ANTIGUOS		
MIOCENO	MEDIO m_2	MARGAS Y CALIZAS EN LA BASE	
	INFERIOR m_1	MARGAS Y CALIZAS ARENISCAS MARGOSAS	CALIZAS BLANCAS MASIVAS
	BASAL g		
EOCENO	SUPERIOR (PRIABONIENSE) a_3	CALIZAS ORGANOGENAS Y MARGAS	CALIZAS BLANCAS MASIVAS Y CAPAS DETRITICAS CONGLOMERATICAS
	MEDIO (LUTECIENSE) a_2	MARGAS Y CALIZAS CON GRANOS DE CUARZO	
	INFERIOR (YPRESIENSE) a_1	MARGAS GRIS-VERDOSAS	MARGAS ROSAS EN LA BASE QUE PASAN A BLANCAS APARECIENDO A TECHO, BANCOS DE CALIZAS ORGANOGENAS
CRETACICO	SENONIENSE c_9	MARGAS Y CALIZAS	MARGAS GRISES
	TURONIENSE c_8	DOLOMIAS	MARGAS GRISES
	CENOMANIENSE c_7	MARGAS Y CALIZAS MASIVAS A VECES DOLOMITIZADAS HARD GROUND	MARGAS Y CALIZAS
	ALBIENSE c_6		
	APTIENSE c_5	CALCARENITAS	FLYSCH MARGO-ARENOSO
	BARREMIENSE c_4	DOLOMIAS ARENOSAS	MARGAS ARENOSAS
	HAUTERIENSE c_3		MARGAS BLANCAS
	VALANGINIENSE c_2		
	BERRIASIENSE c_1		
	MONTENIENSE		
	NUMENIENSE (med. sup.) d_1		
	AALENIENSE (med. sup.) d_2		
JURASICO	TOARCIENSE (med. sup.) i_4		
	DONNERIENSE i_3a		
	CARIXIENSE i_3b		
	SIPHEMURIENSE i_2		
	HETANGIENSE i_1		
TRIASICO	"KEUPER" t	MARGAS YESIFERAS VERSICOLES Y DOLOMIAS	

- Contacto geológico
- Dirección y buzamiento
- Cabalgamiento
- Corte geológico

0 1.000 2.000 3.000 4.000 5.000

FIGURA-3.4.2.-B

El karst del PB_i funciona como un karst clásico donde la alimentación es de carácter autóctono, es decir, debida a la infiltración por agua de lluvia, funcionando las surgencias, dentro del área de estudio, como elementos drenantes de acuíferos freáticos, pero con tendencia a confinarse bajo el cabalgamiento de las UI.

En el SB_E, el karst es más complejo, pues existen episodios termales en la proximidad de Huescar, aunque no se conocen ni ponores ni surgencias importantes en la vecindad del área de estudio que puedan confirmar el establecimiento de importantes redes de drenaje kárstico.

El hecho que el Guardal se encaje muy pronto en un estrecho cañón, nos movió a reconocer el mismo, encontrado a la altura del cortijo de la Escopeta, situado 4 Km. aguas abajo de la cerrada elegida y en su margen izquierda, dos surgencias kársticas la más importante de las cuales drenaba 15 l./segundo.

Aunque la continuidad de las UI, que separan el karst del PB_i y SB_E, no pueda asegurarse de manera regional, al estar intercaladas entre dos mantos de corrimiento, a la altura de la presa, los niveles piezométricos indican un comportamiento que confirma dicha separación.

Efectivamente, en la margen derecha, el perfil piezométrico desciende suavemente hacia el río de manera habitual, en tanto que en la margen izquierda, ya en pleno SB_E, éste desciende bruscamente hasta 90 m. bajo la cota del río en la cerrada.

Esto quiere decir, que en dicha margen, existirán fugas a favor del karst del SB_E, al proceder al llenado del embalse, si no se realizan las oportunas operaciones de inyección.

3.4.6. — Contraste del Método con el karst. Resultados e interpretación

La comprobación que hemos realizado, ha sido mediante una coloración, eligiendo un sondeo en la margen izquierda, cuyo registro indicase abundante karstificación. Dicho sondeo fue el n.º 29, donde la sonda descendía libremente 45 m.

La interconexión se evidenció en la fuente principal del cortijo de la Escopeta, situada a 4,1 Km. del referido sondeo, en la margen izquierda del Guardal y en dirección SSW.

Si tenemos en cuenta que la predicción del método señalaba como dirección más probable la NNE-SSW, la concordancia es evidente.

3.5. — El karst de la presa de los Canchales en el río Lacara (Badajoz)

3.5.1. — Planteamiento de la cuestión

En 1983, salió a luz el «Proyecto de Regulación de la Cuenca del río Lacara», afluente directo del Guadiana por la margen derecha, para mantener los riegos que venían siendo afectados por las anteriores sequías.

Dicho proyecto contempla la ejecución de cuatro presas, tres de ellas cerca de Cordobilla de Lacara:

- Presa de Horno Tejero.
- Presa de El Rosal.
- Presa del Santo,

y una cuarta, 11 Km. al S, la de los CANCHALES, cerca de La Garrovilla.

Como esta última presa presenta su cerrada en materiales carbonáticos, concretamente en mármoles cámbricos, decidimos aprovechar la coyuntura aplicando el método.

3.5.2. — Situación geológica

El área de estudio se encuentra situada al S de la provincia de Cáceres y al N de la de Badajoz, localizándose geológicamente dentro del Macizo Hespérico y más concretamente dentro de la unidad Centrobérica.

Los materiales presentes son generalmente de precámbricos a paleozoicos, estando recubiertos en muchas zonas por materiales neógenos y cuaternarios.

En la zona de los Canchales, los materiales más antiguos están representados por los mármoles **cámbricos** que sirven de cerrada a la presa proyectada. En realidad se trata de calizas muy metamorizadas, por la proximidad de intrusiones graníticas, responsables también de las mineralizaciones asociadas.

La serie de muro a techo es la siguiente, ver figura 3.5.2:

—**Cámbrico:** Representado por una serie de calizas grises, cristalinas, de grano fino, con bandeados oscuros a negros. A techo aparecen calizas pardas, granudas, con cristalizaciones de calcita, dolomita y fluorita, especialmente estos dos últimos que se presentan rellenando geodas, con huellas de paleokarst; a modo de mineralizaciones de origen hidrotermal, aunque algunos de los pequeños conductos presenten rellenos arenosos que indican un drenaje más moderno.

—**Ordovícico:** Representado por cuarcitas armoricanas en la base, gris blanquecinas, bien estratificadas, micáceas, con pequeños niveles de cuarzoarenitas. Por encima aparecen alternancias de cuarcitas y pizarras arenosas, micáceas, grisáceas, que a techo culmina en una serie de pizarras finas de color marrón verdoso, untuosas al tacto, con intercalaciones de capas arenosas.

—**Paleógeno y neógeno:** De carácter detrítico, cubriendo los terrenos anteriores, estas formaciones están representadas fundamentalmente por arcillas y arcosas, episodios margo-calizas continentales y rañas constitutivas de importantes glaciares de acumulación.

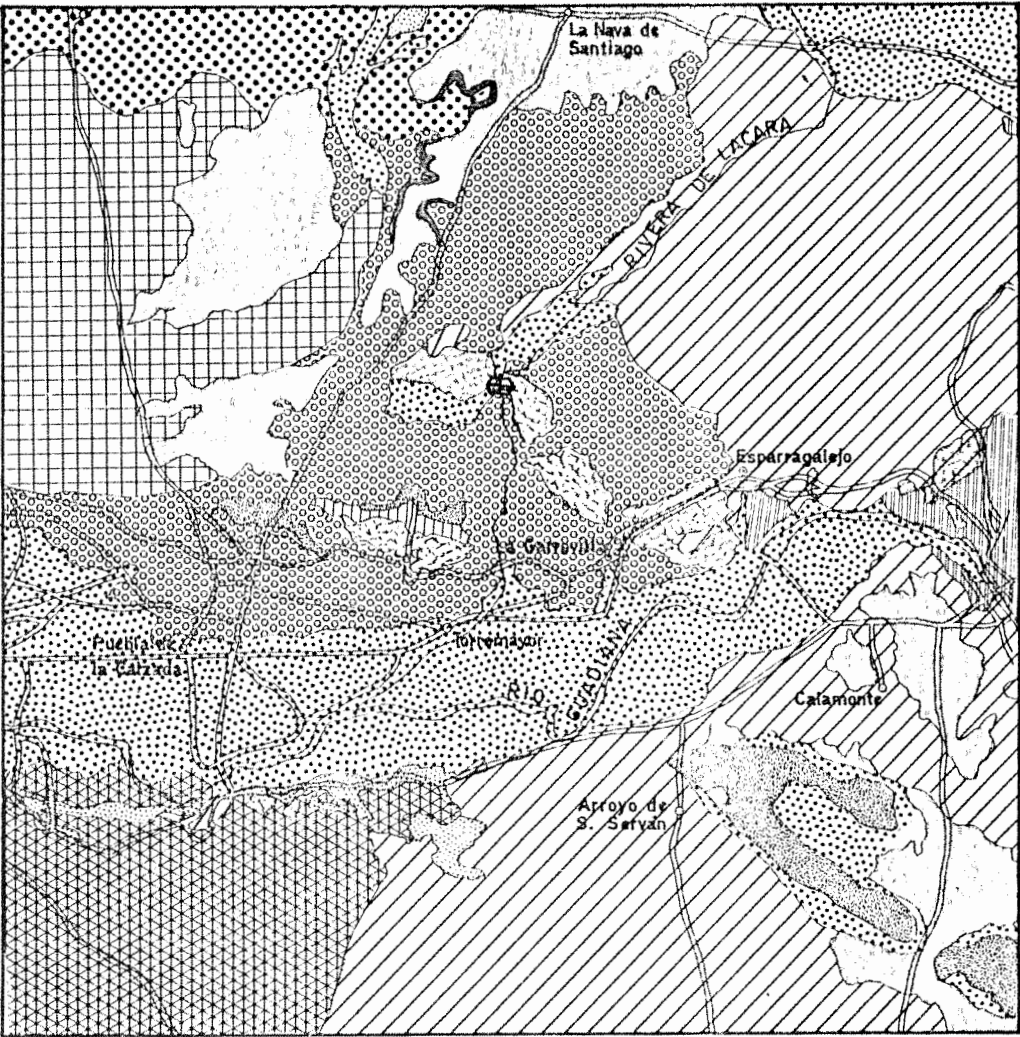
En el aspecto tectónico las deformaciones que han afectado a los materiales que ocupan el área de estudio, corresponden principalmente a la Orogenia Hercínica, pues forma parte del arco hercínico peninsular.

La presencia de pliegues anteesquistosos y de lineaciones de intersección de la primera fase hercínica, indican que la Orogenia Hercínica ha actuado desde sus comienzos. Por otra parte, las fracturas oblicuas subverticales con componentes de desgarre, bien visibles al N de la zona de la Sierra de San Pedro, hacen pensar que su origen sea debido a la compresión que sufrió la región por movimientos tardihercínicos, lo que viene apoyado por la presencia de crenulaciones a nivel puntual dentro de los materiales cámbricos.

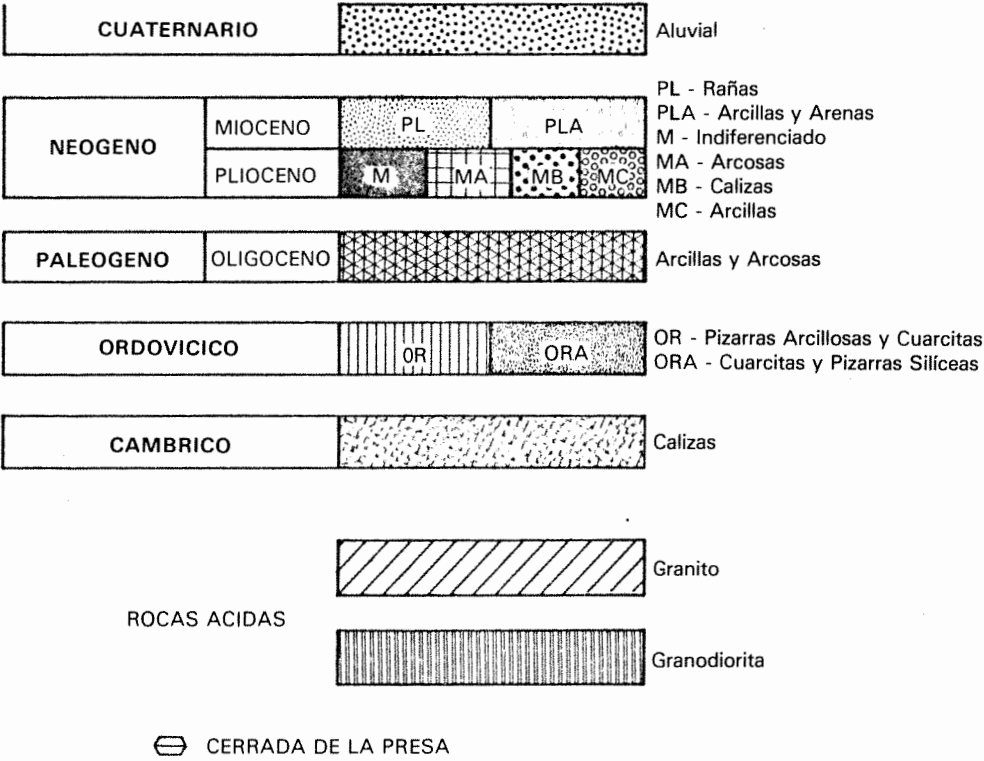
Las intrusiones graníticas a escala regional siguen las direcciones de los ejes hercínicos, no estando claro si son sintectónicas o post-orogénicas subsecuentes. En todo caso, las aureolas metamórficas, visibles a nivel regional, son las responsables del aspecto marmoreizado de las calizas cámbricas de la presa de los Canchales.

SITUACION GEOLOGICA DE LA RIBERA DE LACARA

FIGURA-3.5.2.



LEYENDA



3.5.3. — Trabajos de campo

Los afloramientos de las calizas cámbricas están representados por dos alineaciones paralelas de directriz NW-SE a modo de sinclinorio, en cuya rama más septentrional se ubica la cerrada de los Canchales.

Las conjunciones encontradas en dichas alineaciones se remiten a la estación de la cantera de la Garrovilla, donde las operaciones de voladura dan cortes de la roca frescos y los tectoglifos son allí muy nitidos.

Su relación es la siguiente:

ZONA DE TRABAJO: PRESA DE LOS CANCHALES**SECTOR: LA GARROVILLA****ESTACION: CANTERA****TECTOGLIFOS OBSERVADOS**

Tipo	Dirección	Buzamiento	Dir. buz.	Pitch	Sen.	Observaciones
3	290	61	200	0	0	
3	310	30	220	0	0	
3	285	64	203	0	0	
3	70	20	160	0	0	
3	288	58	205	0	0	
3	120	60	211	0	0	
3	289	61	200	0	0	
3	90	90	180	0	0	
3	290	62	198	0	0	
3	280	55	10	0	0	
3	292	60	200	0	0	
3	340	80	250	0	0	
3	295	57	197	0	0	
3	30	60	120	0	0	
3	290	60	200	0	0	
3	300	25	210	0	0	
3	292	65	198	0	0	
3	300	40	30	0	0	
3	289	59	202	0	0	
3	70	75	160	0	0	
3	288	63	200	0	0	
3	80	65	170	0	0	
3	290	60	200	0	0	
3	100	90	190	0	0	
3	30	90	120	0	0	
3	300	75	210	0	0	
3	290	60	200	0	0	
3	60	25	55	0	0	
3	300	35	210	0	0	
3	290	60	200	0	0	
3	292	60	202	0	0	
3	180	40	90	0	0	
3	289	60	197	0	0	
3	100	15	10	0	0	
3	291	65	200	0	0	
3	260	20	170	0	0	
3	290	62	198	0	0	
3	280	25	190	0	0	
3	294	59	200	0	0	
3	300	90	30	0	0	
3	291	58	198	0	0	
3	90	65	180	0	0	
3	290	57	201	0	0	
3	340	65	70	0	0	
3	293	61	204	0	0	
3	340	90	70	0	0	

METODO DE PREDICCIÓN DE LAS DIRECCIONES
PRINCIPALES DE DRENAJE EN EL KARST

87

Tipo	Dirección	Buzamiento	Dir. buz.	Pitch	Sen.	Observaciones	Tipo	Dirección	Buzamiento	Dir. buz.	Pitch	Sen.	Observaciones
3	30	90	120	0	0		1	140	40	50	0	0	
3	340	90	70	0	0		2	60	25	150	0	0	
3	310	30	220	0	0		1	140	40	50	0	0	
3	32	88	122	0	0		2	180	40	90	0	0	
3	28	90	118	0	0		1	140	40	50	0	0	
3	70	20	160	0	0		2	300	35	210	0	0	
3	120	60	210	0	0		1	140	40	50	0	0	
3	30	88	118	0	0		2	100	15	10	0	0	
3	90	90	178	0	0		1	140	40	50	0	0	
3	29	90	122	0	0		2	260	20	170	0	0	
3	280	55	10	0	0		1	140	40	50	0	0	
3	32	87	120	0	0		2	280	25	190	0	0	
3	340	80	250	0	0		1	140	40	50	0	0	
3	30	90	120	0	0		2	300	90	30	0	0	
3	30	60	120	0	0		1	140	40	50	0	0	
3	28	90	118	0	0		2	90	65	180	0	0	
3	29	88	118	0	0		1	140	40	50	0	0	
3	300	25	210	0	0		2	340	65	70	0	0	
3	32	90	118	0	0		1	142	40	52	0	0	
3	300	41	30	0	0		2	340	90	70	0	0	
3	70	75	160	0	0		1	138	40	52	0	0	
3	30	60	90	0	0		2	310	30	220	0	0	
3	30	88	120	0	0		1	139	38	50	0	0	
3	80	65	170	0	0		2	70	20	160	0	0	
3	30	90	120	0	0		1	140	38	50	0	0	
3	100	90	190	0	0		2	120	60	210	0	0	
3	60	25	150	0	1		1	138	40	48	0	0	
3	120	60	210	0	0		2	90	90	180	0	0	
3	60	25	150	0	-1		1	141	39	52	0	0	
3	120	60	210	0	0		2	280	55	10	0	0	
3	180	40	90	0	-1		1	140	40	50	0	0	
3	120	60	210	0	0		2	340	80	250	0	0	
3	280	25	190	0	1		1	140	40	50	0	0	
3	340	65	180	0	0		2	30	60	120	0	0	
3	280	25	190	0	-1		1	140	40	50	0	0	
3	340	65	180	0	0		2	300	25	210	0	0	
3	180	40	90	0	1		1	140	40	50	0	0	
3	120	60	210	0	0		2	300	40	30	0	0	
3	90	65	180	0	1		1	140	40	50	0	0	
3	30	60	120	0	0		2	70	75	160	0	0	
3	90	65	180	0	-1		1	140	40	50	0	0	
3	30	60	120	0	0		2	80	65	170	0	0	
1	140	40	50	0	0		1	140	40	50	0	0	
2	300	75	210	0	0		2	100	90	190	0	0	

Tipo	Dirección	Buzamiento	Dir. buz.	Pitch	Sen.	Observaciones
3	300	75	210	0	0	
1	140	40	50	0	0	
3	340	65	180	0	0	
1	140	40	50	0	0	
3	70	75	160	0	0	
1	140	40	50	0	0	
3	280	55	10	0	0	
1	140	40	50	0	0	

3.5.4—Análisis de datos. Representación y resultados

Del análisis de las conjunciones de tectoglifos, una vez aplicados los programas correspondientes, las distribuciones de los diferentes componente de los elipsoides, quedan expresados en las figuras 3.5.4.—A, para σ_1 , 3.5.4.—B para σ_2 y 3.5.4.—C para σ_3 .

De los referidos estereogramas de polos se deducen los siguientes elipsoides, el primero de ellos:

σ_1 : 52° según 231°.

σ_2 : 10° según 121°.

σ_3 : 38° según 14°.

cuya configuración nos ofrece la estructura clásica de las tensiones que pudieron afectar durante la Orogenia Hercínica, con esfuerzo compresivo máximo proveniente del SW, típicos de esta etapa deformacional, con σ_2 muy horizontal.



Figura 3.5.4-B
Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
4.0 8.0 12.0 16.0 20.0 24.0 28.0 32.0 36.0
40.0 44.0 48.0 52.0 56.0 60.0 64.0
Número de polos = 60
PRE A DEL LACARA SG2

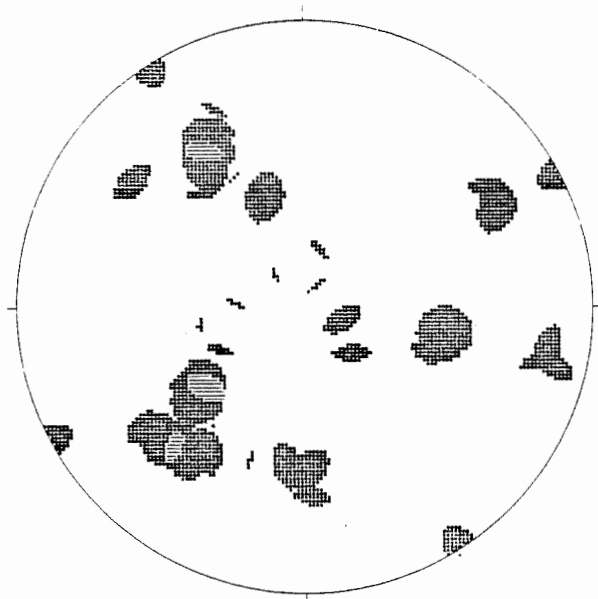


Figura 3.5.4-A
Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
4.0 8.0 12.0 16.0 20.0 24.0 28.0 32.0 36.0
40.0 44.0 48.0 52.0 56.0 60.0 64.0
Número de polos = 49
SG1 PRE A DEL LACARA

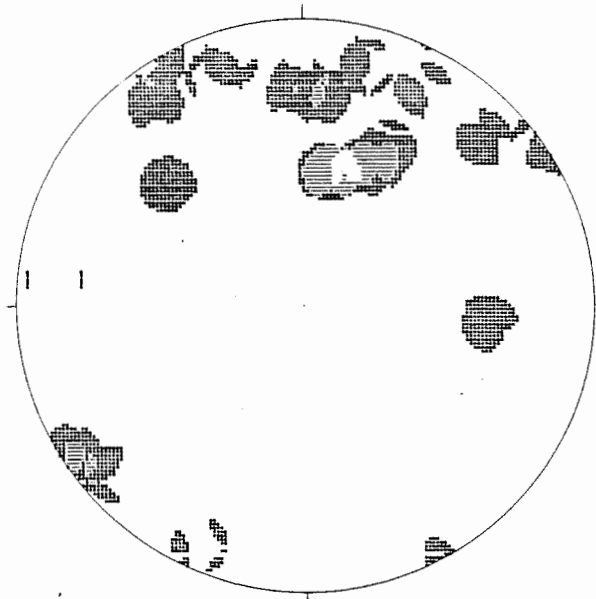


Figura 3.5.4-C
Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
4.0 8.0 12.0 16.0 20.0 24.0 28.0 32.0 36.0
40.0 44.0 48.0 52.0 56.0 60.0 64.0
Número de polos = 9
PRE AS DEL LACARA SG3

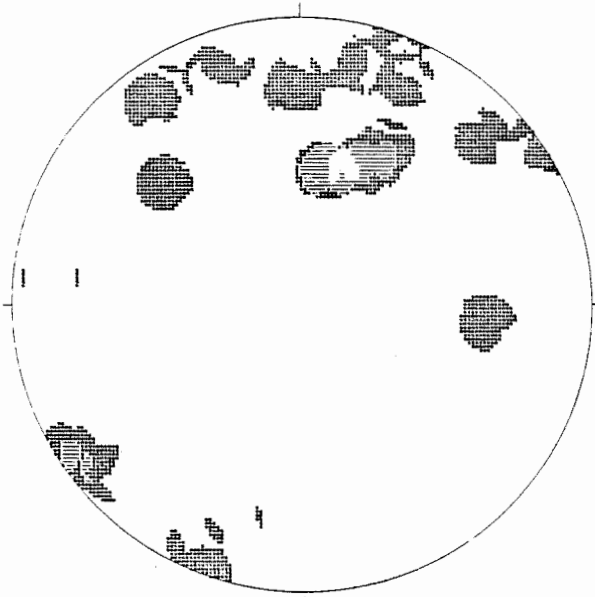


Figura 3.5.4-D
Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
4.0 8.0 12.0 16.0 20.0 24.0 28.0 32.0 36.0
40.0 44.0 48.0 52.0 56.0 60.0 64.0
Número de polos = 49
CANCHALES PLANOS DE DRENAJE

El segundo elipsoide:

- σ_1 : 25° según 327°.
- σ_2 : 50° según 216°.
- σ_3 : 33° según 90°.

representa un esfuerzo máximo que proviene del NW y cuyo σ_2 tiende a la verticalidad, lo que corresponde a estructuras transcurrentes o de desgarre muy frecuentes en episodios tardihercínicos.

Con respecto a los planos de drenaje, se observa mayor influencia del primer elipsoide citado con una probabilidad del 54 %, el cual se refleja en un abanico de planos de drenaje de dirección WNW-ESE, según se aprecia en la figura 3.5.4.—D.

Dicha dirección está asociada a los cabalgamientos hercínicos.

El segundo abanico, de menor importancia, ya que opera con una probabilidad del 17 %, corresponde a la dirección N-S, que está íntimamente ligada a los actuales cauces fluviales de la red de drenaje.

Hay también una tercera familia de planos de drenaje, con probabilidad semejante a la anterior, cuya dirección sería la NE-SW, es decir, coincidente con la traza de la fracturación sinistral tardihercínica.

3.5.5.—Comentarios e interpretación

La inexistencia de cavernas conocidas en la región, la cobertura existente sobre el lapiaz y la madurez del relieve, que configura colinas suaves y drenajes naturales de baja pendiente, no nos ha permitido contrastar el método con la realidad.

Las únicas huellas de karst que hemos podido constatar, se remiten a lo encontrado en los testigos de los sondeos perforados para reconocer y elegir las diferentes cerradas estudiadas.

En ellos se aprecia la existencia de un paleokarst de carácter hidrotermal, como resultado del cual aparecen pequeños conductos rellenos de fluorita y barita principalmente, cuya disposición corresponde preferentemente a la dirección más probable de planos de drenaje, es decir, a la WNW-ESE.

También se aprecia en los testigos, pero en menor proporción, conductos abiertos, cuyos rellenos son de carácter arenoso predominante, de grano grueso, con algo de feldespato también rodado, cuyo origen se encuentra en los asomos graníticos existentes inmediatamente aguas arriba, en el vaso.

A tenor de lo indicado en el Método, las posibles fugas del embalse seguirían la dirección de los afloramientos cámbricos, con mayor probabilidad, pero al ser la cerrada, la cota más baja de ellos, no parece fácil de que las fugas se evidencien, como no sea en el fondo de la cantera de la Garrovilla, si la excavación de la misma progresa suficientemente en profundidad.

La existencia de un pequeño manantial en la hilada cámbrica más meridional, paralela a la de la cerrada de los Canchales, junto al canal de la margen derecha del Guadiana, situado al S de la cerrada y, éste sí, a cota más baja que el pie de presa, nos hace pensar en la posibilidad de una interconexión endorreica con el vaso. Sin embargo, la poca altura de la presa de 12 m. sobre el actual cauce y la distancia de 5 Km. entre dicho manantial y el eje de presa, no constituyen gradientes importantes como para que la fuga, de existir, sea notable.

En este ejemplo, no nos queda más remedio que observar los resultados una vez llenado el embalse y contrastar nuestras predicciones con la realidad.

3.6.—El karst existente en el vertido de cenizas de la central térmica de Soto de Ribera (Asturias)

3.6.1.—Planteamiento de la cuestión

La central térmica de Soto de Ribera, está declarada de interés nacional pues utiliza como combustible carbón de bajo índice energético.

Esto genera como contrapartida un alto porcentaje de cenizas, del orden del 35 %, que es necesario acopiar.

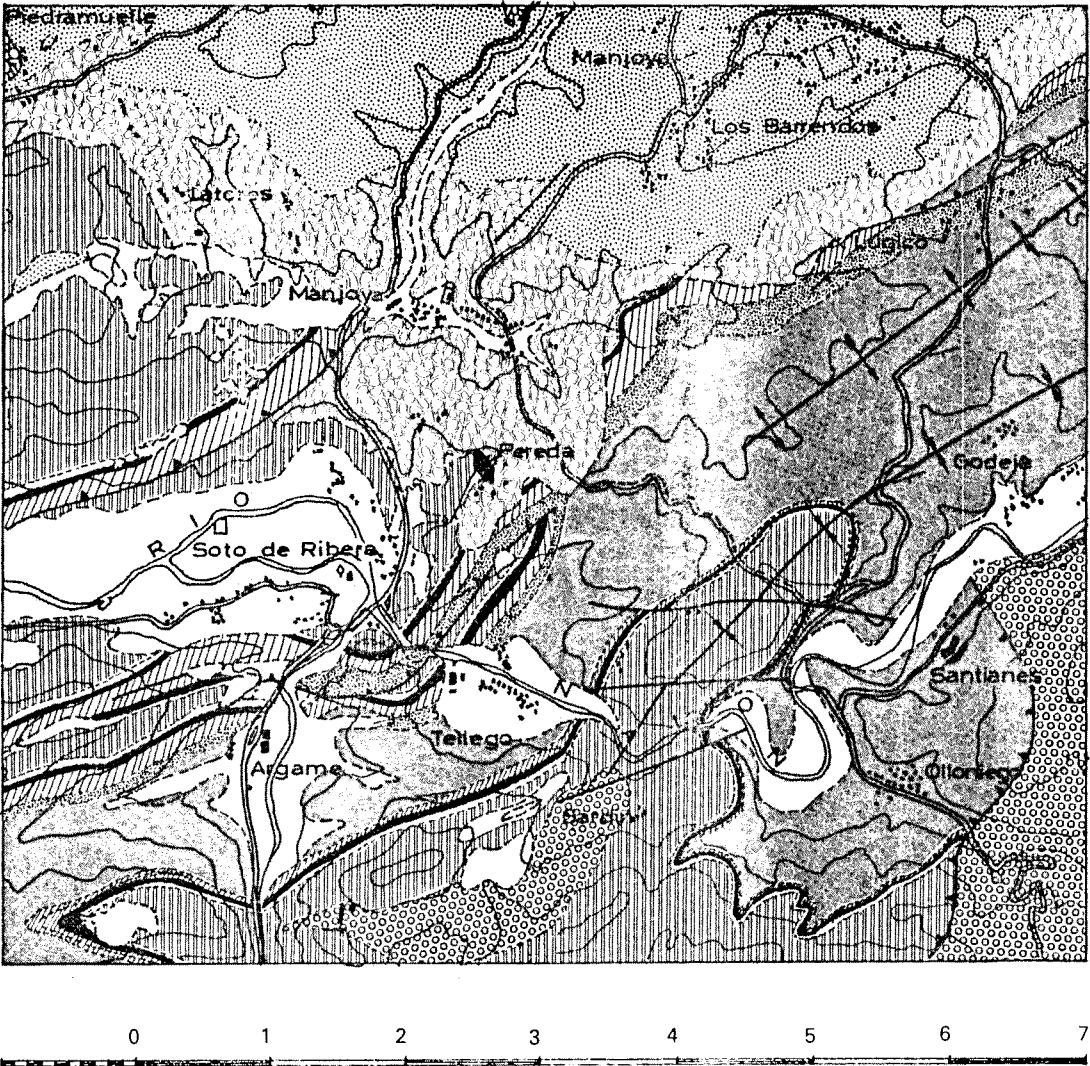
Dichas cenizas, ricas en oligoelementos y en carbonato potásico, son pues susceptibles de contaminar las aguas de lluvia que circulan a su través, que será necesario recoger y tratar antes de su vertido al río Nalón que drena la zona.

El valle de las Segadas del Condado, elegido como zona de vertido en el proyecto presenta unas características geológicas bastante sencillas, ya que la mayor parte de la zona está ocupada por una serie de areniscas y arcillas subhorizontales, que yace discordante sobre un sustrato de calizas.

El reconocimiento de la zona nos muestra la existencia de formas kársticas representadas por una serie de dolinas de las que algunas de las cuales actúan como ponores, evidenciando la existencia de un drenaje endorreico.

SITUACION GEOLOGICA DE SOTO DE RIBERA

FIGURA-3.6.2.



LEYENDA

- CUATERNARIO**
- Aluvi3n
- TERCIARIO**
- Margas, arcillas y calizas
- CRETACICO SUPERIOR**
- Arenas, arcillas y calcarenitas
- CRETACICO INFERIOR**
- Arcillas, arenas y calizas
- CARBONIFERO**
- Pizarras areniscas y calizas
 - Calizas gris (Monta1a)
 - Caliza (Griotte - Sella - Alba)
- DEVONICO**
- Calizas pizarrosas (candas)
 - Areniscas ferruginosas del Naranco
 - Calizas y pizarras (Moniello)
 - Calizas
- Contacto normal
- - - - - Contacto discordante
- Anticlinal
- Sinclinal
- Fractura o falla
- Cabalgamiento
- Lugar de vertido

Como los pequeños arroyos que circulan en la zona elegida se sumen en la parte inferior del lugar de vertido, existe pues un evidente riesgo de contaminación del acuífero kárstico subyacente, motivo por el cual nos ha interesado estudiar este ejemplo, por existir no lejos de la zona algunos pozos de captación que alimentan poblaciones próximas.

3.6.2.—Situación geológica

La zona en estudio, se emplaza entre las localidades de Oviedo y Mieres, en plena rodilla astúrica, dentro de la región donde tiene lugar la deposición de las **calizas de Candamo**, al borde NW de la cuenta de sedimentación de las areniscas del devónico superior y al borde S de la cobertura mesozoico-terciaria de la cuenca de Oviedo.

El **paleozoico**, representado aquí por el **devónico** y el **carbonífero** aparece en una serie de anticlinales y sinclinales de orientación NE-SW, cubiertos de manera discordante por una cobertura **mesozoica** que se desarrolla hacia el N.

En el valle de las Segadas del Condado, el paleozoico, dibuja un sinclinal, enmarcado entre dos fallas inversas, cuyos terrenos son los siguientes (ver figura 3.6.2):

—**Devónico**, aforante en los bordes del referido sinclinal, está representado en la base por una serie de areniscas ferruginosas, denominadas **areniscas del Naranco**, correspondientes al devónico medio. Encima aparece la serie de **calizas de Candamo**, donde se encuentra la transición al carbonífero.

El espesor total del devónico apenas supera aquí los 50 m.

—**Carbonífero**, inmediatamente encima aparece una fina hilada de calizas rosadas con radiolaritas, datada como **viseense**, que representa la unidad denominada **caliza griotte**. A continuación, aparece una serie de calizas con una potencia superior a 600 m. de color negruzco en la fractura, de aspecto micrítico, cuyo conjunto se atribuye al **namuriense**.

Esta potente serie que ocupa el núcleo del sinclinal en las Segadas, es conocida con el nombre genérico de **caliza de montaña**.

—**Mesozoico**, discordante con los terrenos anteriormente descritos, aparece una serie compuesta por arenas, arcillas y margas que rellenan el paleorrelieve preexistente, ya que faltan todas las series desde el carbonífero descrito hasta el **albense** cuya edad se les atribuye. Su espesor, difícil de determinar dada la discordancia erosiva que rellena, no es en todo caso superior a unas pocas decenas de metros.

3.6.3.—Trabajos de campo

La búsqueda de conjunciones de tectoglifos, imposibles de ver en la zona reservada al vertido de cenizas, la hemos remitido a la cantera abandonada existente en los afloramientos de la caliza de montaña en la margen izquierda del valle de las Segadas del Condado, junto a la carretera de acceso a Oviedo.

Su relación es la siguiente:

ZONA DE TRABAJO: SOTO DE RIBERA

SECTOR: CENTRAL TERMICA

ESTACION: CANTERA

TECTOGLIFOS OBSERVADOS

Tipo	Dirección	Buzamiento	Dir.buz.	Pitch	Sen.	Observaciones
3	90	20	180	22	—1	
0	0	0	0	0	0	
1	115	80	205	0	0	
2	10	80	280	0	0	
1	20	75	290	0	0	
2	300	12	210	0	0	
1	305	80	35	0	0	
2	295	55	205	0	0	
1	20	80	110	0	0	
2	310	15	40	0	0	
1	20	85	290	0	0	
2	285	25	195	0	0	
1	340	25	70	0	0	
2	15	78	285	0	0	
3	45	40	315	25	1	
0	0	0	0	0	0	
3	320	80	50	35	1	
0	0	0	0	0	0	
3	15	80	285	165	—1	
0	0	0	0	0	0	
3	15	80	285	165	—1	
2	125	78	35	0	0	

3.6.4.—Análisis de datos. Representación y resultados

Aplicando el Método a los datos de campo, encontramos que en la región el carácter de los elipsoides detectados es el siguiente:

Transcurrentes: 54 %.

Compresivos: 29 %.

Distensivos: 17 %.

según puede verse en las figuras 3.6.4.—A, 3.6.4.—B y 3.6.4.—C, de las que pueden deducirse, a pesar de la aparente dispersión, dos elipsoides con las siguientes características:

σ_1 : 8° según 4°.

σ_2 : 65° según 344°.

σ_3 : 8° según 112°.

y

σ_1 : 6° según 116°.

σ_2 : 14° según 202°.

σ_3 : 52° según 336°.

A su vez, encontramos tres familias de planos de drenaje (ver figura 3.6.4.—D):

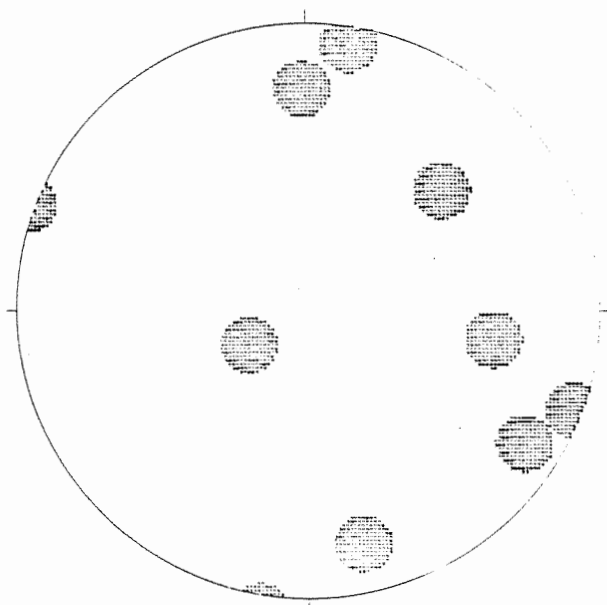


Figura 3.6.4-A
Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
10.0 20.0 30.0 40.0 50.0 60.0 70.0 80.0 90.0 100.0
Número de polos = 8
SOTO DE RIBERA. S1

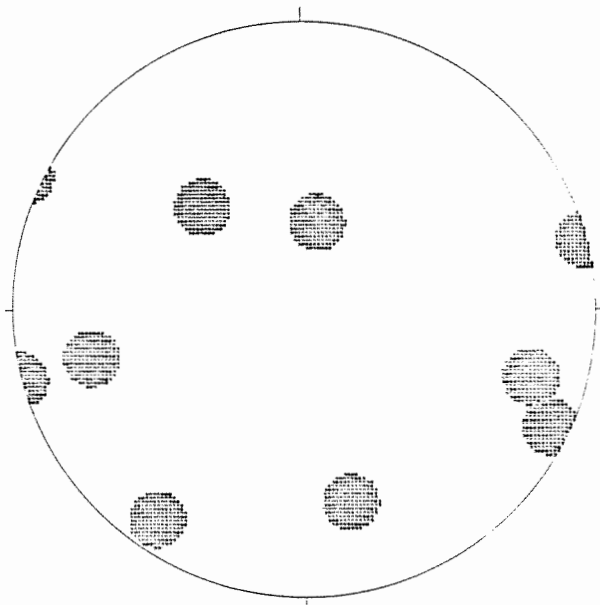


Figura 3.6.4-C
Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
10.0 20.0 30.0 40.0 50.0 60.0 70.0 80.0 90.0 100.0
Número de polos = 8
SOTO DE RIBERA. S3

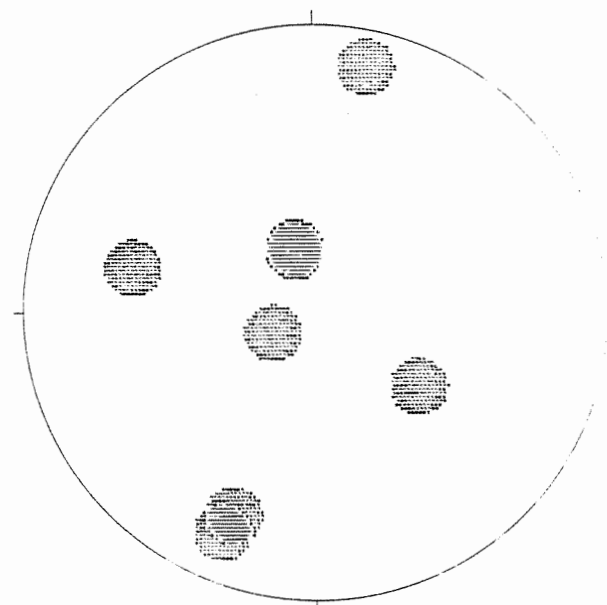


Figura 3.6.4-B
Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
10.0 20.0 30.0 40.0 50.0 60.0 70.0 80.0 90.0 100.0
Número de polos = 8
SOTO DE RIBERA. S2

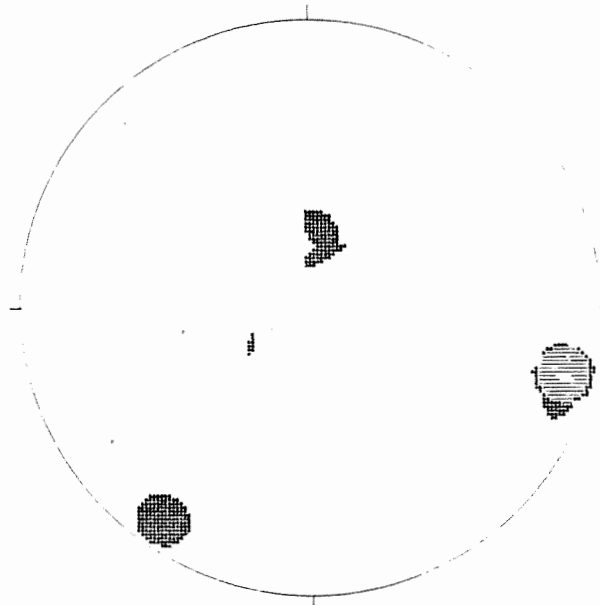


Figura 3.6.4-D
Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
10.0 20.0 30.0 40.0 50.0 60.0 70.0 80.0 90.0 100.0
Número de polos = 8
VERTIDO CENIZAS CENTRAL SOTO DE RIBERA

- La 1.^a con una probabilidad de 62,5 %, claramente dominante sobre las demás y que se orienta según: NNE-SSW.
- La segunda con 15 % de probabilidad y la siguiente dirección: E-W.
- Y una tercera con 12 % según: NW-SE.

3.6.5.—Descripción del karst de la región

Las únicas formas kársticas apreciables son las dolinas que aparecen en la parte inferior del futuro depósito de vertido de cenizas.

Dichas dolinas, aunque aparentemente están abiertas en las arenas y arcillas albensas, en el fondo de las más grandes puede reconocerse la caliza de montaña que, en definitiva, es la responsable del drenaje endorreico.

La existencia de pequeños arroyos que se sumen en el fondo de algunas de las dolinas, indica que en las Segadas del Condado el karst es alóctono, ya que la alimentación es mediante ponores.

La red de circulación kárstica es desconocida pues no existen cavernas en la zona y los ponores son prácticamente impenetrables al hombre.

La búsqueda de manantiales por la zona dio como resultado exclusivo la fuente del Llano del Barco, que alimenta el lavadero local, situado junto a la terraza del Nalón en su margen derecha.

Se trata de un pequeño manantial kárstico situado 700 m. al SSW del campo de dolinas donde se emplazan los ponores.

3.6.6.—Contraste del Método con el karst. Resultados e interpretación

Con toda esta información, nuestra predicción, una vez aplicado el Método, fue la de la dirección de más alta probabilidad, es decir, la NNE-SSW y, dentro de ella, la del sentido de drenaje natural, hacia el Nalón. Es decir, según el Método, el agua sumida en las dolinas, debería salir en el manantial de los Llanos del Barco.

Al realizar una coloración con fluoresceína algunas semanas más tarde en los ponores, ésta salió en la referida fuente de los Llanos del Barco.

Ante la existencia del riesgo de contaminación del acuífero kárstico en cuestión, se modificó adecuadamente el proyecto, con el fin de tratar las aguas que drenarán a través de las cenizas, de manera de proceder a su vertido después de su depuración.

3.7.—El karst de la presa de Alcorlo (Guadalajara)

3.7.1.—Planteamiento de la cuestión

La presa de Alcorlo, prevista para una capacidad de embalse de 180 Hm³, con destino a regar las vegas situadas aguas abajo, tiene 71 m. de altura y está constituida por escollera con núcleo impermeable de arcilla.

Está situada sobre el río Bornova, tributario del Henares, en la cuenca del Tajo, entre las localidades de Alcorlo y San Andrés del Congosto, en la cerrada topográficamente muy adecuada que propician las hiladas calcáreo-dolomíticas del cretácico superior cercenadas por el río.

Durante su construcción aparecieron algunas cavernas dentro del vaso, junto al estribo derecho de la presa, de manera que al proceder a vaciar su relleno arcilloso, se evidenció la presencia de importantes cámaras kársticas que dejaban en entredicho la impermeabilidad de la cerrada.

Como consecuencia de ello, realizamos en el verano de 1977 el estudio del referido karst, inventariando y topografiando las cavernas existentes, las diaclasas del macizo y el comportamiento geomecánico de los rellenos de las cuevas, para la Confederación Hidrográfica del Tajo, bajo el título:

«El karst de la cerrada de la presa de embalse de Alcorlo en el río Bornova, Guadalajara» (Adolfo Erasó).

Más recientemente, en virtud de los años que el S.G.O.P. estuvo realizando campañas de inyecciones de impermeabilización, decidimos como medida complementaria aplicar también aquí el Método, y observar su comportamiento una vez llenado el embalse definitivamente.

3.7.2.—Situación geológica

La zona en cuestión, emplazada en el flanco meridional de Somosierra se sitúa en el borde de cuenca donde aparecen sin solución de continuidad los terrenos sedimentarios.

El vaso está ocupado casi en su totalidad por **terrenos metamórficos**, representados por los gneises, a veces glandulares en facies ollo de sapo, atribuibles al **cámbrico-precámbrico**, donde se instalan mineralizaciones complejas, algunas de las cuales han sido explotadas como la de Hiendelaencina, como vena de plata.

En el flanco SW del vaso, aflora el **ordovícico**, representado por pizarras y cuarcitas, aquéllas de color negruzco, bastante homogéneas, con presencia de pirita a favor de las juntas de estratificación de unos 150 m. de potencia, y éstas de tonos blanquecinos y gris claro, en bancos bastante potentes, donde son visibles estructuras de estratificación cruzada y ripple-marks, de unos 30 a 40 m. de potencia.

El **trías**, aparece en su facies germánica, con los rodeos típicos del **bunt**, ampliamente visible al SE de Alcorlo, seguido de unas delgadas hiladas de dolomías, margas y calizas dolomíticas, atribuidas al **muschelkalk**, culminando en una serie de limolitas versicolores y yesos, similares al **keuper**, presentando el conjunto un espesor de unos 150 m.

Concordante sobre el trías, al menos en la zona que nos ocupa, aparece una formación de arenas arcóscas, de tonos blancos y rosados típica de la **facies Utrillas**, datada como **cretácico inferior**.

A continuación, aparece el **cretácico superior** en facies carbonática dominante, que aporta los relieves topográficos necesarios para ubicar la presa, en el que se distinguen tres niveles:

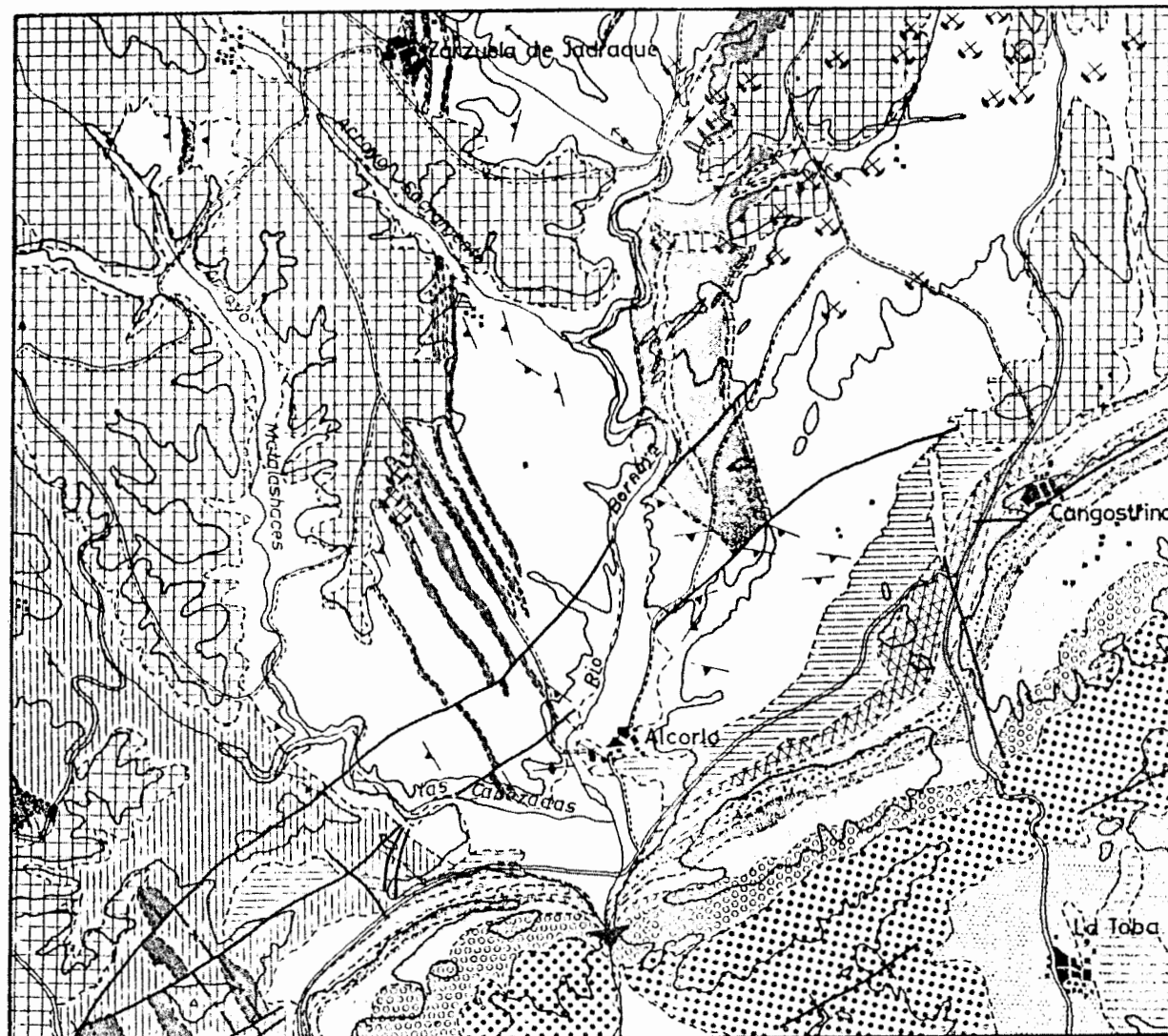
—Calizas nodulosas y margas en la base con un espesor de 40 m.

—Dolomías y calizas dolomíticas tableadas, en la que alternan niveles dolomíticos y doloespáriticos, con un espesor de unos 100 m.

—Dolomías sacaroideas a techo, masivas en 120-130 m., en cuya parte superior se llegan a apreciar muy bien los bancos de estratificación.

Como formaciones de cobertera, discordantes sobre las anteriormente descritas, aparece 1.º una serie de carácter molásico en el sentido postorogénico del término, compuesta por conglomerados, areniscas y arcillas, atribuidas al **oligoceno-mioceno**, emplazadas sobre el cretácico superior y al S de dichos afloramientos, mientras que la 2.ª, está representada por un amplio glacis de acumulación, representado por la clásica raña, ampliamente extendida al NW de la zona que enmascara los afloramientos paleozoicos y cámbricos.

CARTOGRAFIA GEOLOGICA DE LOS ALREDEDORES DE ALCORLO



Según I.G.M.E.

1.000 m 0 1 2 3 Kms.

LEYENDA

CUATERNARIO

Aluvial

NEOGENO

Raia

Conglomerados, areniscas y arcillas

OLIGOCENO-MIOCENO

Conglomerados, areniscas y arcillas

OLIGOCENO

Calizas y margas

CRETACICO SUPERIOR

Dolomias

Dolomias y calizas

Calizas nodulosas y margas

CRETACICO INFERIOR

Arenas y arcillas Facies Utrillas

TRIASICO

Limolitas y yesos

Dolomias margas y calizas dolomíticas

Arenas, conglomerados y arcillas

ORDOVICICO

Cuarcitas

Cuarcitas y pizarras

CAMBRICO-PRECAMBRICO

Neis de grano fino y cuarcitas

Neis glandular

--- Contacto geológico

— Falla

— Esquistosidad primaria

+ Sinclinal

FIGURA-3.7.2.

En la figura 3.7.2 están cartografiados todos los depósitos citados.

En el aspecto estructural, donde están presentes gran número de orogenias, por salirse fuera de nuestro objeto, nos vamos a remitir a la disposición de las hileras de borde de cuenca sedimentaria al límite del zócalo, donde se ubica el karst y donde los proyectistas han situado la cerrada.

Aquí, el **mesozoico** en su conjunto se caracteriza por unas alineaciones ENE-WSW, de vergencia monoclinas SSE, con buzamientos dominantes, bastante monótonos, del orden de 25° a 30°, que cierra en su flanco meridional la estructura anticlinal de Hiedelaencina, en cuyo núcleo afloran los gneises. Fuera de la cartografía que acompañamos, la serie cretácica, también está repetida en su flanco septentrional.

3.7.3.—Trabajos de campo

Las conjunciones de tectoglifos las hemos tomado preferencialmente en la serie carbonática donde se sitúa la presa, estableciendo estaciones en ambas márgenes, completando esta información, con una tercera estación en el manantial del Manadero, en el flanco septentrional del anticlinorio. Su relación es la siguiente:

ZONA DE TRABAJO: PRESA DE ALCORLO

SECTOR: CERRADA

ESTACION: N.º 1 MARGEN IZQUIERDA

TECTOGLIFOS OBSERVADOS

Tipo	Dirección	Buzamiento	Dir. buz.	Pitch	Sen.	Observaciones
2	175	75	85	0	0	
1	235	85	325	0	0	
3	240	75	330	15	-1	
0	0	0	0	0	0	
3	40	75	310	155	1	
0	0	0	0	0	0	
1	80	75	350	0	0	
2	175	85	85	0	0	

ZONA DE TRABAJO: PRESA DE ALCORLO

SECTOR: CERRADA

ESTACION: N.º 2 MARGEN DERECHA

TECTOGLIFOS OBSERVADOS

Tipo	Dirección	Buzamiento	Dir. buz.	Pitch	Sen.	Observaciones
1	275	42	180	0	0	Triple
3	310	50	40	175	1	Triple

Tipo	Dirección	Buzamiento	Dir. buz.	Pitch	Sen.	Observaciones
2	190	85	280	0	0	Triple
3	310	50	40	175	1	Triple
3	310	50	40	175	1	Triple
0	0	0	0	0	0	
1	270	65	0	0	0	
2	200	85	280	0	0	
2	195	85	285	0	0	
3	255	60	345	105	-1	
3	255	60	345	105	-1	
0	0	0	0	0	0	
1	310	55	40	0	0	
2	195	80	105	0	0	
2	205	80	295	0	0	
3	135	55	45	145	1	
3	135	55	45	0	0	
0	0	0	0	0	0	
3	95	45	5	125	1	Conjugadas
3	25	65	295	30	1	
1	285	25	195	0	0	
2	180	90	90	0	0	
1	280	65	10	0	0	
2	200	80	290	0	0	
1	260	90	170	0	0	
2	178	75	268	0	0	

ZONA DE TRABAJO: PRESA DE ALCORLO

SECTOR: NORTE

ESTACION: N.º 3 MANANTIAL MANADERO

TECTOGLIFOS OBSERVADOS

Tipo	Dirección	Buzamiento	Dir. buz.	Pitch	Sen.	Observaciones
1	140	25	50	0	0	
2	205	83	115	0	0	
1	265	20	355	0	0	
2	205	80	115	0	0	
1	135	60	225	0	0	
2	220	80	310	0	0	
1	100	15	190	0	0	
2	120	42	30	0	0	
1	95	50	185	0	0	
2	170	90	260	0	0	
1	90	46	180	0	0	
2	170	90	260	0	0	

1	260	76	170	0	0
2	185	90	275	0	0
1	110	22	200	0	0
2	265	5	355	0	0
1	250	60	340	0	0
2	145	47	55	0	0
3	205	85	295	2	-1
0	0	0	0	0	0
3	170	75	260	25	-1
0	0	0	0	0	0
3	240	75	330	12	-1
0	0	0	0	0	0
3	20	70	290	12	1
0	0	0	0	0	0
3	165	80	255	25	1
0	0	0	0	0	0
3	150	70	240	5	-1
0	0	0	0	0	0
3	200	45	110	4	-1
0	0	0	0	0	0

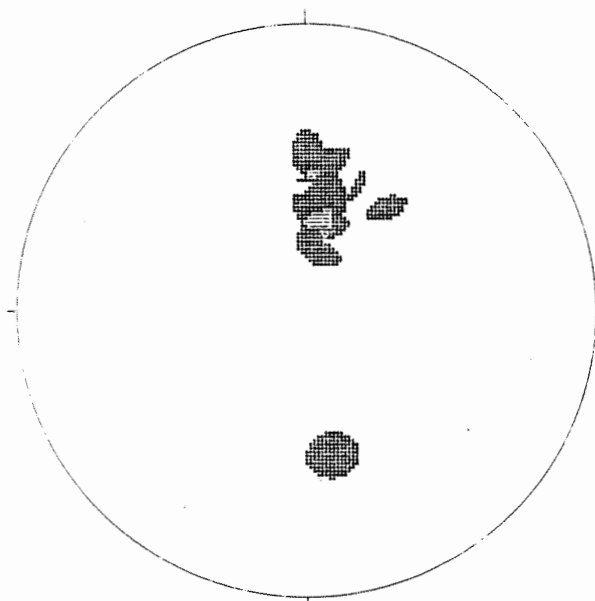


Figura 3.7.4-B
Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
10.0 20.0 30.0 40.0 50.0 60.0 70.0 80.0 90.0 100.0
Número de polos = 19
ALCORLO GLOBAL SG2

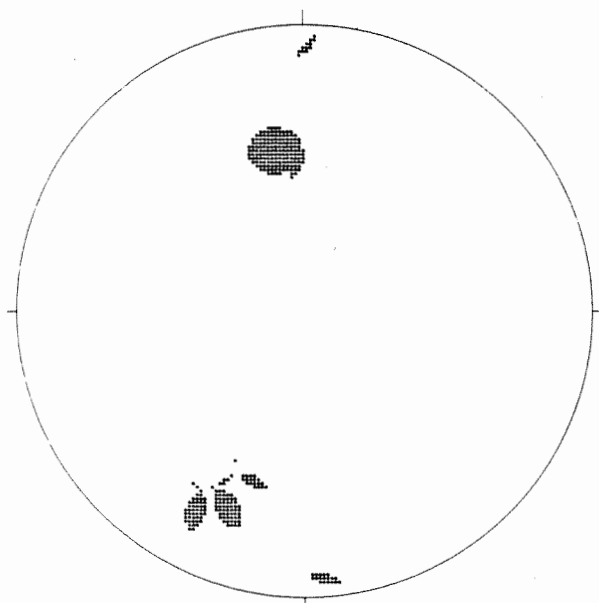


Figura 3.7.4-A
Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
10.0 20.0 30.0 40.0 50.0 60.0 70.0 80.0 90.0 100.0
Número de polos = 19
ALCORLO GLOBAL SG1

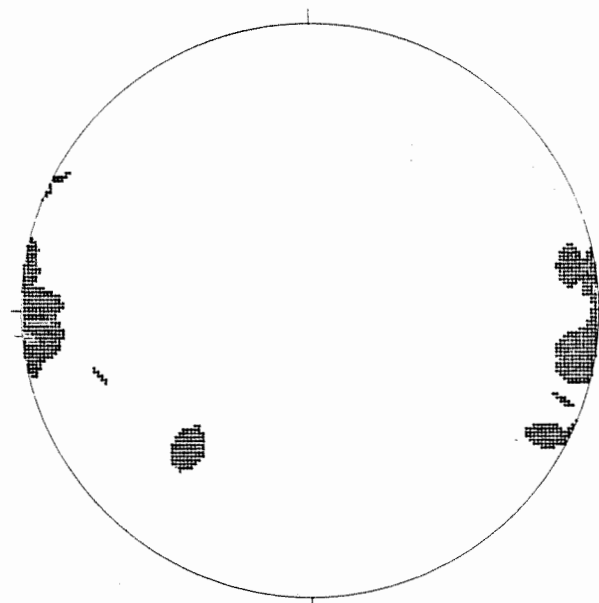


Figura 3.7.4-C
Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
10.0 20.0 30.0 40.0 50.0 60.0 70.0 80.0 90.0 100.0
Número de polos = 19
ALCORLO GLOBAL SG3

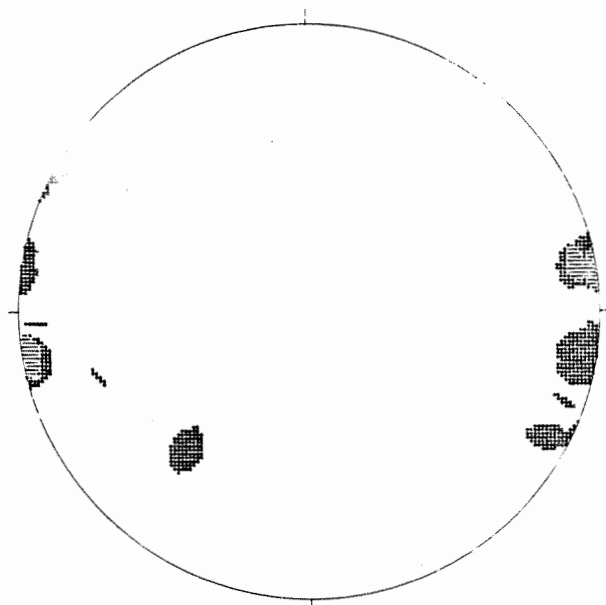


Figura 3.7.4-D

Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
10.0 20.0 30.0 40.0 50.0 60.0 70.0 80.0 90.0 100.0
Número de polos = 19

ALCORLO GLOBAL PLANOS DE DRENAJE

3.7.4.—Análisis de datos, representación y resultados

La aplicación del Método a las conjunciones relacionadas, una vez filtradas automáticamente las no válidas, da los resultados que vienen expresados en las figuras 3.7.4.—A, para σ_1 , 3.7.4.—B, para σ_2 y 3.7.4.—C para σ_3 .

De ellas se deduce la existencia de dos elipsoides:

- σ_1 : 30° según 362°.
- σ_2 : 37° según 169°.
- σ_3 : 2° según 265°.

y

- σ_1 : 20° según 203°.
- σ_2 : 55° según 10°.
- σ_3 : 4° según 100°.

de carácter transcurrente, cuya secuencia temporal desconocemos por falta de información.

De ellos se derivan, según se indica en la figura 3.7.4.—D, las siguientes familias de planos de drenaje:

—Una familia principal con 52 % de probabilidad según la siguiente orientación:

N10°W a N25°E - S10°E a S25°W.

—Una familia asociada con 13 % de probabilidad representada por la dirección NW - SE.

3.7.5.—Descripción del karst de la región

Subdividido en dos zonas, correspondientes a diferentes acuíferos, la zona septentrional afecta al Manantial del Manadero, cuyo drenaje alimenta al río Bornova y es el

responsable del mantenimiento de los caudales de base del mismo.

La zona meridional, que es la que nos interesa, puesto que se halla emplazada a ambos lados de la cerrada de la presa, está representada por una red de conductos, ya fósiles, disecada por la excavación del congreso del Bornova en este punto.

Las cavernas, residuos del referido enrejado kárstico, son las siguientes:

En el estribo izquierdo:

- Cueva de los Pescadores.
- Cueva del Puente.
- Cueva de la Diacasa.
- Abrigo del Panal,

todas ellas emplazadas aguas abajo de la cerrada y de pequeñas dimensiones.

En el estribo derecho:

- Cueva de la Carretera.
 - Cueva del Estribo Derecho o de las Figuras,
- ambas dentro del vaso del embalse y:
- Cueva de los Murciélagos.
 - Cueva del Caldero.
 - Cueva de las Pitas,

las tres aguas abajo de la cerrada.

Su importancia, ya que su conjunto representa 1 Km. de recorrido se reparte de la siguiente manera:

Estribo Derecho, Vaso	30 %
Estribo Derecho, Aguas Abajo	60 %
Estribo Izquierdo, Vaso	0 %
Estribo Izquierdo, Abajo	10 %

indicando una probable interconexión en el estribo derecho, capaz de producir fugas del embalse tras su llenado.

Las surgencias en el cañón, existentes antes de la construcción de la presa, eran de muy poca importancia. No obstante, algunos sondeos de reconocimiento, demostraron la existencia de artesianismo, favorecida por la vergencia monoclinial de las capas, indicativa de un confinamiento del acuífero kárstico hacia el S, es decir, a cobijo del terciario.

3.7.6.—Contraste del Método con el karst. Interpretación

El Servicio Geológico de Obras Públicas del M.O.P.U., ha estado realizando amplias campañas de operaciones de impermeabilización, a base de inyecciones de lechada de cemento para prevenir las fugas posibles a través del karst.

Dichas campañas, especialmente intensas en el estribo derecho, han durado varios años, y en la fecha en que estamos redactando estas líneas, todavía no se ha procedido al llenado del embalse.

Esto quiere decir que la predicción dada por el método, todavía no ha podido ser comprobada de manera directa. Como, además, tampoco disponemos de los detalles de las campañas de inyección, nos hemos visto precisados a recurrir a métodos indirectos, en tanto no se proceda al llenado del embalse y al margen del éxito que hayan podido alcanzar las operaciones de impermeabilización.

En base a los trabajos desarrollados en la tesis doctoral de K. KHORDK, sobre la hidrogeología de la cuenca del Bornova, dirigida por el autor, hemos realizado un estudio

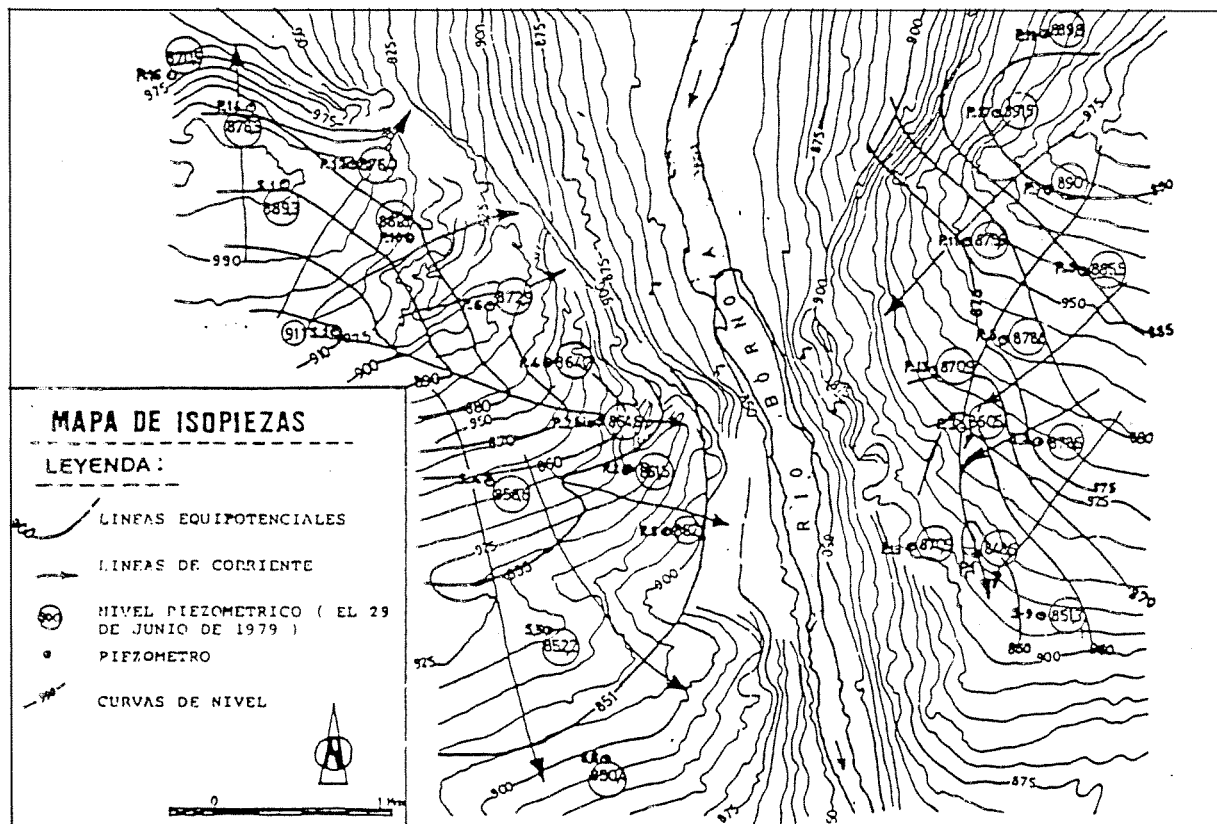


Figura 3.7.6. — A:

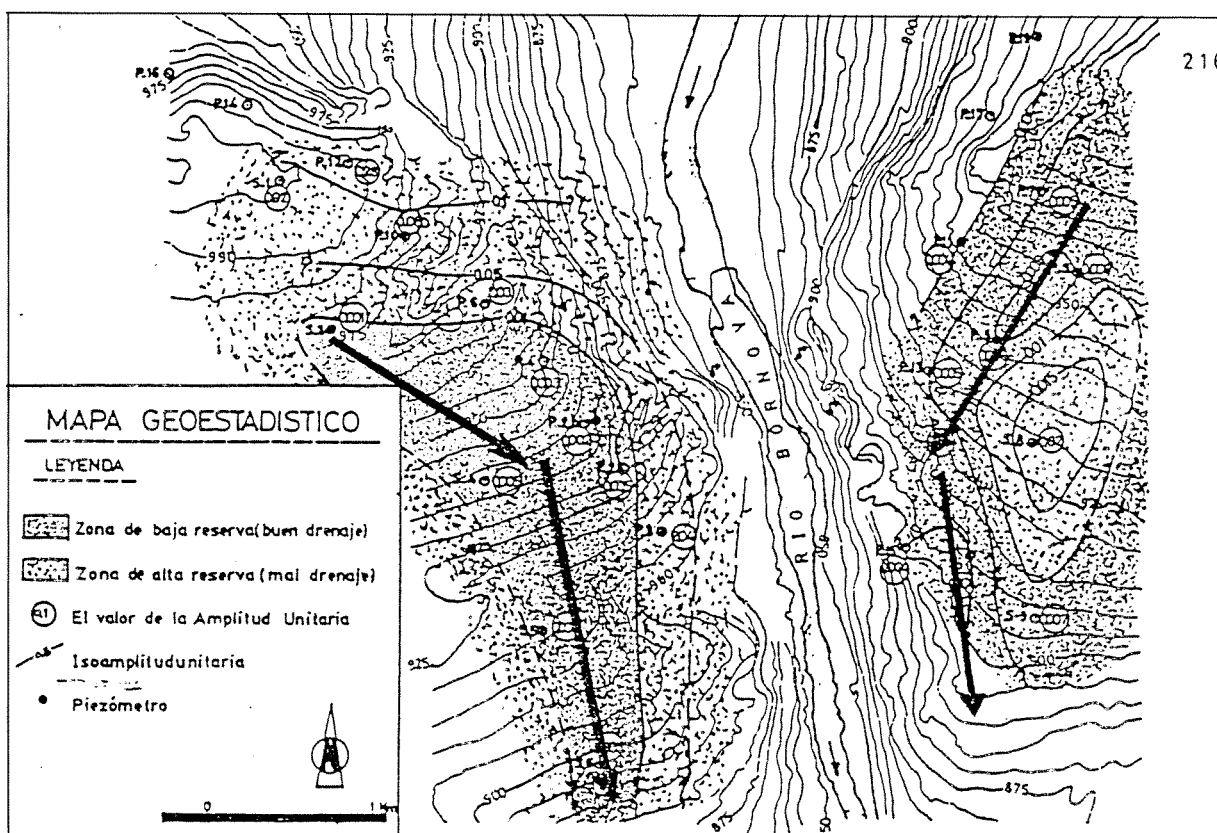


Figura 3.7.6. — B:

geoestadístico sobre la evolución de los piezómetros instalados en la cerrada para controlar el acuífero kárstico.

Dicha información ha sido procesada mediante KRIGING o KRIGEADO, en base a definir para cada piezómetro su **Variograma** y, dentro de éste, su **Amplitud Unitaria** y su **Alcance**, cuya informatización estamos poniendo a punto.

Los resultados vienen expresados en las figuras 3.7.6.—A y 3.7.6.—B, donde se comparan dos situaciones de diferente interpretación de la información aportada por los piezómetros.

Así, mientras en la figura 3.7.6.—A, se refleja una situación clásica de líneas de corriente supuestas de las alturas piezométricas observada sinópticamente en una fecha dada, por el contrario, la figura 3.7.6.—B, es el resultado de la aplicación del programa KRIG a las series completas de valores de todos los piezómetros, en base a la interpretación del fenómeno de la anisotropía. El resultado final es la localización de las áreas de alto drenaje, y del sentido de circulación del agua subterránea, indicado por las flechas.

El resultado es el siguiente:

—En el estribo izquierdo dos sentidos de drenaje:

S 25° W y S 5° E.

—En el estribo derecho, dos sentidos de drenaje:

S 5° E y SE, que contrastadas con el método que estamos desarrollando indican que:

—Las tres primeras coinciden con la dirección más probable predicha (N 10° W a N 25° E - S 10° E a S 25° W) con un peso estadístico del 52 %.

—La cuarta, coincide con la dirección asociada (NW-SE), cuyo peso estadístico es del 13 %.

La concordancia es pues evidente.

3.8.—El karst que afecta a la presa de Beninar y túneles de conducción de agua a Almería

3.8.1.—Planteamiento de la cuestión

En el Plan de Abastecimiento de Agua a Almería, figura la construcción de la presa de Beninar sobre el río Verde, cuya cerrada se sitúa a la entrada del cañón excavado en calizas, aguas abajo del pueblo de Beninar.

Del vaso formado por el embalse, el proyecto contempla la ejecución de una importante obra de conducción, con cerca de 20 Km. de túneles, cuyo cometido final, como ya hemos indicado, consiste en abastecer de agua potable a la ciudad de Almería.

El río Verde, denominado así en el tramo de cañón en cuya porción septentrional se emplazará la presa, cambia de nombre según los tramos. Así, aguas arriba de Beninar, se denomina río Darrical. Aguas abajo del cañón de la cerrada, a partir de una importante zona de surgencias constituida por las fuentes de Marbella, el Bañillo y los aguaderos, se denomina río Grande, para en su tramo final, al desembocar en el Mediterráneo, responder al apelativo de rambla de Adra.

Al comenzar a cimentar la presa y proceder en consecuencia a limpiar el subálveo o acarreo del río, aparecieron hacia el vaso, numerosas dolinas-sumidero o ponores, denunciando la existencia de un acuífero kárstico.

Al tener que intervenir en la ejecución de los túneles, tuvimos ocasión de aprovechar la circunstancia para proceder a contrastar el método en este ejemplo, cuyas connotaciones socio-económicas parecen ser importantes a priori.

3.8.2.—Situación geológica

La zona en estudio, se enclava de lleno en las llamadas **Zonas Internas** de la Cordillera Bética y, más concretamente, dentro del **Complejo Alpujárride**.

Dicho Complejo Alpujárride, se caracteriza por una serie de mantos de corrimiento, de diferente denominación según la localidad donde han sido inicialmente descritos, donde los solapes, desarrollados a bajo ángulo denuncian no solamente un carácter alóctono de los depósitos, sino unos acortamientos notables del orden de decenas de kilómetros, que afectan a grandes extensiones, como consecuencia de esfuerzos de gran magnitud propios de borde de placa tectónica.

El área que nos ocupa, correspondiente a la margen izquierda del río Grande de Adra y a las estribaciones SW de la Sierra de Gador, ha sido objeto de estudio muy completo en la tesis de Orozco, de cuya cartografía nos hemos servido para representar la figura 3.8.2.

El Complejo Alpujárride está aquí representado por tres mantos de corrimiento que, de abajo-arriba, son los siguientes:

—Manto de LUJAR.

—Manto de ALCÁZAR.

—Manto de MURTAS,

de manera que el anterior es cabalgado por el siguiente:

La litología a las series que aparecen en los mantos, son prácticamente comunes para todos ellos, siendo su secuencia de muro a techo la siguiente:

—Micasquitos y cuarcitas atribuidas al paleozoico que solamente aparecen en el manto de MURTAS.

—Filitas y cuarcitas atribuidas al **pérmico-werfeniense**, común a los tres mantos citados.

—Calzas y dolomías atribuidas al **trías medio-superior** en sus facies alpina, que también aparecen en todos los mantos.

El espesor de esta serie es muy variable localmente, siendo máximo el correspondiente a las calizas y dolomías del manto de LUJAR que puede alcanzar los 1.000 m. de potencia, lo que resulta de indudable importancia a la hora de interpretar el karst como más adelante veremos.

3.8.3.—Trabajos de campo

Para aplicar el Método, se ha procedido en campo a inventariar las conjunciones de tectoglifos, necesarias para definir los elipsoides de los que extraigamos en definitiva los planos de drenaje. En este caso, el trabajo se ha distribuido en tres estaciones, cuya denominación es la siguiente:

—Estación n.º 1: Desglosado III. Ventana II, manto de LUJAR.

—Estación n.º 2: Desglosado III. Ventana IV, manto de LUJAR.

—Estación n.º 3: Desglosado III. Carretera, manto de MURTAS, y su relación viene detallada a continuación:



CORTE GEOLOGICO A-A'



MAPA GEOLOGICO-TUNELES DE BENINAR Desglosado III

LEYENDA

MATERIALES POSTOROGENICOS

 Plio-cuaternario

 Mioceno

TERRENOS PREOROGENICOS

COMPLEJO ALPUJARRIDE

Manto de Murtas

 Caliza y dolomias, triás medio-superior

 Filitas y cuarcitas Atr. permo-werfenense

 Micasquitos y cuarcitas Atr. paleozoico (y precámbrico?)

MANTO DE ALCAZAR

 Calizas y dolomias triás medio-superior

 Filitas y cuarcitas Atr. permo-werfenense

MANTO DE LUJAR

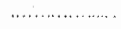
 Calizas y dolomias, triás medio-superior

 Filitas y cuarcitas Atr. permo-werfenense

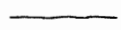
 x1  T₂₋₃ M. Lújar
T₁

 x2  T₂₋₃ M. Alcázar
T₁

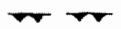
 x3  T₂₋₃ M. Murtas
T₁
PAL.

 Contacto normal (intercalaciones de naturaleza estratigráfica)

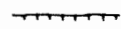
 Contacto discordante

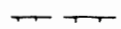
 Contacto entre formaciones pertenecientes a un mismo
manto de corrimiento

 Contacto de manto de corrimiento

 Contacto de manto de corrimiento posición dudosa

 Fracturas observadas en foto aérea

 Falla normal

 Falla normal posición dudosa

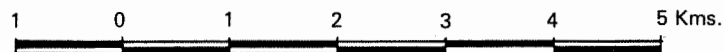
 Falla inversa

 Falla inversa posición dudosa

 A30 Dirección y buzamiento

 Capas horizontales

 Dirección y buzamiento observados en foto aérea



ZONA DE TRABAJO: BENINAR

SECTOR: DESGLOSADO III
ESTACION: N.º 1. VENTANA II

TECTOGLIFOS OBSERVADOS

Tipo	Dirección	Buzamiento	Dir. buz.	Pitch	Sen.	Observaciones
3	120	82	210	148	-1	
0	0	0	0	0	0	
3	115	90	205	160	1	
0	0	0	0	0	0	
3	180	70	90	40	1	
0	0	0	0	0	0	
3	150	35	60	20	1	
0	0	0		0	0	
3	345	86	255	74	1	
0	0	0	0	0	0	
3	135	76	45	165	1	
0	0	0	0	0	0	
3	135	76	45	27	-1	
0	0	0	0	0	0	
3	100	73	190	30	1	
0	0	0	0	0	0	
3	125	55	215	137	1	
0	0	0	0	0	0	
3	145	57	235	125	1	
0	0	0	0	0	0	
3	155	70	65	170	-1	
0	0	0	0	0	0	
3	43	78	133	170	1	
0	0	0	0	0	0	
3	150	35	60	20	-1	
0	0	0	0	0	0	
3	215	2	125	90	1	
0	0	0	0	0	0	

ZONA DE TRABAJO: BENINAR

SECTOR: DESGLOSADO III
ESTACION: N.º 2. VENTANA IV

TECTOGLIFOS OBSERVADOS

Tipo	Dirección	Buzamiento	Dir. buz.	Pitch	Sen.	Observaciones
3	55	68	145	34	1	
0	0	0	0	0	0	
3	120	55	210	90	-1	
0	0	0	0	0	0	

Tipo Dirección Buzamiento Dir. buz. Pitch Sen. Observaciones

3	65	70	155	24	-1	
0	0	0	0	0	0	
3	100	63	190	92	-1	Arrastre (1)
0	0	0	0	0	0	
3	85	30	175	166	1	Arrastre (2)
0	0	0	0	0	0	
3	215	90	305	166	1	
0	0	0	0	0	0	
3	160	66	250	4	1	
0	0	0	0	0	0	
3	25	80	295	160	-1	
0	0	0	0	0	0	
3	56	60	326	15	1	
0	0	0	0	0	0	
3	70	35	340	20	1	
0	0	0	0	0	0	
3	160	85	70	134	-1	
0	0	0	0	0	0	
3	175	78	85	118	1	
0	0	0	0	0	0	
3	120	85	210	8	1	
0	0	0	0	0	0	
1	35	35	125	0	0	
2	35	58	303	0	0	

ZONA DE TRABAJO: BENINAR

SECTOR: DESGLOSADO III
ESTACION: N.º 3. CARRETERA

TECTOGLIFOS OBSERVADOS

Tipo	Dirección	Buzamiento	Dir. buz.	Pitch	Sen.	Observaciones
3	122	36	212	150	-1	Cantera
0	0	0	0	0	0	
3	162	32	72	142	-1	Cantera
0	0	0	0	0	0	
3	5	66	336	98	1	Cantera
0	0	0	0	0	0	
3	170	76	80	44	-1	Cantera
0	0	0	0	0	0	
3	63	70	333	100	-1	
0	0	0	0	0	0	
3	74	64	164	88	1	
0	0	0	0	0	0	

3.8.4.—Análisis de datos. Representación y resultados

De la aplicación del método sobre la información reseñada en el apartado anterior, cuya presentación viene condensada en las figuras 3.8.4.—A para σ_1 , 3.8.4.—B para σ_2 y 3.8.4.—C para σ_3 , se deducen cuatro elipsoides que han actuado en la zona:

El 1.º de ellos:

σ_1 : 50º según 302º.

σ_2 : 30º según 162º.

σ_3 : 14º según 58º.

de carácter **gravitacional** con componente de desgarre.

El 2.º:

σ_1 : 36º según 154º.

σ_2 : 35º según 35º.

σ_3 : 40º según 276º.

de carácter mayoritariamente **compresivo**, pero con componentes tanto gravitacionales como de desgarre.

El 3.º:

σ_1 : 32º según 268º.

σ_2 : 70º según 100º.

σ_3 : 40º según 276º.

de carácter **transcurrente o de desgarre** aunque no puro.

El 4.º:

σ_1 : 30º según 75º.

σ_2 : 60º según 210º.

σ_3 : 20º según 340º.

muy similar al anterior en su carácter.

De ellos se deduce la existencia de cuatro familias de planos de drenaje que, en realidad, constituyen un único haz como veremos.

Dichas familias son (ver figura 3.8.4.—D):

N 4º E - S 4º W.

N 14º W - S 14º E.

N 32º W - S 32º E.

N 50º W - S 50º E,

todas ellas de similar probabilidad, viniendo su resultante común dada por:

N 25º W - S 25º E,

que es el valor medio del haz correspondiente entre las direcciones N 4º E a N 50º W, cuya probabilidad es del 78 %, y cuya representación se completa en la figura 3.8.4.—E.

3.8.5.—Descripción del karst de la región

Dada la elevada fisuración de las calizas, como consecuencia de su gran fracturación, como respuesta rígida ante los grandes esfuerzos sufridos, la habitual red kárstica, con conductos importantes pero singulares, no ha llegado a establecerse. En consecuencia, no existen cavernas importantes, sino muchas pero pequeñas, generalmente impenetrables, algunas de las cuales, situadas en la parte alta de las calizas del manto de LUJAR, emanan en verano aire muy caliente, indicando vestigios de termalismo, que habrá que considerar al estudiar las mineralizaciones de fluorita que aquí aparecen y su probable paragénesis asociada a un karst termal.

La cerrada de la presa de Beninar se emplaza junto al cabalgamiento representado aquí por las filitas del manto de ALCAZAR sobre las calizas del manto de LUJAR.

En este punto, los ponores existentes, ya desde el vaso,

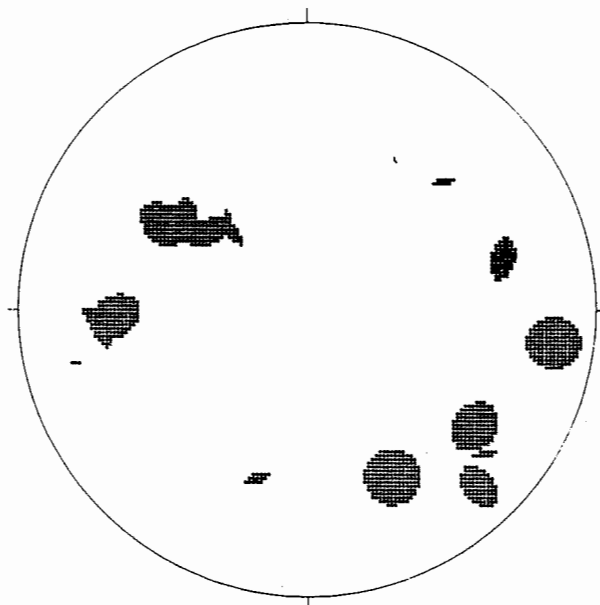


Figura 3.8.4-A

Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área

5.0 10.0 15.0 20.0 25.0 30.0 35.0 40.0 45.0
50.0 55.0 60.0 65.0 70.0 75.0 80.0

Número de polos = 34

BENINAR III-GLOBAL-S1

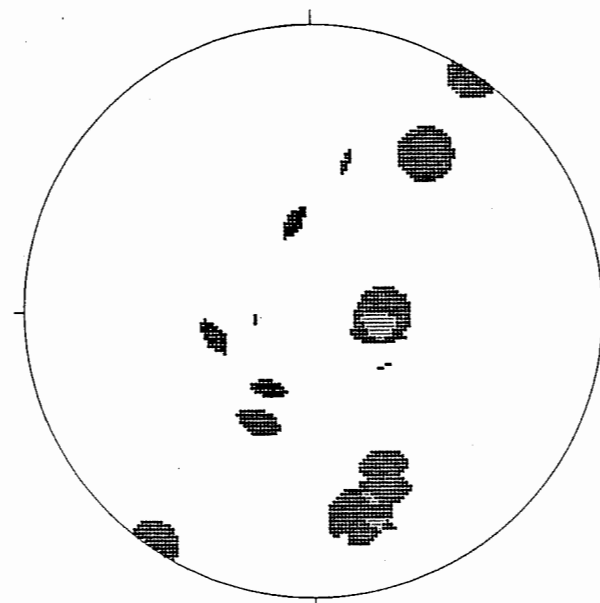


Figura 3.8.4-B

Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área

5.0 10.0 15.0 20.0 25.0 30.0 35.0 40.0 45.0
50.0 55.0 60.0 65.0 70.0 75.0 80.0

Número de polos = 34

BENINAR III-GLOBAL-S2

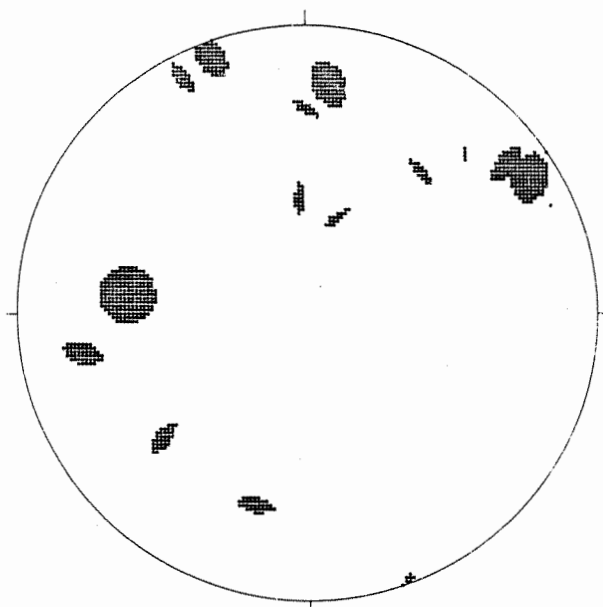


Figura 3.8.4-C

Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área

5.0 10.0 15.0 20.0 25.0 30.0 35.0 40.0 45.0
50.0 55.0 60.0 65.0 70.0 75.0 80.0

Número de polos = 34

BENINAR III-GLOBAL-S3

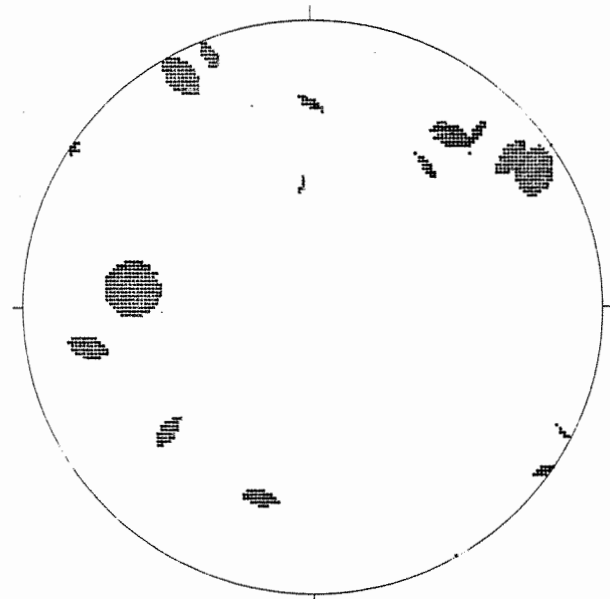


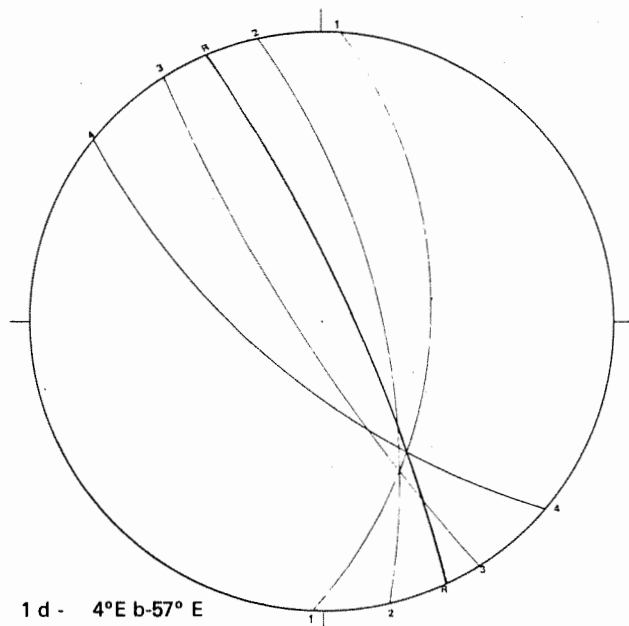
Figura 3.8.4-D

Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área

5.0 10.0 15.0 20.0 25.0 30.0 35.0 40.0 45.0
50.0 55.0 60.0 65.0 70.0 75.0 80.0

Número de polos = 34

BENINAR III PLANOS DE DRENAJE



1 d - 4°E b-57° E

2 d - 346°E b-66° E

3 d - 328°E b-80° W

4 d - 310°E b-66° W

FIGURA - 3.8.4.-E

RESULTANTE

R-d-336° E b-76° E

**PLANOS DE DRENAJE
(BENINAR)**

suponen la **alimentación** alóctona del acuífero emplazado en dichas calizas que, como sabemos, presentan gran espesor.

La red de piezómetros de la cerrada, indica que el nivel del agua en el acuífero se emplaza a unos 90 m. por debajo del cauce del río Verde y su carácter, bastante plano, indica altas transmisividades, propias de calizas muy fracturadas. Este tipo de acuíferos presenta cierto carácter intermedio entre la clásica red tridimensional de conductos amplios pero discretos propia del karst y el también clásico en medios detríticos que funciona por porosidad intergranular.

Si lo interpretamos desde el concepto de acuífero kárstico, habremos de pensar que la mayoría de las fisuras estarán interconectadas, y si lo hacemos desde el concepto de medios porosos tendremos que asumir que su transmisividad será mucho mayor aquí.

La zona de descarga donde se encuentran las surgencias, se emplaza a favor del cabalgamiento de las filitas del manto de ALCAZAR sobre las calizas del de LUJAR, en el punto topográficamente más bajo, es decir, en el cauce del río Verde - río Grande, donde se ubican las fuentes de Marbella y algunas otras de las que parte se halla oculta bajo el subálveo al que alimentan.

El dispositivo tectónico que fija el referido mecanismo, es una ventana tectónica compuesta por material karstificable, las calizas de LUJAR, rodeada por filitas de ALCAZAR, que son impermeables, estando todo ello cortado por el río Verde y/o Grande que la drena.

Según el dispositivo descrito, el acuífero kárstico, favorecido por la gran potencia de las calizas del manto de LUJAR, se confina hacia el Sur, donde cualquier ventana tectónica o simple afloramiento de las calizas de LUJAR a cota más baja, daría surgencias del acuífero citado. Como hacia el sur se encuentra enseguida la costa, la posibilidad de existencia de surgencias submarinas de agua dulce, es evidente, con la consiguiente pérdida de reservas de agua potable.

3.8.6.—Contraste del Método con el karst. Resultados e interpretación

Las coloraciones con fluoresceína realizadas antes de la construcción de la presa, han demostrado la interconexión entre el acuífero bajo la cerrada y la surgencia del Bañillo y las del subválveo. A su vez, las labores de excavación en la cimentación de la presa y los primeros llenados del vaso, donde se manifestaron las pérdidas en las dolinas sumidero, han enturbiado las surgencias en la zona de las fuentes de Marbella. Estos hechos en su conjunto, demuestran la interconexión entre ponores-izvoros o, si se prefiere, sumideros-surgencias señaladas.

El sentido de circulación ponor-izvor, es el siguiente:

N 20° W - S 20° E,
o si se prefiere N 160° E, dirección ésta que no sólo se halla dentro del abanico previsto, sino que prácticamente coincide con la media del haz.

En otras palabras, la predicción y la realidad son perfectamente concordantes también en este ejemplo.

Con relación a la sospecha de surgencias submarinas de agua dulce, no disponemos de datos concretos. Sin embargo, preguntando por los resultados de la campaña oceanográfica realizada por el Dr. BALLESTER, del CSIC para ENADIMSA en estas zonas, se nos ha confirmado oralmente la existencia de surgencias submarinas cuya información detallada se halla en estos momentos en fase de elaboración.

3.9.—El karst del valle del río Miera (Cantabria)

3.9.1.—Planteamiento de la cuestión

El valle del río Miera, se sitúa al E de la región cántabra, entre los macizos de Enguina y Porracolina, y más concretamente en el flanco W de este último.

Se iniciaron sus exploraciones en 1973 por la S.E.S.S. de Santander y más adelante por la S.E.I.I. de Madrid, por considerar a priori que podrían encontrarse en él grandes sistemas kársticos, como los relacionados con el valle del río Asón, a tenor de que la evolución del río Miera ha sido totalmente paralela a la de aquél. Sin embargo, las diferencias tectónicas y litológicas, han condicionado la implantación de un karst de múltiples y pequeñas redes, mal jerarquizado.

A pesar de ello, hemos decidido estudiar este ejemplo aplicando el Método, pues la inveterada costumbre que desarrollan las comunidades rurales que se asientan en regiones kársticas, de deshacerse de los desechos y animales muertos, arrojándolos a las simas, contaminando así los acuíferos que luego utilizan para su consumo, es aquí sumamente patente.

Concretamente, la surgencia de Mirones, que alimenta

dicha población, drena un acuífero kárstico contaminado. En la localidad de Cantolla, situada unos 2 Km. al W de Mirones y a cota unos 100 m. por encima, no sólomente se realizan las prácticas que señalamos, sino que los pozos negros y desagües de saneamiento también vierten a los conductos kársticos.

Siendo la autodepuración muy baja en los trayectos subterráneos del agua y la distancia bastante corta, nos interesa saber qué dictamina el Método con relación a las direcciones principales o más probables de drenaje, que en este caso equivaldría a la de la propagación de la polución.

3.9.2.—Situación geológica

El río Miera tiene un recorrido netamente S-N. Desciende desde el collado de la Lunada, donde es patente la morfología de un antiguo circo glaciar, atravesando en su curso alto las areniscas del Beduliense superior (cretácico inferior-Aptiense).

A la altura de Garmasblancas se encaja en las calizas del Complejo Urganiano, excavando un profundo cañón a partir de San Roque, donde atraviesa el eje del anticlinorio San Roque - Ramales, en su cierre periclinal W.

Continúa su recorrido fuertemente encajado y controlado por fracturas, lo que se evidencia en algunos cambios bruscos de dirección y escalonamientos del cauce. A la altura de la falla de Esles comienza a discurrir por las areniscas del Weald hasta el puente Nuevo, donde se encaja de nuevo en las calizas del Complejo Urganiano, para girar bruscamente después de pasar El Pielago y abrirse el valle definitivamente en el Weald recuperando su trazado en dirección norte antes de desembocar en el Cantábrico.

Todo el recorrido por el Complejo Urganiano está surcado por una gran profusión de fallas en sentido NE-SW y E-W, asociadas a la falla de Esles, gran accidente tectónico con funcionamiento gravitacional en esta región, y de gran importancia, como veremos más adelante, por delimitar claramente un sector kárstico dentro de la zona.

La margen derecha, vertiente W del macizo de Porracolina, está constituida en las cotas más bajas por calizas del Complejo Urganiano sobre las que se dispone el complejo calcodetrítico; toda ella presenta una tectónica suave con una estructura anticlinal muy tendida, pero con más clara tendencia de buzamiento al E, la estructura se ve cortada únicamente por la prolongación de la falla de Esles hacia el E que pone en contacto el complejo calcodetrítico con el Urganiano en la canal de Laya.

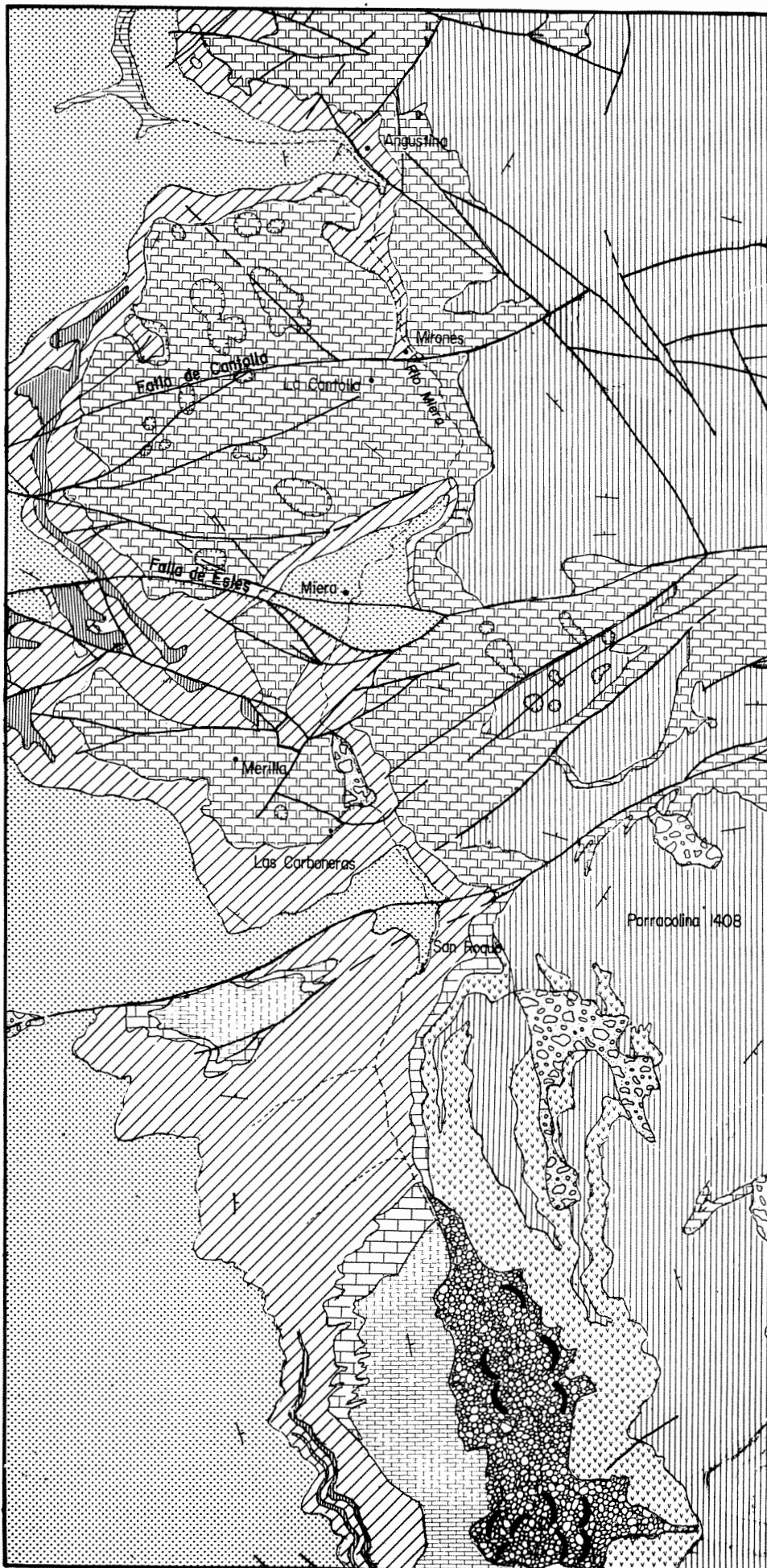
La margen izquierda, vertiente E del macizo de Enguina, es litológicamente más monótona, constituida por el Complejo Urganiano, pero tectónicamente es mucho más compleja, con una fuerte fracturación que se traduce en una apretada red de fallas NE-SW y E-W, cuyo accidente principal es la de Esles, como ya hemos dicho, y cuyo funcionamiento está a su vez condicionado por el diapirismo de la región, patentizado en las proximidades de esta localidad por el gran afloramiento triásico de Tolero, al NW de Villacarriedo.

En la figura 3.9.2. la cartografía geológica muestra la posición de los afloramientos citados y su relación con la tectónica regional.

MAPA GEOLOGICO DEL VALLE DEL RIO MIERA

CUAT.	CRETACICO	HALOCENO	
		PLEISTOCENO	
CRETACICO	APTIENSE	ALBIENSE	
		SUPERIOR	
		BEDOULNIENSE	
		BARREMIENSE	
		HAUTERVIENSE VALANGINIENSE	

- Aluviones
- Caluviones
- Morrenas reelaboradas
- Alternancia de calizas arrecifales y bancos de areniscas arcillas y margas
- Calizas con Toucasia y Orbitolinas
- Calizas arcillosas, arenosas y areniscas
- Areniscas
- Calizas con Rudistas y calcarenitas
- Areniscas y arcillas limolíticas. Faices weald
- Calizas, calizas arenosas, arcillas y areniscas con Orbitolinas
- Tramo de calizas con Rudistas y Orbitolinas
- Falla
- Falla con sentido del hundimiento
- Falla supuesta
- Contacto geológico
- Dirección y Buzamiento
- Dolina / Uvala
- Morrena Glaciar



1000m 0 1 2 3 4 5km Segun IGME

FIGURA-3.9.2.

3.9.3.—Trabajos de campo

La relación de conjunciones de tectoglifos que se acompañan ha sido tomada en el macizo de Enguinza, en el recorrido a lo largo de la depresión del Valle, que figura como una estación única de muestreo.

ZONA DE TRABAJO: RIO MIERA

SECTOR: ENGUINZA

ESTACION: VALLE

TECTOGLIFOS OBSERVADOS

Tipo	Dirección	Buzamiento	Dir. buz.	Pitch	Sen.	Observaciones
1	180	70	270	0	0	
2	69	80	339	0	0	
1	140	20	50	0	0	
2	70	50	340	0	0	
1	150	40	60	0	0	
2	90	75	180	0	0	
1	110	50	20	0	0	
2	70	90	160	0	0	
1	160	60	70	0	0	
2	70	80	160	0	0	
1	150	35	60	0	0	
2	85	80	355	0	0	
1	150	45	60	0	0	
2	25	80	295	0	0	
1	110	15	20	0	0	
2	20	75	290	0	0	
1	95	35	5	0	0	
2	120	85	30	0	0	
1	20	5	290	0	0	
2	70	65	340	0	0	
1	100	10	10	0	0	
2	85	80	355	0	0	
1	100	10	10	0	0	
2	65	80	355	0	0	
1	90	60	185	0	0	
2	74	60	165	0	0	
1	125	10	35	0	0	
2	95	85	185	0	0	
1	125	10	35	0	0	
2	30	70	300	0	0	
1	85	35	355	0	0	
2	95	75	185	0	0	

Tipo	Dirección	Buzamiento	Dir. buz.	Pitch	Sen.	Observaciones
1	165	35	75	0	0	
2	170	75	10	0	0	
1	155	25	65	0	0	
2	50	90	140	0	0	
1	100	35	10	0	0	
2	135	75	45	0	0	
1	130	30	40	0	0	
2	55	70	145	0	0	
1	20	25	110	0	0	
2	65	75	335	0	0	
1	145	25	55	0	0	
2	60	60	330	0	0	
1	135	30	45	0	0	
2	60	90	330	0	0	
1	100	10	10	0	0	
2	90	55	0	0	0	
1	125	20	35	0	0	
2	60	80	330	0	0	
1	125	5	215	0	0	
2	80	85	350	0	0	
1	135	25	45	0	0	
2	85	90	175	0	0	
1	60	5	330	0	0	
2	85	90	175	0	0	
1	15	25	105	0	0	
2	130	65	40	0	0	
1	135	25	45	0	0	
2	50	75	140	0	0	
1	145	20	235	0	0	
2	75	75	345	0	0	
1	145	20	235	0	0	
2	160	85	250	0	0	

3.9.4.—Análisis de datos. Representación e interpretación

De la aplicación de los programas informáticos a las conjunciones de tectoglifos, se deducen tres elipsoides bien definidos, según se desprende de las figuras 3.9.4.—A para σ_1 , 3.9.4.—B para σ_2 y 3.9.4.—C para σ_3 . Dichos elipsoides son:

- 1.º: σ_1 : 60º según 260º
 σ_2 : 8º según 21º
 σ_3 : 0º según 104º
- 2.º: σ_1 : 48º según 204º
 σ_2 : 12º según 60º
 σ_3 : 4º según 338º
- 3.º: σ_1 : 90º
 σ_2 : 40º según 276º
 σ_3 : 2º según 356º

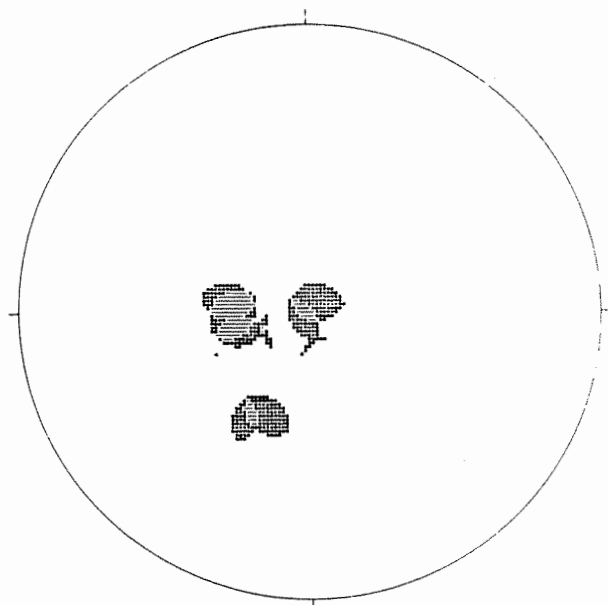


Figura 3.9.4-A
Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
10.0 20.0 30.0 40.0 50.0 60.0 70.0 80.0 90.0 100.0
Número de polos = 14
EL VALLE, MIERA, SEII, SG1

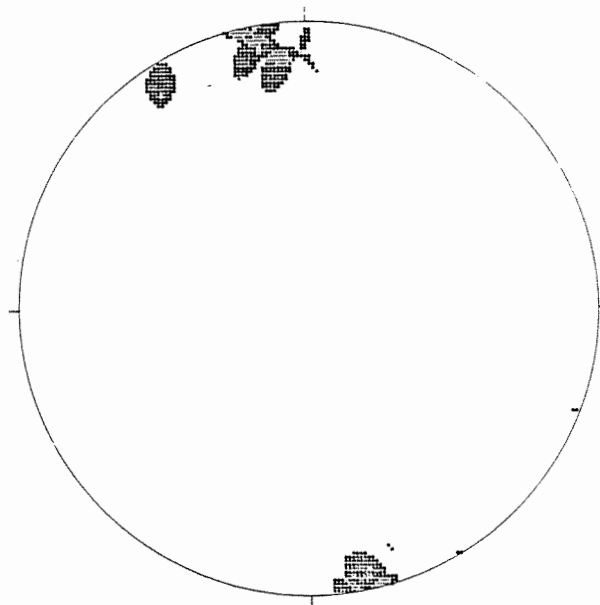


Figura 3.9.4-C
Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
10.0 20.0 30.0 40.0 50.0 60.0 70.0 80.0 90.0 100.0
Número de polos = 14
EL VALLE, MIERA, SEII, SG3

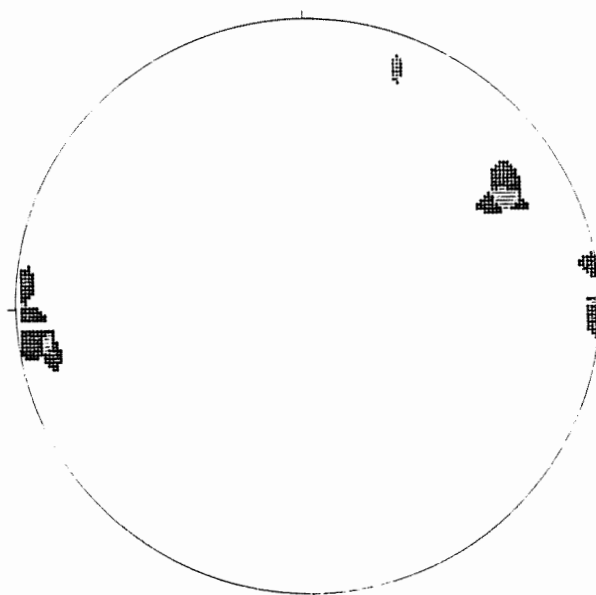


Figura 3.9.4-B
Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
10.0 20.0 30.0 40.0 50.0 60.0 70.0 80.0 90.0 100.0
Número de polos = 14
EL VALLE, MIERA, SEII, SG2

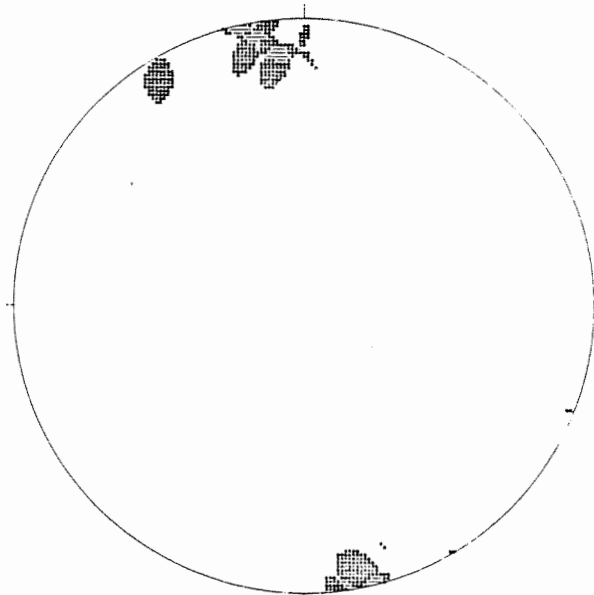


Figura 3.9.4-D
Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
10.0 20.0 30.0 40.0 50.0 60.0 70.0 80.0 90.0 100.0
Número de polos = 14
EL VALLE, MIERA, SEII, PLANOS DE DRENAJE

a los que corresponden dos familias de planos de drenaje cuya relación es la siguiente (figura 3.9.4.-D):

La principal es:

N 53° a 97° E - S 53° a 97° W, con el 78 % de probabilidad y cuya moda se sitúa en N 80° E.

La secundaria, dada por:

N 16° a 34° E - S 16° a 34° W, con el 9 % de probabilidad.

3.9.5.—Descripción del karst de la zona

Las zonas altas de los macizos presentan extensos campos de lapiaz con grandes y profundas depresiones de origen periglaciario. Los lenares se caracterizan por altas cuchillas y agujas que originan el paisaje característico del karst de la región. Por otra parte, aunque no son especialmente abundantes se ha constatado la presencia de relictos de antiguos conductos kársticos de notables dimensiones, como es el gran arco natural existente en la depresión de Juntarnosa, único testigo de una antigua red, ya desaparecida, que funcionó bajo unas condiciones bien distintas de las actuales.

En el complejo calcodetrítico, en el que alternan capas de calizas y areniscas o margas, se desarrollan lapiazes acanalados donde el agua ha profundizado a favor de la red de diaclasado, dando lugar a profundos canales que configuran todo un mosaico de roca en superficie. En general, en ese complejo se desarrollan cavidades horizontales a favor de las capas calcáreas, como la cueva de Los Chivos Muertos, en San Roque del río Miera.

Dentro de los macizos urgonianos puramente calcáreos en los que se encaja el Miera, a partir del cruce de la carretera de Merilla encontramos dos tipos de cavidades bien distintas según nos situemos en la margen derecha, vertiente W de Porracolina, o en la izquierda, macizo de Enguiza, que denota una evolución algo diferente de una u otra margen del río, así como sus notables diferencias geológicas.

En la margen derecha, vertiente de Porracolina, además del antiguo nivel de karstificación representado por la cueva de Recuistro, y los lapiazes de agujas de la canal de Laya con cavidades verticales como la sima de Pasadas, se desarrolla un nivel de karstificación mucho más bajo, a unos 100 m., término medio, sobre el nivel del río, representado por las cuevas de Sapo, Salitre, Puntida, El Oso o Sepia y Chivos Muertos, caracterizados por ser cavidades fósiles en la actualidad, con galerías de grandes dimensiones y corto recorrido, que constituyen un nivel de surgencias a idéntica cota indicando posiblemente una época de estabilización en la evolución de la red de drenaje.

En esta margen, si bien el karst activo está bien representado por innumerables surgencias a lo largo del cauce del río, es absolutamente impenetrable, por lo que podemos decir que se trata del nivel de karstificación actual con desarrollo a nivel subálveo, lo que viene evidenciado por los sumideros que se observan en época de estiaje y por las pérdidas habituales a lo largo del cauce.

Sin embargo, la margen izquierda, con una tectónica algo más compleja presenta diferente tipo de cavidades. Por una parte, también aparecen los vestigios del primitivo karst de la región, cuya única cavidad representativa es el sumidero de Castrejón, cuyas primeras galerías están incluso desmanteladas en la bóveda, teniendo actualmente un recorrido inicial de galerías de meandro subaéreas,

observándose claramente que en su día constituyó el sumidero de la depresión que le da nombre.

Por otra parte, en esta margen la intensa fracturación de que es objeto ha dado lugar a diferenciación de sectores individualizados con funcionamiento propio:

1.º Sector de Carcaval, propiamente dicho, que vierte sus caudales hipógeos a dicho río. Lo delimitan las fallas de Esles al N y de Veolamadera al S, con diferente funcionamiento en las márgenes derecha e izquierda.

De las cavidades de la margen derecha de mayor interés es Covallarco, excavada a favor de una fractura, de tal manera que se dispone en tres pisos superpuestos a favor del plano de la falla, completamente fósiles, mientras que el actual curso activo, que se sigue muy pocos metros, se pierde en sifones, prácticamente a nivel del cauce del río Carcaval.

Cobiján se trata de una cueva fósil con un nivel inferior permanentemente inundado que coincide con una zona de pérdidas importantes de caudal en el río Carcaval, está íntimamente relacionada con Covallarco como parte de un mismo sistema kárstico, lo que está confirmado por las coloraciones efectuadas por la S.E.S.S. de Santander en 1975.

Cascajosa, en la actualidad fósil, constituyó en su día la surgencia, o una de las surgencias, de las Carboneras.

En la margen izquierda, el karst es totalmente fósil, representado por toda una alineación de antiguas surgencias, Palenciana, Solana y otras cavidades de menor importancia.

La cueva de La Palenciana, constituida por una galería paralela al río, fue con toda seguridad, un antiguo curso subterráneo del propio río Carcaval.

La rama de captación de estas cavidades estaría en su día representada por la depresión de Solana y el área de Carcaval.

2.º Sector de Enguiza

Delimitado al N por la falla de Cantolla y al S por el Esles, presenta un funcionamiento kárstico condicionado por la red de fracturación que canaliza la circulación hipógea desde el área de captación constituida por las depresiones de Noja y Castrejón al río Miera. No hemos encontrado cavidades penetrables de importancia, excepto la cueva de Fuente Escalera, localizada sobre una fractura vertical y el Cubillo de Tere, situada muy próxima a la anterior que, presumiblemente, forma parte de una misma red, ya fósil, cuyos conductos activos actuales se encuentran ahora a nivel del río Miera, siendo totalmente inaccesibles.

3.º Sector de Mortesante

Situado entre el río Miera al N y la falla de Cantolla al S, tiene su área de captación en la Planilla, y canaliza sus aguas a favor de una red de fracturas paralelas a la falla de Cantolla.

Hay que destacar la presencia de toda una alineación de antiguas surgencias, aproximadamente a 100-200 m. sobre el nivel actual del Miera, que nos habla de las fases de encajamiento del mismo.

Existen también pequeñas surgencias a nivel del río, a favor de pequeñas fracturas paralelas a la Cantolla.

3.9.6.—Contraste del Método con el karst de la zona. Interpretación

La sección de Espeleología del Seminario Santander, realizó en 1975 una campaña de coloraciones en Covallarco, cavidad de la zona de Merilla.

Los resultados de la misma, se vieron en la surgencia bajo Cobijón, situada en el arroyo de Carcaval, a una distancia aproximadamente de 1 Km. en dirección N 80° E.

Hace unos años, la municipalidad de Mirones, envió al Hospital Valdecilla, de Santander, una muestra de agua procedente de la surgencia de Mirones. El análisis demostró un alto contenido en materia orgánica, residuos fecales, bacterias del tipo E. Coli, nitritos, urea y cloruros, denunciando una contaminación propia de vertidos fecales. La localidad de Cantolla realiza sus vertidos en la depresión cerrada cortada por la falla del mismo nombre, a 2,2 Km. aguas arriba de la surgencia, en dirección N 260°, lo que quiere decir que la progresión de la polución hacia la surgencia de Mirones, se realiza según una dirección N 80° E.

A su vez, la dirección principal de drenaje, predicha por el Método, presenta precisamente la moda de N 80° E con un 78 % de probabilidad.

La concordancia entre el método y la realidad es pues aquí plenamente coincidente.

3.10.—El karst del complejo de cavidades de «Ojo Guareña» (Burgos)

3.10.1.—Planteamiento de la cuestión

El complejo de cavidades de ojo Guareña, enclavado al N de la provincia de Burgos, y más concretamente en la Merindad de Sotocueva, entre las localidades de Villarcayo, Espinosa de los Monteros y Puente de Ebro, es el de mayor desarrollo de España con sus 89,1 Km. de galería topografiadas, en el momento de escribir estas líneas.

Alimentan dicho karst, dos ríos, el Guareña, que se sume por el ponor denominado Ojo de Guareña, frente a un valle en fondo de saco, al pie de la Ermita de San Bernabé, junto a la localidad de Cueva y el río Trema que cruzando en cañón los niveles karstificables, se sume en un rosario en ponores antes de alcanzar la localidad de Cornejo.

Las cavidades existentes en la zona son 18, con un recorrido acumulado superior a 100 Km., la mayoría de las cuales, al haber sido ya comprobada su conjunción mediante las oportunas exploraciones, constituyen el complejo propiamente dicho, cuyo desarrollo es el sexto del mundo.

La importancia del complejo, del que se dispone de una excelente topografía, realizada mayoritariamente por el Grupo Edelweis que opera en el seno de la Excma. Diputación de Burgos, es potencialmente importantísima.

En el aspecto arqueológico existen pinturas rupestres, numerosos grabados e innumerables restos de las más variadas épocas que aparecen en gran número de galerías, destacando el paraje denominado «Las Huellas de Adán», donde aparecen en la arcilla del piso centenares de improntas de pies desnudos de indudable antigüedad.

En el aspecto hidrogeológico, la red de conductos del complejo conecta directamente con el acuífero kárstico del

que forma parte, siendo bien conocidos también sus ponores y surgencias, invitando a investigar no solamente sus reservas y balance sino los mecanismos de drenaje locales.

Se trata, en definitiva, de un excelente enclave kárstico, pendiente de investigación en sus más importantes facetas, donde muchos de los problemas planteados en la génesis y evolución del karst podrán esclarecerse en el futuro. El contraste del método de predicción de las direcciones principales de drenaje en el karst, resulta aquí obligado.

3.10.2.—Situación geológica

La totalidad de los terrenos aflorantes en la región donde se emplaza el complejo pertenecen principalmente al cretácico superior, apareciendo solamente terrenos más antiguos en el ángulo NW de la zona, y más modernos en el SE, como se expresa en la cartografía de la figura 2.10.2.

La serie litológica de muro a techo es la siguiente:

—**Albiense medio - cenomanense:** Se trata de una potente unidad de unos 1.300 m. de espesor, denominada por algunos autores «areniscas de Espinosa de los Monteros», en la que predominan las areniscas, que en algunos niveles son microconglomeráticas y que presentan algunas intercalaciones de limolitas y arcillas de tonos pardos. Las areniscas son cuarcíticas a limolíticas, existiendo todos los pasos intermedios entre arenitas limo-arcillosas y argilitas arenosas.

—**Cenomanense inferior:** Está representado por areniscas amarillentas y rojizas bastante compactas con intercalaciones de limolitas y arcillas hojosas de tonos ocres o grisáceos, muy micáceas. Constituye un nivel guía por la presencia de orbitolinas de gran tamaño. Hacia la parte superior aparece un nivel de calizas arenosas biomicriticas, con abundantes microfósiles. El espesor de este nivel es de 60 m.

—**Cenomanense medio-superior:** Se trata de un conjunto esencialmente margoso con intercalaciones de calizas arcillosas que en algunos casos son acusadamente nodulosas, dando lugar a disyunciones redondeadas, que fue descrito por algunos autores como «flysh de bolas». Las intercalaciones calizas son normalmente biopelmicritas arcillosas y limolíticas, presentando la disyunción bolar en las partes altas de la unidad. Su espesor es de 200 m.

—**Turonense inferior:** Está representado por una alternancia de calizas arcillosas, biopelmicriticas o biomicriticas, que se presenta en bancos de 0,5 a 1 m. de espesor, con margas grises hojosas. En conjunto, dominan los niveles calizos en la parte inferior, mientras que hacia arriba los niveles de margas se hacen más importantes. El espesor de este tramo es del orden de los 25 m.

—**Turonense coniacense inferior:** Esta unidad se define por un conjunto de margas grises, generalmente hojosas, con algunas intercalaciones de calizas arcillosas, que adquieren mayor desarrollo en la parte superior. Los niveles más compactos son de biomicritas o biopelmicritas, existiendo algunos de micritas limolíticas. Salvo en el nivel superior, se ha observado la presencia de Globotruncana Helvética, característico del turonense. El espesor de este tramo es de unos 100 m.

—**Coniacense medio-superior:** Está representado por un conjunto calizo-dolomítico que destaca morfológicamente en el paisaje, dando lugar a una cresta que se identifica

muy bien visualmente. A techo suele presentar delgadas intercalaciones de margas hojosas, de tonos amarillentos, que dan un aspecto tableado al conjunto. La parte inferior, en cambio, es más masiva, siendo frecuente que los niveles se presenten dolomitizados, con niveles silíceos en algunos lechos, acentuando el carácter masivo del tramo. Las microfácies de las calizas presentan todos los pasos entre biopelmicritas e intrabiomicroritas, siendo frecuentes las secciones de Rudistas, Briozoarios y Ostreoides. La potencia de este nivel es de 130 m., instalándose aquí la red de conductos kársticos del complejo.

—**Santonense inferior-medio:** Se ha diferenciado esta unidad como un conjunto de margas amarillentas y grisáceas con abundante fauna, tanto macro como micro. Entre las primeras destacan varias especies de *Micraster*, por lo que la literatura regional la designa frecuentemente como «margas de *Micraster*». El espesor del tramo alcanza unos 180 m.

—**Santonense medio-superior:** Se trata de un nivel de calcarenitas, normalmente biopelmicritas, arcillosas en la parte inferior y recristalizadas en la superior. En los tramos bajos son frecuentes las intercalaciones de margas amarillentas, mientras que las calizas frecuentemente se presentan en tonos rojizos. El espesor de este tramo es de 100 m.

—**Campanense:** Está constituido por margas con manchas verdosas y areniscas calcáreas poco cementadas de tonos grisáceos y amarillentos, cuyos granos están constituidos por cuarzo y feldespato potásico. El espesor del conjunto es de 100 m.

—**Campanense-maestrichtense:** Formado por dos tramos, el **inferior** está constituido por 20 m. de calizas arenosas de color gris claro, que en algunos puntos constituyen una lumaquela de gasterópodos. El **superior**, con 14 m. de espesor, está constituido por dolomías blanco-amarillentas, poco compactas, con alguna intercalación de margas con frecuentes Ostreoides.

—**Maestrichtense:** Claramente diferenciado en dos tramos, el **inferior** de 27 m. de espesor, está constituido por arcillas verdes con niveles abigarrados de tonalidad rojovinoso. El **superior**, de 38 m. de espesor, está representado por calizas y calcarenitas arenosas (biomicroritas) de tonos amarillentos con juntas margosas y arenosas del mismo color.

—**Paleoceno:** Está constituido por un conjunto de dolomías blanquecinas, sacaroideas, vacuolares, con niveles de margas arcillosas de color verdoso y margas dolomíticas algo arenosas. Presenta un espesor total de 225 m.

—**Ilardiense:** Representando los últimos tramos del terciario marino, está constituido por un tramo de calcarenitas bioclásticas con Alveolinas, frecuentemente canchales, muy erosionadas, cuyo espesor es de 20 m.

—**Terciario continental:** Que se presenta con carácter discordante sobre el terciario marino descrito, está constituido en nuestra cartografía por dos niveles: el **eocono inferior**, formado por 40 m. de arcillas arenosas de colores verdes y amarillento-rojizas, con niveles arenosos en los que existen cantos de cuarzo rosados, y el **eocono medio-superior** caracterizado por un tramo de calizas masivas de 90 m. de espesor en bancos potentes de tonos gris claro y blanco, biomicroritas en las que se reconocen gasterópodos y ostracodos.

La **unidad estructural**, donde se enclava la zona en cuestión se la denomina «zona plegada del río Trema»,

que se caracteriza por la existencia de una serie de pliegues, paralelos de dirección E-W que afectan a los materiales del cretácico superior, entre los que podemos señalar:

- El sinclinal de La Mesa - Pereda.
- El anticlinal de Retuerta.

El **sinclinal de La Mesa**, de dirección N 100° E y vergencia E aparece interrumpido en su extremo E por el cabalgamiento de los materiales del **coniacense** y **santonense** sobre las calizas del **maestrichtense**, que ocupan el núcleo del pliegue junto a la localidad de Pereda.

Hacia el W, los materiales que aparecen en el eje del pliegue, van siendo cada vez más antiguos y, a partir del valle del río Trema, a la altura de la localidad de Cornejo, se desarrolla en las margas del **santonense inferior y medio**, quedando en el centro del mismo, el cerro testigo de La Mesa, constituido por calizas del **santonense superior**, terminando su estructura mediante cierre periclinal en su extremo W, junto a la localidad de Villamartin. Su flanco N, presenta buzamientos suaves, del orden de 15° S, en tanto que su flanco S, se encuentra afectado por la falla que, desde la localidad de Villamartin y con dirección ESE, se prolonga hasta el cabalgamiento citado. El dispositivo tectónico citado es sumamente importante pues la totalidad de la red tridimensional de conductos constitutivos del acuífero kárstico del complejo del Ojo Guareña se emplaza a ambos lados del sinclinal descrito.

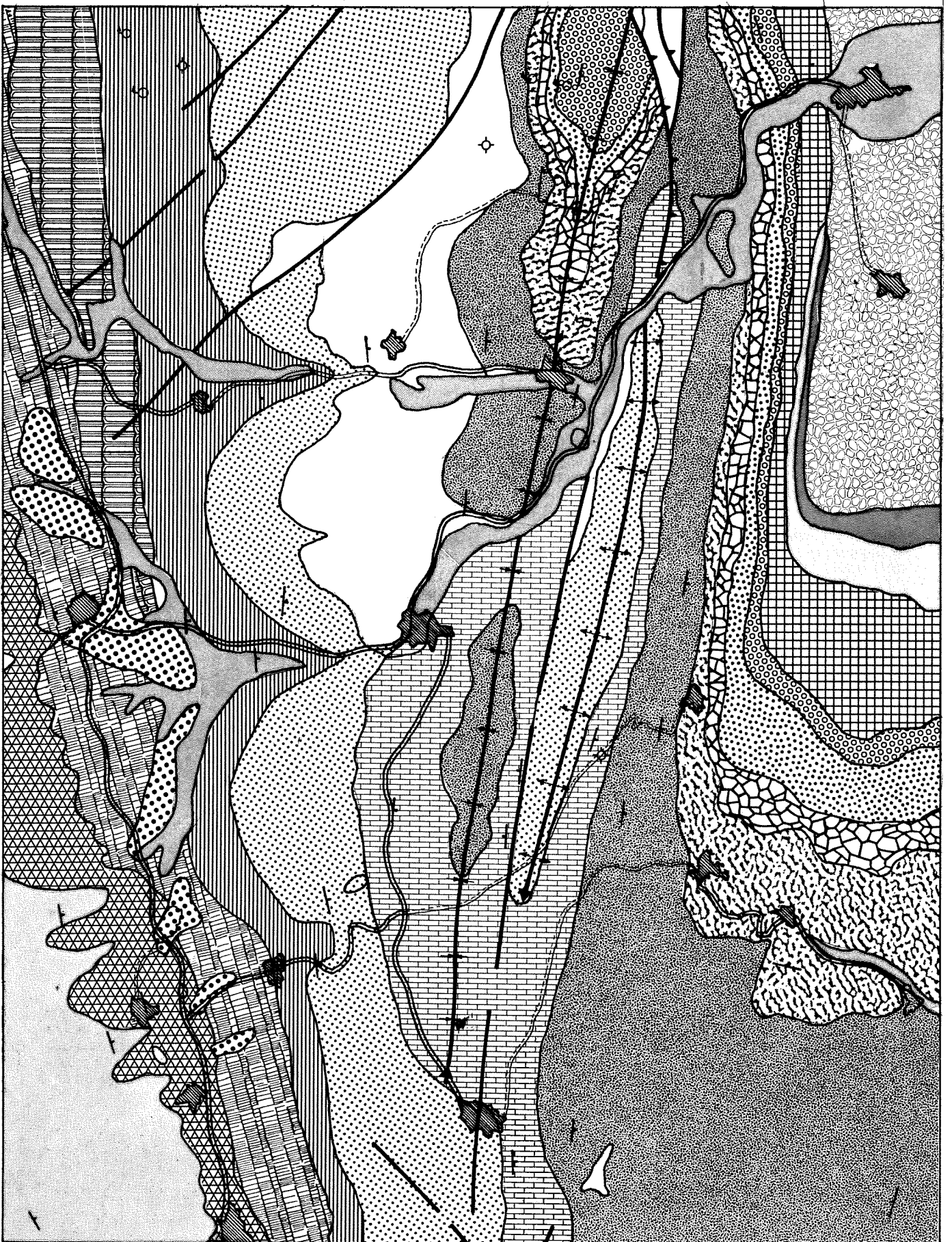
El **anticlinal de Retuerta**, de dirección sensiblemente paralela al sinclinal de La Mesa y vergencia inversa en su extremo W, constituye un suave abombamiento que se desarrolla en margas y calizas del **coniacense medio-superior**, entre la falla anteriormente descrita por el N y el sinclinal de Haedo Linares por el S, que ya forma parte de la depresión de Villarcayo. Los buzamientos de ambos flancos son del orden de los 15°, desapareciendo por el W, antes de llegar a la localidad de Villamartin y por el E al cruzar el río Trema y cobijarse bajo el cabalgamiento anteriormente citado. En definitiva, el **sinclinal de Haedo Linares, Valdebodres**, que se prolonga hacia Bocos ya en la depresión terciaria de Villarcayo, cuya dirección y vergencia son similares al de La Mesa - Pereda, cierra por el S la estructura tectónica de la región.

El **diapiro de Salinas de Rosio-Gayangos**, constituye a su vez el cierre E de las estructuras descritas, en tanto que los cierres periclinales que ya hemos descrito abortan su prolongación por el W. El flanco N en suma, característico de un país de vergencia monoclinal S, favorece la alimentación del acuífero kárstico del complejo, ya que condiciona el drenaje de la red fluvial en dicho sentido.

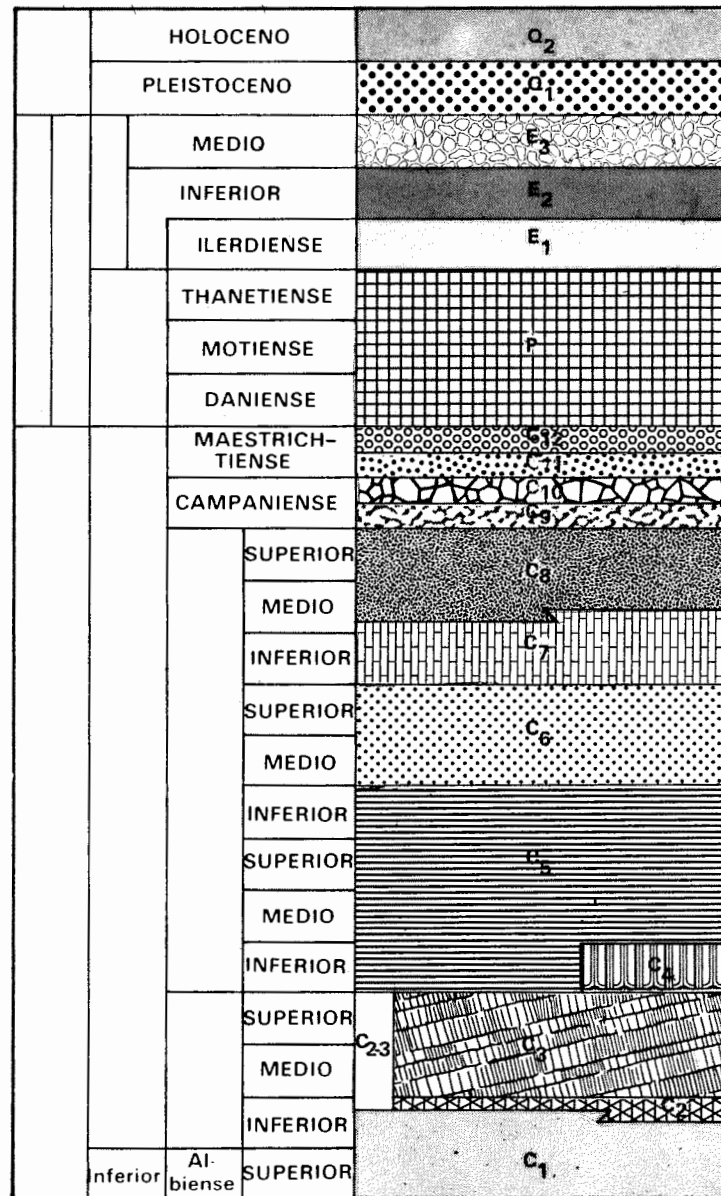
3.10.3. — Trabajos de campo

Las conjunciones de tectoglifos necesarias para aplicar el Método de predicción de las direcciones principales de drenaje, se han tomado dentro del complejo, especialmente en el 2.º piso, Gran Diagonal y Laberinto Alcoy, según un recorrido que hemos adoptado como estación única.

Su relación es la siguiente:



SITUACION GEOLOGICA DEL COMPLEJO KARSTICO DE OJO GUAREÑA



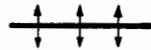
LEYENDA

- Q₂ Aluvial
- Q₁ Terrazas antiguas
- E₃ Calizas lacustres y margas
- E₂ Areniscas, arenas y arcillas
- E₁ Calizas con **Alveolinas**
- P Dolomías con arcillas verdes, y arcillas a techo
- C₁₂ Calizas con **Orbitolinas**
- C₁₁ Arcillas verdes abigarradas
- C₁₀ Calizas con Ostreidos y dolomías
- C₉ Arcillas y limolitas, margas en la base
- C₈ Calizas y margas con **Lacacina**
- C₇ Calizas y calizas arcillosas con **Micraster**
- C₆ Calizas y dolomías
- C₅ Margas y calizas arcillosas
- C₄ Calizas y calizas arcillosas
- C_{2.3} Areniscas, calizas y margas
- C₃ Alternancia de calizas arcillosas, "Flysch de bolas"
- C₂ Areniscas calcáreas y calizas arenosas con **Orbitolinas**
- C₁ Areniscas y limolitas.

Dirección y buzamiento



Contacto geológico



Anticlinal



Sinclinal



Falla



Falla supuesta



Manantiales



Sondeos

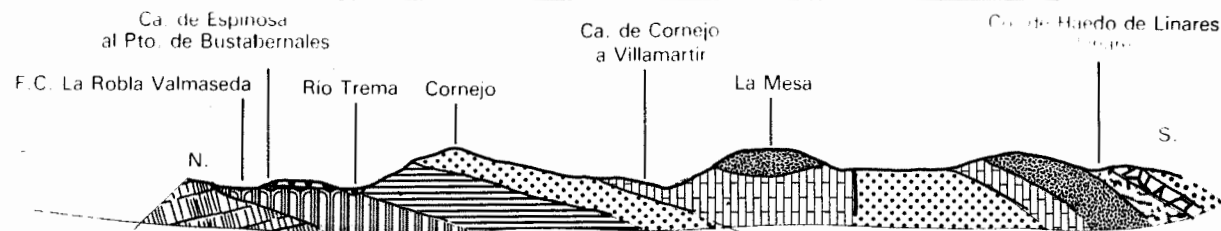
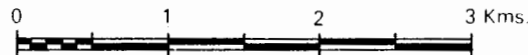


FIGURA 3.10.2.

ZONA DE TRABAJO: «OJO GUAREÑA»

SECTOR: COMPLEJO

ESTACION: 2.º PISO - LAB. ALCOY

TECTOGLIFOS OBSERVADOS

Tipo	Dirección	Buzamiento	Dir. buz.	Pitch	Sen.	Observaciones
1	80	15	350	0	0	
2	220	65	310	0	0	
1	265	20	175	0	0	
2	275	75	265	0	0	
1	20	10	110	0	0	
2	30	85	300	0	0	
1	35	30	125	0	0	
2	35	85	305	0	0	
1	35	45	125	0	0	
2	65	80	335	0	0	
1	25	30	115	0	0	
2	260	65	350	0	0	
1	315	55	45	0	0	
2	240	90	150	0	0	
1	260	10	170	0	0	
2	255	85	345	0	0	
1	20	10	110	0	0	
2	80	90	170	0	0	
1	150	20	240	0	0	
2	60	80	330	0	0	
1	130	30	220	0	0	
2	265	85	355	0	0	
1	210	20	120	0	0	
2	250	88	345	0	0	
1	230	17	140	0	0	
2	245	85	155	0	0	
1	270	15	180	0	0	
2	215	68	305	0	0	
1	350	13	215	0	0	
2	235	82	325	0	0	
1	160	5	70	0	0	
2	60	65	150	0	0	
1	305	15	215	0	0	
2	230	70	320	0	0	
1	150	10	60	0	0	
2	70	80	340	0	0	
1	220	20	130	0	0	
2	230	67	140	0	0	

Tipo	Dirección	Buzamiento	Dir. buz.	Pitch	Sen.	Observaciones
1	45	5	135	0	0	
2	70	85	340	0	0	
1	110	5	200	0	0	
2	240	90	150	0	0	
1	145	63	235	0	0	
2	215	10	125	0	0	
1	110	15	200	0	0	
2	233	75	323	0	0	
1	190	25	280	0	0	
2	295	75	355	0	0	
3	80	60	315	177	1	
0	0	0	0	0	0	
3	75	88	165	155	1	
0	0	0	0	0	0	
3	75	88	165	155	-1	
0	0	0	0	0	0	
3	0	80	90	180	-1	
0	0	0	0	0	0	
3	150	13	240	175	-1	
0	0	0	0	0	0	

3.10.4. — Análisis de datos. Representación y resultados

Aplicando el Método, mediante el programa GEODRE, se han definido en primer lugar para cada conjunción de tectoglifos, los correspondientes elipsoides, y de cada uno de ellos, el correspondiente plano de drenaje sin más que aplicarle el requisito de contener a σ_1 y σ_2 , componentes máximo e intermedio respectivamente del elipsoide.

A continuación, mediante la aplicación del programa GEOPOL, por densidad de polos, se definen las modas de cada componente de las familias de elipsoides y de abanicos de planos de drenaje.

Los resultados, expresados en las figuras 3.10.4.—A para σ_1 , 3.10.4.—B para σ_2 y 3.10.4.—C para σ_3 , demuestran la existencia de los siguientes elipsoides:

El 1.º de ellos:

σ_1 : 84º según 290º.

σ_2 : 12º según 238º.

σ_3 : 4º según 144º.

El 2.º:

σ_1 : 86º según 320º.

σ_2 : 8º según 74º.

σ_3 : 10º según 164º.

ambos de carácter netamente distensivo y tan próximos que podría corresponder a uno común para ambos.

Además, aparece mucho peor definido otro elipsoide dado por:

σ_1 : 24º según 350º.

σ_2 : 66º según 80º.

σ_3 : 14º según 192º.

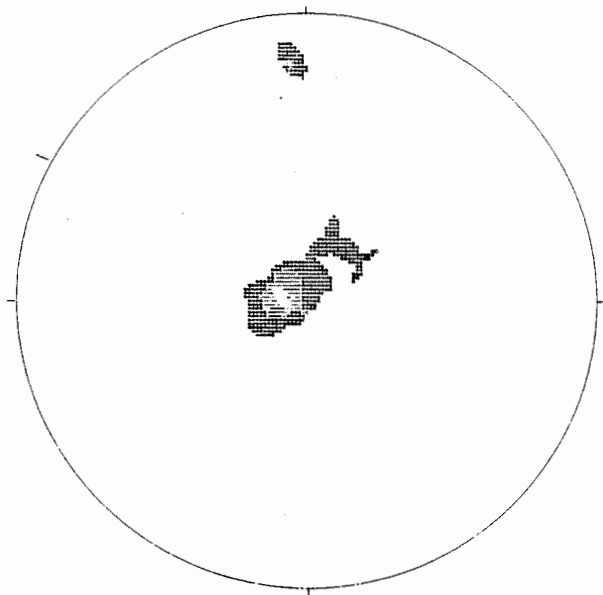


Figura 3.10.4-A
Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
10.0 20.0 30.0 40.0 50.0 60.0 70.0 80.0 90.0 100.0
Número de polos = 19
OJO GUAREÑA S1

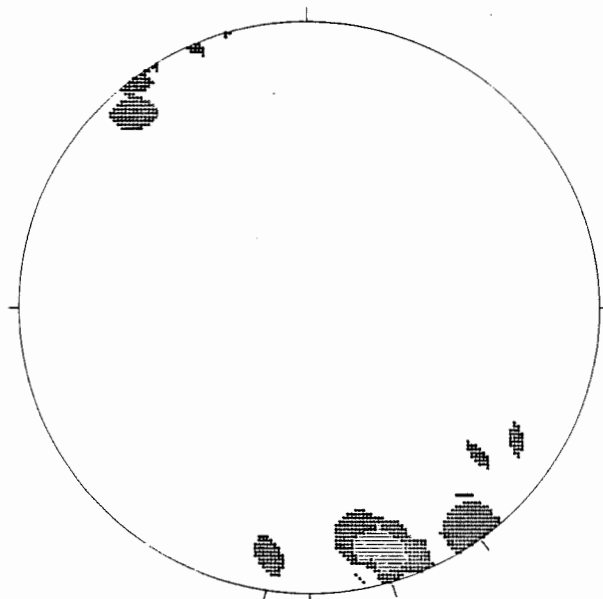


Figura 3.10.4-C
Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
10.0 20.0 30.0 40.0 50.0 60.0 70.0 80.0 90.0 100.0
Número de polos = 20
OJO GUAREÑA S3

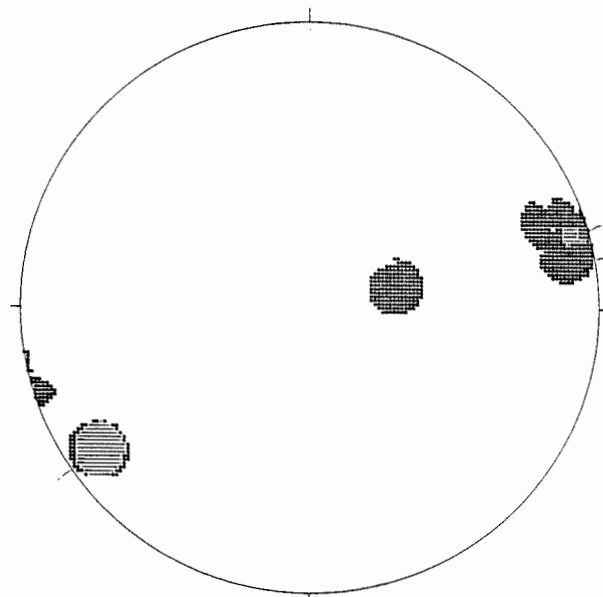


Figura 3.10.4-B
Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
10.0 20.0 30.0 40.0 50.0 60.0 70.0 80.0 90.0 100.0
Número de polos = 20
OJO GUAREÑA S2

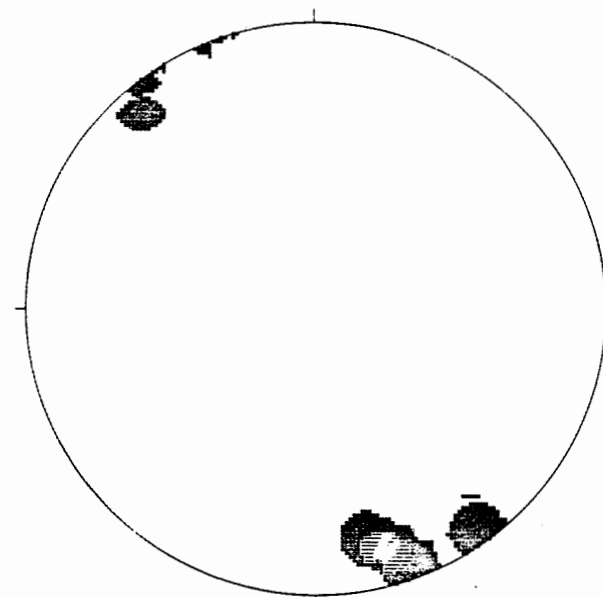


Figura 3.10.4-D
Intervalos del contorno - % Concentración por 1.0% de área
10.0 20.0 30.0 40.0 50.0 60.0 70.0 80.0 90.0 100.0
Número de polos = 16
OJO GUAREÑA. PLANOS DE DRENAJE

de carácter transcurrente o de desgarre.

De ellos se deduce un abanico de planos de drenaje comprendido desde N 10° a 115° E, que contiene cuatro modas que de mayor a menor importancia son (figura 3.10.4.-D):

- N 70° a 80° E con 32 % de probabilidad.
- N 50° a 60° E con 29 % de probabilidad.
- N 100° a 110° E con 19 % de probabilidad.
- N 10° a 20° E con 8 % de probabilidad.

3.10.5.—Descripción del karst de la región

El karst de Ojo Guareña, se emplaza entre las localidades de Villamartin, Cueva y Cornejo, de manera que la red tridimensional de conductos se instala a favor de la es-

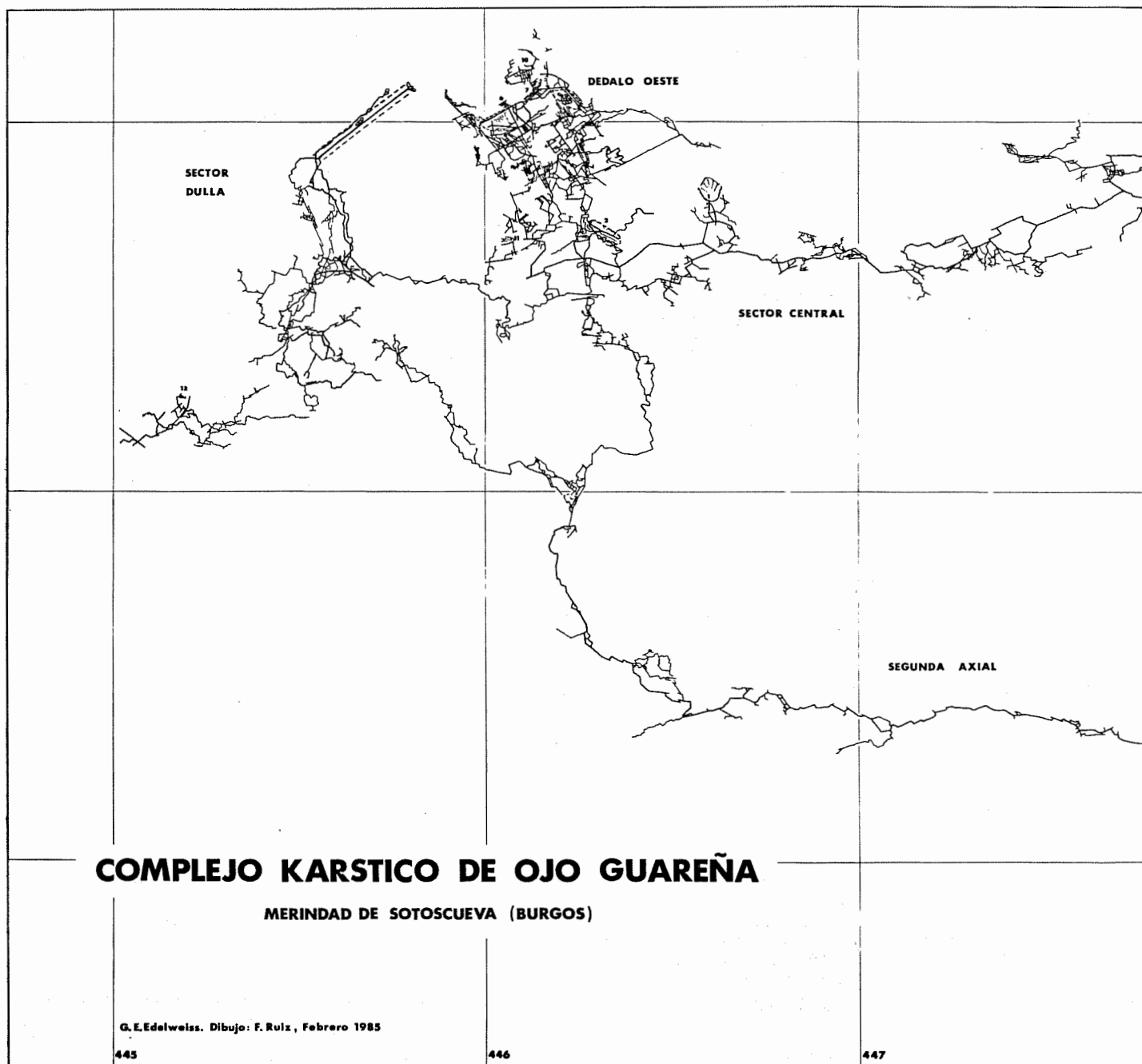
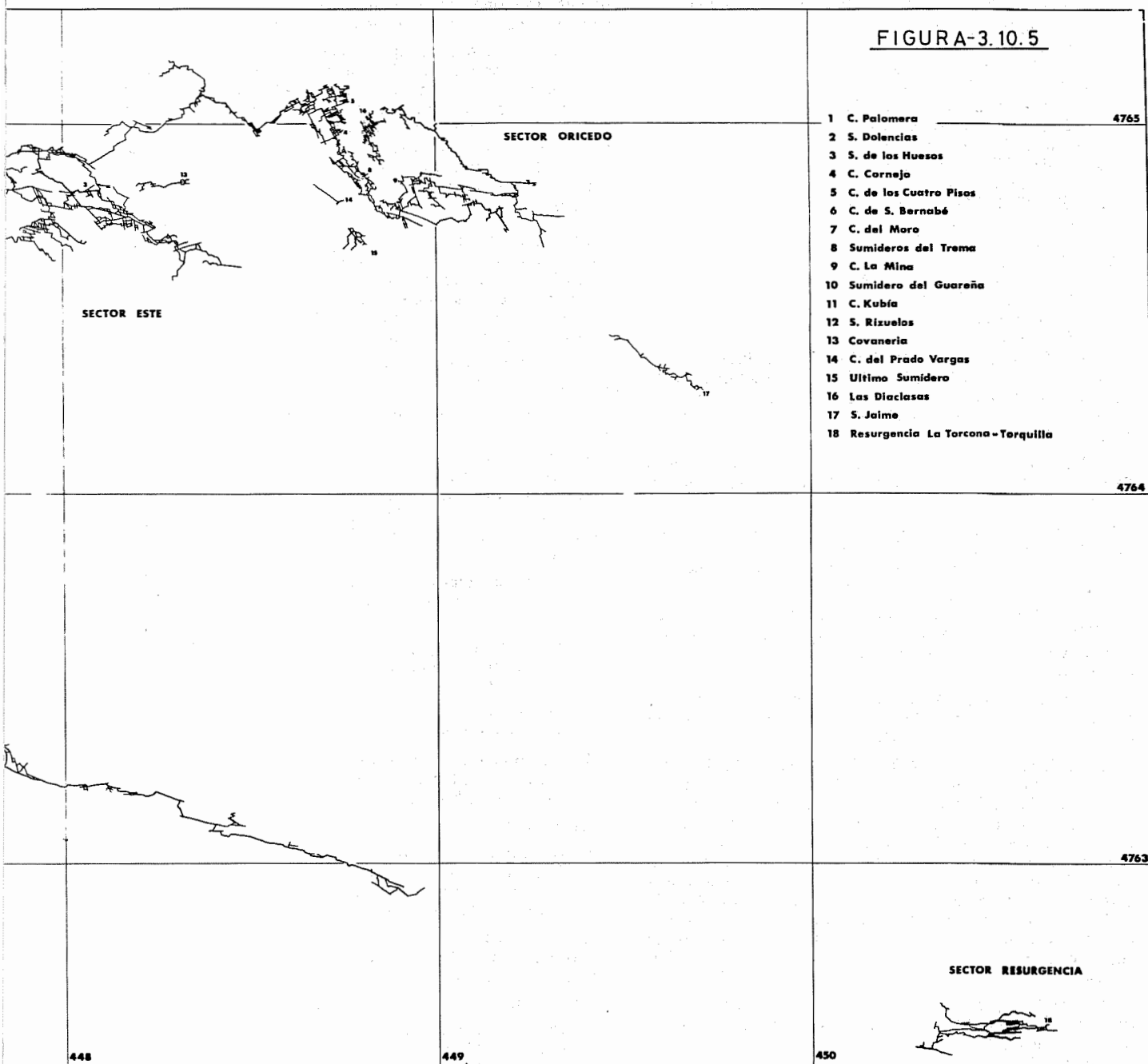


FIGURA-3.10.5



estructura sinclinal de La Mesa-Pereda, y en el nivel coniacense medio-superior de 130 m. de espesor constituido por calizas y dolomías.

Consta de 18 cavernas cuya relación es la siguiente:

- 1.—Cueva PALOMERA.
 - 2.—Sima DOLENCIAS.
 - 3.—Sima de los HUESOS.
 - 4.—Cueva de CORNEJO.
 - 5.—Cueva de los CUATRO PISOS.
 - 6.—Cueva de SAN BERNABE.
 - 7.—Cueva del MORO.
 - 8.—SUMIDROS DEL TREMA.
 - 9.—Cueva de LA MINA.
 - 10.—SUMIDERO DEL GUAREÑA.
 - 11.—Cueva de KUBIA.
 - 12.—Sima de RIZUELOS.
 - 13.—COVANERIA.
 - 14.—Cueva de PRADO VARGAS.
 - 15.—ULTIMO SUMIDERO.
 - 16.—LAS DIACLASAS.
 - 17.—SAN JAIME.
 - 18.—RESURGENCIA LA TORCONA-TORQUILLA,
- de las cuales, el COMPLEJO DE OJO GUAREÑA, está constituido por la conexión de las diez primeras cuyo cierre topográfico actual, arroja la cifra de 89,1 Kms. de red, figura 3.10.5.

De las restantes cavidades, RIZUELOS se halla a punto de ser conectada con el Sector DULLA del complejo y KUBIA con el dédalo OESTE.

COVANERIA se emplaza cerca de la terminal de la galería principal en el sector ESTE del complejo, y la conexión no se ha realizado por estar el conducto totalmente colmatado por una terraza de sedimentos y cantos rodados.

PRADO VARGAS y el ULTIMO SUMIDERO, son formas del TREMA por su margen derecha, y las DIACLASAS, constituye un antiguo ponor, en este caso por la margen izquierda.

La cueva de SAN JAIME, se ubica junto al cementerio de Cornejo, y representa la prolongación más oriental del complejo en el sector ORICEDO.

La RESURGENCIA de LA TORCONA-TORQUILLA, constituye la prolongación de la SEGUNDA AXIAL del complejo, o sector RESURGENCIA en la que el trayecto pendiente de conectar, está separado por una red de sifones distantes entre extremos 1,3 Km. pendientes de exploración. En realidad la TORCONA, representa únicamente una surgencia que funciona en aguas altas, ya que la verdadera descarga del acuífero, se realiza especialmente por el TORCON principal izvor del sistema y por el rosario de surgencias emplazadas en el subalveo del Trema. Esta zona de surgencias perennes, se emplaza 1 Km. al E de la TORCONA.

El complejo propiamente dicho, está constituido por dos axiales penetrables: la **axial norte** emplazada al N del eje sinclinal de La Mesa, compuesta por los siguientes sectores de W a E:

- SECTOR DULLA.
- DEDALO OESTE.
- SECTOR CENTRAL.
- SECTOR ESTE.
- SECTOR ORICEDO,

la axial sur emplazada al S del eje sinclinal de La Mesa y al N de la falla de Villamartín, está compuesta por:

- SEGUNDA AXIAL.

—SECTOR RESURGENCIA.

La conexión entre ambas axiales, se realiza a través de la Galería de los Italianos y el Laberinto Vitoria, la primera de ellas inundada estacionalmente en aguas altas, atraviesa como era de esperar el eje del sinclinal de La Mesa.

Como el cabeceo del eje de dicho sinclinal es para el E, debido a la inmersión subsiguiente, entre ambas axiales, existe una red de conductos dentro de la zona freática del acuífero, perennemente inundados por donde se realiza la circulación responsable del drenaje del acuífero. Así, los sifones de las zonas más meridionales y profundas de la axial norte, y los sifones finales de la segunda axial y sector resurgencia, representan los accesos naturales a la zona freática.

La conexión entre el SECTOR ESTE y el SECTOR ORICEDO, en la axial norte, generalmente inundada ya que atraviesa bajo el cauce del río Trema, se logró en un estiaje muy fuerte, correspondiente al verano de 1982 que permitió comunicar los SUMIDROS DEL TREMA con Cueva LA MINA, sitios en sendas márgenes del río.

El funcionamiento hidrogeológico del complejo, está constituido por:

La **zona de alimentación**, integrada por los caudales provenientes de:

- Río TREMA.
- Río GUAREÑA,

en los ponores y sumideros donde su circulación se vuelve endorreica, más la infiltración del correspondiente porcentaje de precipitación de la lluvia caída sobre el macizo kárstico.

La **red de circulación**, correspondiente a la totalidad de las cavernas citadas, más la red freática todavía sin explorar.

La **zona de descarga**, integrada por el conjunto de surgencias e izvors reseñados de Torcona, Torquilla, Torcón y subalveo del Trema.

Las coloraciones realizadas con fluoresceína han puesto en evidencia los siguientes hechos:

1.º Coloración.—Punto de tinción el sumidero del Guareña, fecha 12-2-84, caudal 0,63 m³/seg. Salida en Torcona y Torcón a las 28 horas.

Otros datos:

- Caudal del sumidero de Trema 1,74 m³/seg.
- Caudal del Trema por Torme 3,96 m³/seg.
- Caudal del Torcón 1,20 m³/seg.
- Caudal de la Torcona 1,81 m³/seg.

2.º Coloración.—Punto de tinción, el sumidero del Guareña, fecha 2-11-84, caudal 0,16 m³/seg. Salida en el Torcón a las 96 horas.

Otros datos:

- Caudal del sumidero del Trema 0,25 m³/seg.
- Caudal del Trema por Torme 0,50 m³/seg.
- Caudal del Torcón sin medida.
- Caudal de la Torcona seco.

3.º Coloración.—Punto de tinción, el sumidero del Trema, fecha 4-1-85, caudal 2,50 m³/seg. Salida en Torcón a las 21 horas y en la Torcona a las 23 horas.

Otros datos:

- Caudal del sumidero del Guareña 0,83 m³/seg.
- Caudal del Trema por Torme 5,14 m³/seg.

- Caudal del Torcón 1,63 m³/seg.
- Caudal de la Torcona sin medida.

Si además tenemos en cuenta que las distancias entre los diferentes sumideros y surgencias son las siguientes:

Sum. Guareña y Torcón	5,8 Km.
Sum. Guareña y Torcona	5,2 Km.
Sum. Torme y Torcón	3,6 Km.
Sum. Torme y Torcona	3,0 Km.

resulta que la velocidad de circulación por el acuífero es:

—En estiaje: 1,45 Km/día.

—En carga: de 4,11 a 4,97 Km/día,

con la interesante salvedad de que en carga, sale antes por la surgencia perenne (TORCON) que está situada más lejos de los sumideros que la temporal (TORCONA), pues si consideramos esta última velocidad de circulación sería en carga y según los datos de la 3.^a coloración de sólo 3,22 Km/seg.

En todos los casos, las cifras encontradas son bastantes altas para una circulación freática correspondiendo a una transmisividad muy alta.

El comportamiento aparentemente anómalo del tiempo de aparición entre las surgencias del TORCON y la TORCONA, y las posibilidades de observación que brinde el complejo, invitan a realizar una investigación seria en la región, que podría realizarse fácilmente con tres sencillas estaciones de aforo y un pluviómetro, lo que nos permitiría:

- Establecer el balance hidráulico.
- Estimar los recursos del acuífero.
- Conocer el comportamiento dinámico y la modulación de respuesta impulsional de las reservas del acuífero.

De esta manera, cualquier dictamen posterior sobre polución y/o aprovechamiento se realizaría prácticamente sobre la marcha.

3.10.6.—Contraste del método con el karst. Resultados e interpretación.

La medición cuantitativa de las direcciones de conductos del karst de Ojo Guareña, señala tres modas principales, cuyas direcciones son:

N 75° E.

N 105° E.

N 55° E,

y dos modas accesorias orientadas según:

N 15° E.

N 145° E,

de ellas, las tres principales y la primera de las accesorias, coinciden plenamente en dirección con la predicción según el método, deducida de las modas de polos de planos de drenaje, ver figura 3.10.6.

La segunda de las modas accesorias de direcciones de conductos, la menos importantes de las cinco, correspondiente al sector ORICEDO, no aparece sin embargo en la previsión.

El sector ORICEDO presenta la peculiaridad de que los conductos en él topografiados están próximos, tanto a la superficie topográfica como sobre todo al cañón del río Trema, donde las diaclasas de descompresión como consecuencia de la excavación del cañón, se alinean en familias cuya dirección es muy próxima a la referida moda accesorias.

En consecuencia en dicho lugar, la disposición cortical de los conductos ha condicionado su interferencia por las diaclasas de descompresión que se generan en la excavación de cualquier cañón fluvial.

La exploración de cavidades dentro del sector ORICEDO, más alejadas del cauce del Trema, esclarecerá esta anomalía, cuya influencia es en todo caso inferior al 3 %.

La concordancia entre la predicción del método y la realidad del karst es por consiguiente muy elevada.

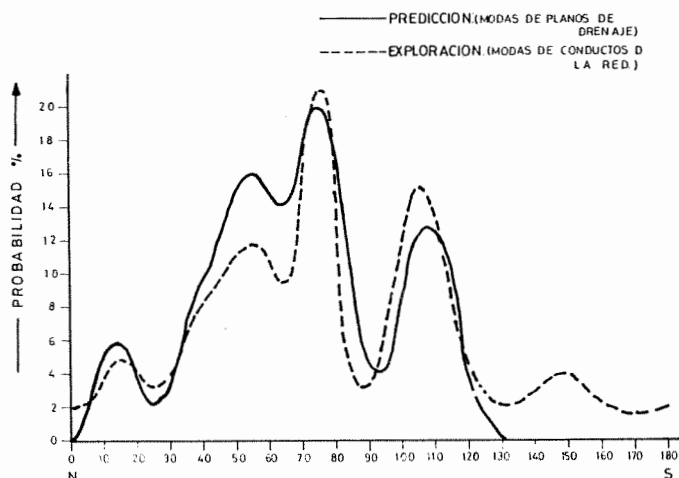


Figura 3.10.6.:

Comparación entre las modas de los conductos y galerías exploradas en el complejo de Ojo Guareña y las direcciones de drenaje deducidas del método de predicción.

CONCLUSIONES GENERALES Y CRITICA DEL METODO

La aplicación del Método descrito a los 10 ejemplos repartidos por la geografía española donde ha sido contrastado, arrojan los siguientes resultados. (Tabla 4):

—En el 80 % de los casos la concordancia ha sido directa por coloración o exploración y plena con error menor del 5 %.

—En el 20 % restante la comprobación ha sido realizada por procedimientos indirectos, siendo su resultado concordante con la predicción del Método.

—En el 20 % de los casos, la comprobación por coloración, ha sido posterior a la predicción, con acierto pleno, y aunque el número de ejemplos estudiados no es excesivo, el alto grado de acierto que da el Método confirma a nuestro juicio su bondad, adecuación y eficacia.

Como las hipótesis de partida se basan en la existencia de una preparación tectónica previa que condiciona la ubicación del enrejado kárstico, el Método será aplicable en todos los casos donde haya karst, o se den las condiciones adecuadas para que el proceso de la karstificación tenga lugar.

Considerando que el proceso de la karstificación puede originarse tanto por infiltración del agua de lluvia o ríos, como por circulación de aguas de procedencia hidrotermal, las paragénesis minerales que rellenen conductos kársticos podrán definirse también mediante la aplicación del Método. En RODOPI (Bulgaria) y SILESIA (Polonia), los primeros intentos de aplicación del Método están dando resultados positivos.

Considerando que, según el **principio de la convergencia de formas**, ERASO (1973), la karstificación ocurre también en rocas de diferente litología que las rocas carbonáticas, vgr: yeso, cal, sal, hielo, cuarcita,... etc., el Método también será aplicable aquí. En PYRAMIDA (Spitzberg), el suministro de agua tanto a la ciudad como a la mina de carbón en explotación, procede de la captación de un río subterráneo que circula en el interior del glaciar Bértil.

Resulta que el Método descrito es aplicable en los siguientes campos:

—Conocimiento general de la red de drenaje kárstica.

—Estudio y explotación de acuíferos kársticos.

—Progresión de la polución y contaminación en acuíferos kársticos.

—Predicción de fugas en presas emplazadas en zonas kársticas.

—Construcción de pantallas de impermeabilización en obras civiles emplazadas en regiones kársticas.

—Detección de pérdidas de agua dulce en acuíferos kársticos costeros y surgencias submarinas.

—Intrusión salina en acuíferos kársticos costeros.

—Predicción de las direcciones de venas minerales de paragénesis ligada a paleokarst.

—Intrusiones de agua de acuíferos kársticos en explotaciones mineras.

—Excavaciones bajo capa freática en acuíferos kársticos.

—Suministro de agua dulce en zonas subpolares.

—Estimación cuantitativa, en el aspecto direccional, del **potencial de karstificación**, de validez en los estudios teóricos del karst para evaluar su comportamiento como **estructura disipativa**, en el sentido termodinámico del concepto.

Sin embargo el Método solamente señala las direcciones más probables de drenaje en el karst, cuantificando su probabilidad, lo que quiere decir, que no es capaz de fijar la posición de los conductos kársticos por sí mismo.

Su eficacia máxima puede conseguirse a nuestro juicio empleándolo como complemento de otras técnicas, ya que su costo es mínimo, comparable al de una exploración geológica sencilla.

En definitiva, representa una aproximación al conocimiento del karst, de uso genuino en esta parcela de la ciencia.

EJEMPLO		UBICACION		OBJETIVO PERSEGUIDO EN EL EJEMPLO DESCRITO	COMPROBACION ENTRE PREDICION Y REALIDAD	GRADO DE ACIERTO	
N	KARST	GEOGRAFICA	GEOLOGICA			CUALITATIVO	CUANTITATIVO
1	LARRA	NAVARRA FRANCIA	CRETACICO Y CARBONIFERO	CONTRASTE DEL METODO	DIRECTA Y PREVIA	MUY ALTO	$\epsilon < 5\%$
2	TOUS	VALENCIA	CRETACICO	FUGAS EN PRESA DE REGULACION Y RIEGOS	DIRECTA Y MULTIPLE	PLENO	$\epsilon < 2\%$
3	LIBAR	MALAGA	JURASICO SUBBETICO INTERNO	TESIS DE LICENCIATURA	DIRECTA Y PREVIA	PLENO	$\epsilon < 1.5\%$
4	SAN CLEMENTE	GRANADA	JURASICO-CRETACICO SUBBETICO-PREBETICO	HIPEREMBALSE	DIRECTA Y POSTERIOR	PLENO	$\epsilon < 1\%$
5	LACARA	BADAJOS	CAMBRICO	PRESA DE REGULACION	INDIRECTA EN MINERALIZACIONES	CONCORDANTE	—
6	SOTO DE RIBERA	ASTURIAS	CARBONIFERO	CENTRAL TERMICA— POLUCION	DIRECTA Y POSTERIOR	PLENO	$\epsilon < 1\%$
7	ALCORLO	GUADALAJARA	CRETACICO SUPERIOR	PRESA DE RIEGOS	INDIRECTA POR KRIGING	CONCORDANTE	—
8	BENI NAR	ALMERIA	TRIAS ALPINO C. ALPUJARRIDE	PRESA Y TUNELES DE SUMINISTRO DE AGUA	DIRECTA Y PREVIA	PLENO	$\epsilon < 2\%$
9	RIOMIERA	CANTABRIA	CRETACICO INFERIOR	CONTAMINACION DE ACUIFERO	DIRECTA Y PREVIA	PLENO	$\epsilon < 1\%$
10	OJO GUAREÑA	BURGOS	CRETACICO SUPERIOR	CONTRASTE DEL METODO	DIRECTA Y PREVIA	MUY ALTO	$\epsilon < 3\%$

Tabla 4:
Test de validez del método de predicción en los ejemplos
descritos.

BIBLIOGRAFIA

- AGROMAN (ASESORA DE GEOLOGIA APLICADA): 1979. *Presa de Tous (Valencia). Análisis estructural del karst de la cerrada. Estudio de las fugas, previsión de comportamiento y recomendaciones de tratamiento.* 44 p. Inf. interior Serv. Vigilancia de Presas M.O.P.U. Madrid.
- ARTHAUD, F.: 1969. *Méthod de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles.* Bull. Soc. Geol. de France (7) XI, 709-737 p.
- ARTHAUD, F. Y CHOUKROUNE, P.: 1972. *De la tectonique cassante à l'aide des microstructures dans les zones peu déformées. Exemple de la plate-forme Nord-Arquataine.* Revue de l'Institut Français du Pétrole, sept-oct. MONTPELLIER.
- ARTHAUD, F. Y MATTAUER, M.: 1969. *Exemples de stylolites d'origine tectonique dans le Languedoc, leurs relations avec la tectonique cassante.* Bull. Soc. Geol. France (7) XI, 738-743 p.
- ARTHAUD, F. Y MATTAUER, M.: 1972. *Sur l'origine tectonique de certains joints stylolitiques parallèles à la stratification; leur relation avec une phase de distension (exemple du Languedoc).* Bull. Soc. Geol. France (7) XIV, 12-17 p.
- ASESORIA DE GEOLOGIA APLICADA: 1980. *Predicción de los terrenos y accidentes geológicos que atravesará el túnel de Beninar.* Inf. Int. AGROMAN. MADRID.
- ASESORIA DE GEOLOGIA APLICADA DE AGROMAN: 1982. *Informe geológico para el concurso de la Presa de San Clemente.* Inf. Int. MADRID.
- ASESORIA DE GEOLOGIA APLICADA DE AGROMAN: 1982. *Informe geológico sobre el emplazamiento del vertedero de cenizas de la Central Térmica de Soto de Rivera.* Inf. Int. MADRID.
- ASESORIA DE GEOLOGIA APLICADA: 1982. *Proyecto Presa de Tous 2ª Fase nivel máximo de embalse a la cota 133. Informe geológico. T-I y II.* Inf. Int. AGROMAN. MADRID.
- ASESORIA DE GEOLOGIA APLICADA: 1983. *Proyecto de presas del Lácara (Guadiana). Informe geológico.* Inf. Int. AGROMAN. MADRID.
- ASESORIA DE GEOLOGIA APLICADA: 1984. *Estudio geotécnico de los túneles del desglosado III de Beninar.* Inf. Int. AGROMAN. MADRID.
- BENAVENTE, J. MANGIN, A.: 1984. *Aplicación del análisis estructural de series de tiempo al sistema espeleológico Huididero-Gato.* I Congreso Español de Geología. T-III: 541-553 p. SEGOVIA.
- B. R. G. M.: 1971. *Carte Géologique E; 1: 50.000 LARRAU XIV-47. I. G. N. ORLEANS-LA-SOULE.*
- CAPOTE, R.: 1975. *Análisis estructural de las series calizas.* 19 p. TERUEL.
- CHOUKROUNE, P.: 1969. *Un exemple d'analyse microtectonique d'une série calcaire affectée de plis isopaques (concentriques).* Tectonophysics, 7 (1): 57-70 p. AMSTERDAM.
- CONFEDERACION HIDROGRAFICA DEL SUR: 1976. *Informe geológico y geotécnico (Anejo nº 3) del Proyecto "Estudio de viabilidad para el aprovechamiento integral del río Grande de Adra, para abastecimiento de Almería y riego del campo de Dalías".*
- DIVISION DE INFORMATICA DE AGROMAN: 1982. *ASESORIA DE GEOLOGIA APLICADA. Paquete de programas para geología, Geored, Geopol y Geodré.* Doc. Int. MADRID.
- DROGUE, C.; MAS, G.; GRILLOT, J. C.; LLORIA, C. Y GUERIN, R.: 1975. *Utilisation du filtrage optique pour l'étude de la fracturation des roches carbonatées en hydrogéologie.* Rev. Géog. Phys. et Geol. Dynam (2) XVII-1: 39-44. PARIS.
- ERASO, A.: 1973. *New Methode in karst Investigations. The Natural Models and the Form Convergence.* Proceedings of the VI. Int. Spel. Congr. 89-109 p., T-II OLOMUC.
- ERASO, A.: 1979. *Predicción de los tipos de terreno y accidentes geológicos que atravesará el túnel de Beninar.* Simposio sobre el agua en Andalucía: 519-531 p. GRANADA.
- ERASO, A.: 1981. *Banque de données géologiques.* ARSIP Bull. nº 12, 13, 14, 15: 100-104 p. PARIS.
- ERASO, A.: 1983. *Aplicación del método de predicción de las direcciones de drenaje kárstico a dos casos reales de Obra Civil.* Memorias del III SIMPOSIO DE HIDROGEOLOGIA - Hidrogeología y Recursos Hidráulicos VIII: 3-15 p. MADRID.
- ERASO, A. HERRERO, N. SAINT-AUBIN, J.: 1983. *Microtectonics analysis as a tool to predict karstic drainage directions (Results of the first campaign in the Larra region Pierre saint Martin.* Atti Convegno Int. sul corso di alta montagna. 1: 324-334 p. IMPERIA.
- ERASO, A., NAVARRO, J. V., PARRA, F., LOPEZ-ACEVEDO, V., VERCIER, P., DEL VAL, J., ECHEGARY, M., COCERO, A., DOMINGUEZ, S., ENRILE, A.: 1984. *Study of the karst at the ALCORLO Dam (Spain).* pp. 44 a 52 KRAS i SPELEOLOGIA nº 5 (XIV) UNIWERSYTET SLASKI. KATOWICE.
- ERASO, A., PARRA, F., SAINT-AUBIN, J., NAVARRO, J. V., CANO, P., DEL VAL, J., BERMEJO, F., VALDES, C., RIVELLES, J.: 1984. *Problèmes posés par le karst dans le barrage de TOUS (Espagne).* p.p. 52 a 62 KARS i SPELEOLOGIA Nº 5 (XIV) UNIWERSYTET SLASKI. KATOWICE.
- ERASO, A.: 1985. *El karst del complejo de cavidades de Ojo Guareña (Burgos). Guía de Excursión del IX Congreso Internacional de Espeleología.* (En prensa). BARCELONA.
- ERASO, A.: 1985. *El karst de Larra como ensayo general del Método.* Guía de excursión del IX Congreso Internacional de Espeleología. (En prensa). BARCELONA.
- GEOCONSULT: 1980. *Geotechnical Report about the tunnel of BENINAR.* Inf. Int. AGROMAN, E. C. S. A. MADRID.
- GRILLOT, J. C. y GUERING, R.: 1975. *Tectonique, microtectonique et directions des écoulements souterrains: exemple de relations dans le bassin karstique du Haut-Vidaurle (Gard, France).* Revue Géog. Phys. et Géol. Dynam. (2) Vol. XVIII, 1: 45-60 p. PARIS.
- GRUNEISEN, P.; HIRLEMANN, G.; JANOT, P.; RÜHLAND, M.: 1978. *Analyse de la fracturation naturelle d'une structure plissée: L'anticlinal de La Lance (Drome).* Sei. Bull., 26, 2-3: 161-186 p. STRASBURG.
- GUERIN, R.: 1973. *Liaison entre karst et tectonique dans le bas-vivarais calcaire.* C. R. Acad. Sci. Paris, 277, ser. D: 1617-1620 p. PARIS.
- HERRERO N.: 1984. *El karst del valle de Miera (Cantabria).* Mem. II Simposio de Espeleología. ARANDA DE DUERO. En prensa.
- HERRERO N.: 1984. *Estudio de la contaminación del acuífero kárstico de Mirones (Cantabria).* Mem. II Simposio de Espeleología. ARANDA DE DUERO. En prensa.
- HERRERO, N.; SAINT-AUBIN, J. Y ERASO A.: 1983. *El análisis estructural como herramienta para predecir direc-*

- ciones de drenaje kárstico. Primeros resultados en Larra. Jornadas sobre la planificación de expediciones espeleológicas en Larra. Karst-Larra 82: 11-29 p. PAMPLONA.
- HUDSON, J. A. Y PRIEST, S. D.: 1975. *Discontinuity frequency in rock masses*. Int. Jour. Mech. Min. Soc. of Geomech. Abstr. Vol. 20-2: 73-80 p. INGLATERRA.
- I. G. M. E.: 1975. *Mapa Geológico de España, Escala 1:50.000. Grado n.º 28*. M. I. E. MADRID.
- I. G. M. E.: 1973. *Mapa Geológico de España, Escala 1:50.000. Oviedo n.º 29*. M. I. E. MADRID.
- I. G. M. E.: 1976. *Mapa Geológico de España, Escala 1:50.000. Proaza n.º 52*. M. I. E. MADRID.
- I.G.M.E.: 1975. *Mapa Geológico de España, Escala 1:50.000. Mieres, n.º 53*. M.I.E. MADRID.
- I.G.M.E.: 1978. *Mapa Geológico de España, Escala 1:50.000. Espinosa de los Monteros, n.º 84*. M.I.E. MADRID.
- I.G.M.E.: 1979. *Mapa Geológico de España, Escala 1:50.000. Villarcayo, n.º 109*. M.I.E. MADRID.
- I.G.M.E.: 1981. *Mapa Geológico de España, Escala 1:50.000. Hiendelaencina, n.º 460*. M.I.E. MADRID.
- I.G.M.E.: 1971. *Mapa Geológico de España, Escala 1:200.000. Villarreal-Badajoz, n.º 58-59*. M.I.E. MADRID.
- I.G.M.E.: 1981. *Mapa Geológico de España, Sigüenza, n.º 461*. M.I.E. MADRID.
- JOHN, R. W.: 1962. *An approach to rock mechanics*. Journ. Soil. Mech. and Found. Div. Proc. ASCE: 1-30 p.
- JOHN, R. W.: 1982. *Graphical stability analysis of slopes in jointed rock*. Jour. Soil. Mech. and Found. Div. Proc. ASCE: 497-526 p.
- KHORDK, K. y ERASO, A.: 1985 *Interpretación de acuíferos kársticos mediante geoestadística*. Jumar, n.º 6. MADRID. En prensa.
- KIRALY, L.: 1960. *Elements structuraux et alignements de phénomènes karstiques (region du Gouffre du Petit-pre de Saint Linres, Jura Vaudois)*. Bull. Soc. Neuch. Soch. Nat. T-91:127-146 p. NEUCHATEL.
- LOPEZ, J.; HERRAEZ, I., y LLAMAS, M. R.: 1984. *Contribución al conocimiento hidrogeoquímico del macizo kárstico de la Piedra de San Martín (Pirineo Occidental)*. I Congreso Español de Geología. T-IV:175-188 p. SEGOVIA.
- OROZCO, M.: 1972. *Los Alpujarrides en Sierra Gador Occidental*. Tesis doctorales de la Universidad de Granada, Sección Geología. Fac. Ciencias: 379 p. GRANADA.
- PARK, W. C. y SCHOT, E. H.: 1968. *Stylolites: Their nature and origin*. Journ. Sedim. Petrol. Vol. 38, n.º 1: 175-191 p.
- PERRIN, G.: 1972. *Analyse de la geometrie et de la mecanique de la Stylolithisation. Causse du Larzac*. 35 p.
- PHILIPS, F. C.: 1975. *La aplicación de la Proyección Estereográfica en Geología Estructural*. Ed. Blume: 132 p. MADRID.
- RAGAN, D. M.: 1980. *Geología Estructural. Introducción a las Técnicas Geométricas*. Ed. Omega: 222 p. MADRID.
- RAMSAY, J. G.: 1977. *Plegamiento y fracturación de rocas*. H. Blume Ediciones. 590 p. MADRID.
- SANTESTEBAN, I.: 1981. *Exploraciones Larra 80*. Ined. (Diputación Foral Navarra).
- SHAININ, V. E.: 1950. *Conjugate sets of en echelon tension fractures in the Athens limestone at Riverton, Virginia*. Bull. Geol. Soc. America. Vol. 61: 509-517 p.
- STAGG-ZIENKIEWICZ: 1970. *Mecánica de Rocas en la Ingeniería Práctica*. 1 vol. 398 pp. Ed. Blume. MADRID.
- TJIA, H. D.: 1967. *Sense of fault displacements*. Geologie en Mijbouw. 392-396 p.
- VERGELY, P.: 1970. *Etude tectonique des structures Pyrénéennes du versant sud des Pyrénées Orientales entre le rio Llobregat et le rio Ter (Province de Barcelona et de Gerone) Espagne*. These Doct. Université de Montpellier, Fac. Ciencias, Lab. de Geologie Structurale. 75 p. MONTPELLIER.
- VIALON, P.; RUHLAND, M.; GROlier, J.: 1976. *Eléments de tectonique analytique*. Ed. Masson: 118 p. PARIS.

ANEXO-PROGRAMAS INFORMATICOS

PROGRAM ESFERA O GEORED

NP = 0

2 READ(97,101,END=1000)TILT,RQ,IVA,IPROY

101 FORMAT(2F10.0,2I5)

IF(NP.GT.0)GO TO 10

CALL PLOTS(0,0,9)

CALL PLOT(0.,5.,-3)

10 CONTINUE

NP = NP+1

IF(RQ.LE.0.)RQ=100.

IF(IVA.LE.0)IVA= 2

IF(IVA.EQ.2)GO TO 14

IF(IVA.EQ.5)GO TO 14

IF(IVA.EQ.10)GO TO 14

IVA = 2

14 CONTINUE

WRITE(99,102)TILT,RQ,IVA,IPROY

102 FORMAT(/10X,'ANGULO = ',F8.2,10X,'RADIO = ',F8.2,' MM.',10X,'ESPA
CIAMIENTO = ',I5,' GR.',/30X,'TIPO DE PROYECCION = ',I2/)

GEORED

DIBUJAR FORMATO

IF(RQ.GT.80.)GO TO 20

CALL PLOT(21.,0.,2)

CALL PLOT(21.,29.7,2)

CALL PLOT(0.,29.7,2)

CALL PLOT(0.,0.,2)

CALL PLOT(2.5,0.5,3)

CALL PLOT(20.5,0.5,2)

CALL PLOT(20.5,29.2,2)

CALL PLOT(2.5,29.2,2)

CALL PLOT(2.5,0.5,2)

XC = 11.5

YC = 16.2

GO TO 24

20 CONTINUE

CALL PLOT(42.,0.,2)

CALL PLOT(42.,29.7,2)

CALL PLOT(0.,29.7,2)

CALL PLOT(0.,0.,2)

CALL PLOT(2.,1.,3)

CALL PLOT(41.,1.,2)

CALL PLOT(41.,28.7,2)

CALL PLOT(2.,28.7,2)

CALL PLOT(2.,1.,2)

XC = 21.5

YC = 16.2

IF(RQ.GT.120.0)RQ=120.

24 CONTINUE

IMPRIMIR TITULO

IF(IPROY.EQ.0)CALL SYMBOL(XC-8.,2.5,0.4,37HPROYECCION EQUIAREAL (R
ED DE SCHMIDT),0.,37)

IF(IPROY.EQ.1)CALL SYMBOL(XC-8.,2.5,0.4,37HPROYECCION EQUIANGULAR
1(RED DE WULFF),0.,37)

CALL SYMBOL(XC-3.,2.,0.25,9HANGULO = ,0.,9)

CALL NUMBER(999.,999.,0.25,TILT,0.,2)

CALL SYMBOL(999.,999.,0.25,7H GRADOS,0.,7)

XOR = XC - RQ/10.

YOR = YC - RQ/10.

CALL PLOT(XOR,YOR,-3)

IF(TILT.EQ.0.)GO TO 30

```

      IF(TILT.EQ.90.)GO TO 40
C
C      CASO GENERAL
C
      CALL ESFE1(TILT,RQ,IVA,IPROY)
      GO TO 50
C
C      ANGULO = 0 GRADOS
C
30  CONTINUE
      RQ = RQ/10.
      IF(IPROY.EQ.0)CALL SCHMID(RQ,IVA)
      IF(IPROY.EQ.1)CALL WULFF(RQ,IVA)
      GO TO 50
C
C      ANGULO = 90 GRADOS
C
40  CONTINUE
      RQ = RQ/10.
      CALL ESFE2(RQ,IVA,IPROY)
C
C
50  CONTINUE
      XOR = -XOR + 2.* XC +2.
      YOR = -YOR
      CALL PLOT(XOR,YOR,-3)
      GO TO 2
1000 CONTINUE
      CALL PLOT(0.,0.,999)
C
      STOP
      END
      SUBROUTINE ESFE1(TILT,RQ,IVA,IPROY)
C
C      CONSTRUIR UN AREA DE PROYECCION DE RADIO 'RQ' E INCLINACION 'TILT'
C      IV = ESPACIO DE PUNTOS CALCULADOS (GRADOS)
C
      DIMENSION XA(4),XB(4),YA(4),YB(4)
      RAD=57.2957795
      CONV = 10.
      RNINTY=90.0/RAD
      FF=RNINTY/2.0
      PI=180.0/RAD
      WEST=270.0/RAD
      IF(TILT.GT.100.0)GOTO192
      IV = 2
      ITILT=TILT
      RQ=RQ/CONV
      R=RQ/SIN(0.5*RNINTY)
      TILT=TILT/RAD
      SSC=TILT
      SA=RNINTY-TILT
C
C      CALCULAR EL POLO
C
      RSC=SA
      DIST=R*SIN(0.5*RSC)
      IF(IPROY.GT.0)DIST= Pw*SIN(0.5*RSC)/COS(0.5*RSC)
      RY=RQ+DIST
      RX=RQ
      RX1=RX+0.04
      RX2=RX-0.04
      CALL PLOT(RX,RY,3)
      CALL PLOT(RX,RY,2)

```

```

CALL PLOT (RX1,RY,1)
CALL PLOT (RX2,RY,1)
CALL PLOT (RX,RY,1)
C
C   CALCULAR LOS CIRCULOS GRANDES
C
KONT=0
IFIN= 360-IVA
IDEL= 2* IVA
DO 137 LONG=IVA,IFIN,IDEL
XLONG=LONG
IF (LONG-180)107,106,108
106 KONT=0
GOTO122
107 XX=+1.0
RLONG=PI-(XLONG/RAD)
GOTO109
108 XX=-1.0
RLONG=(XLONG/RAD)-PI
109 KONT=KONT+1
IF (RLONG.GT.RNINTY)GOTO110
CALL OS14 (ZA,CHI,SA,RLONG,RNINTY,C)
110 CONTINUE
IF (IVA.NE.2)GO TO 112
IF (KONT-5)111,112,112
111 LLIM = 20
MLIM = 160
GO TO 113
112 LLIM = IVA
MLIM = 180 - IVA
KONT=0
113 CALL OS15 (RNINTY,SA,RLAT,RLONG,RA,AZ)
YY=+1.0
JLAT=RLAT*RAD
JL=JLAT/IV
JJ=JL*IV
IF (JJ.NE.JLAT)JLAT=JLAT-1
IF (JLAT.LT.LLIM)GOTO122
IF (JLAT.GT.MLIM)GOTO114
MLIM=JLAT
RSC=RNINTY
GOTO115
114 RLAT=MLIM
RLAT=RLAT/RAD
CALL OS13 (SA,RLAT,RSC,RA,AZ,RLONG)
YY=-1.0
115 DIST=R*SIN(0.5*RSC)
IF (IPROY.GT.0)DIST= RQ*SIN(0.5*RSC)/COS(0.5*RSC)
RYL=RQ+(COS(AZ)*DIST*YY)
RXL=RQ+(SIN(AZ)*DIST*XX)
DO121 LAT=LLIM,MLIM,IV
XLAT=LAT
RLAT=XLAT/RAD
CALL OS13 (SA,RLAT,RSC,RA,AZ,RLONG)
DIST=R*SIN(0.5*RSC)
IF (IPROY.GT.0)DIST= RQ*SIN(0.5*RSC)/COS(0.5*RSC)
IF (RLONG.GT.RNINTY)GOTO116
IF (CHI-RLAT)117,116,116
116 YY=+1.0
GOTO118
117 YY=-1.0
118 RX=RQ+(SIN(AZ)*DIST*XX)
RY=RQ+(COS(AZ)*DIST*YY)
IF (LAT.EQ.LLIM)GOTO119

```

```

      GOTO120
119  CALL PLOT (RX,RY,3)
      CALL PLOT (RX,RY,2)
      GOTO 121
120  CALL PLOT(RX,RY,1)
121  CONTINUE
      CALL PLOT (RXL,RYL,1)
122  KONG = LONG + IVA
      XLONG=KONG
      IF(KONG-180)124,123,125
123  KONT=0
      GOTO137
124  XX=+1.0
      RLONG=PI-(XLONG/RAD)
      GOTO126
125  XX=-1.0
      RLONG=(XLONG/RAD)-PI
126  KONT=KONT+1
      IF(RLONG.GT.RNINTY)GOTO127
      CALL OS14 (ZA,CHI,SA,RLONG,RNINTY,C)
127  CONTINUE
      IF(IVA.NE.2)GO TO 129
      IF(KONT-5)128,129,129
128  LLIM=20
      MLIM=160
      GOTO130
129  LLIM = IVA
      MLIM = 180 - IVA
      KONT=0
130  CALL OS15 (RNINTY,SA,RLAT,RLONG,RA,AZ)
      YY=+1.0
      JLAT=RLAT*RAD
      JL=JLAT/IV
      JJ=JL*IV
      IF(JJ.NE.JLAT)JLAT=JLAT-1
      IF(JLAT.LT.LLIM)GOTO137
      IF(JLAT.GT.MLIM)GOTO131
      MLIM=JLAT
      RSC=RNINTY
      GOTO132
131  RLAT=MLIM
      RLAT=RLAT/RAD
      CALL OS13 (SA,RLAT,RSC,RA,AZ,RLONG)
      YY=-1.0
132  DIST=R*SIN(0.5*RSC)
      IF(IPROY.GT.0)DIST= RQ*SIN(0.5*RSC)/COS(0.5*RSC)
      RYL=RQ+(COS(AZ)*DIST*YY)
      RXL=RQ+(SIN(AZ)*DIST*XX)
      CALL PLOT (RXL,RYL,3)
      CALL PLOT (RXL,RYL,2)
      LAT=MLIM+IV
      DO136 KAT=LLIM,MLIM,IV
      LAT=LAT-IV
      XLAT=LAT
      RLAT=XLAT/RAD
      CALL OS13 (SA,RLAT,RSC,RA,AZ,RLONG)
      DIST=R*SIN(0.5*RSC)
      IF(IPROY.GT.0)DIST= RQ*SIN(0.5*RSC)/COS(0.5*RSC)
      IF(RLONG.GT.RNINTY)GOTO133
      IF(CHI-RLAT)134,133,133
133  YY=+1.0
      GOTO135
134  YY=-1.0
135  RX=RQ+(SIN(AZ)*DIST*XX)

```

```

      RY=RQ+(COS(AZ)*DIST*YY)
      CALL PLOT (RX,RY,1)
136  CONTINUE
137  CONTINUE
C
C      CALCULAR LOS CIRCULOS PEQUEÑOS
C
      LIM = ITILT/IVA
      LIM = LIM * IVA
      IF(LIM.EQ.0)GOTO153
      DO 152 LAT=IVA,LIM,IVA
      RLAT=LAT
      RLAT=RLAT/RAD
      TIRL=TILT+RLAT
      TIRL=TILT+PLAT
      IF(TILT.LE.FF)GOTO138
      IF(TIRL.LE.RNINTY)GOTO138
      IF(RLAT.GT.RNINTY)GOTO138
      CALL OST5 (RLAT,SA,SC,RNINTY,B,CHI)
138  CONTINUE
      RSC=SA+RLAT
      DIST=R*SIN(0.5*RSC)
      IF(IPROY.GT.0)DIST= RQ*SIN(0.5*RSC)/COS(0.5*RSC)
      RYI=RQ+DIST
      RXI=RQ
      RXF=RXI
      CALL PLOT(RXI,RYI,3)
      CALL PLOT (RXI,RYI,2)
      DO151 LONG=2,358,IV
      IF(LONG-180)139,145,140
139  XX=+1.0
      XLONG=LONG
      RLONG=PI-(XLONG/RAD)
      GOTO141
140  XX = -1.0
      XLONG = LONG
      RLONG = (XLONG/RAD)-PI
141  CONTINUE
      CALL OST3(SA,RLAT,RSC,RA,AZ,RLONG)
      DIST = R*SIN(0.5*RSC)
      IF(IPROY.GT.0)DIST= RQ*SIN(0.5*RSC)/COS(0.5*RSC)
      IF(TILT.LE.FF)GO TO 142
      IF(TIRL.LE.RNINTY)GO TO 142
      IF(RLAT.GT.RNINTY)GO TO 143
      IF(RLONG-CHI)143,142,142
142  YY=+1.0
      GOTO144
143  YY=-1.0
144  RX=RQ+(SIN(AZ)*DIST*XX)
      RY=RQ+(COS(AZ)*DIST*YY)
      GOTO150
145  RX=RQ
      IF(SA-RLAT)147,146,148
146  RY=RQ
      GOTO149
147  RSC=RLAT-SA
      YY=-1.0
      GOTO149
148  RSC=SA-RLAT
      YY=+1.0
149  DIST=R*SIN(0.5*RSC)
      IF(IPROY.GT.0)DIST= RQ*SIN(0.5*RSC)/COS(0.5*RSC)
      RY=RQ+DIST*YY
150  CALL PLOT(RX,RY,1)

```

```

151 CONTINUE
    CALL PLOT (RXF, KYI, 1)
152 CONTINUE
153 LIM = LIM + IVA
    LMAX = (180 - ITILT) / IVA
    LMAX = LMAX * IVA
    RLMAX = LMAX
    IF (LIM.GT.LMAX) GOTO 183
    DO 188 LAT = LIM, LMAX, IDEL
        RLAT = LAT
        RLAT = RLAT / RAD
        RSC = RNINTY
        TIPL = TILT + RLAT
        IF (TIPL.LE.RNINTY) GOTO 154
        IF (RLAT.GT.RNINTY) GOTO 154
        CALL OST5 (RLAT, SA, SC, RNINTY, B, CHI)
154 CONTINUE
        CALL OST1 (RSC, RLAT, SA, RLONG, AZ, RA)
        XLONG = (PI - RLONG) * RAD
        XX = +1.0
        DIST = R * SIN(0.5 * RSC)
        IF (IPROY.GT.0) DISI = PQ * SIN(0.5 * RSC) / COS(0.5 * RSC)
        IF (TIPL.LE.RNINTY) GOTO 155
        IF (RLAT.GT.RNINTY) GOTO 156
        IF (RLONG - CHI) 156, 155, 155
155 YY = +1.0
        GOTO 157
156 YY = -1.0
157 RXI = RQ + (SIN(AZ) * DIST * XX)
        RYI = RQ + (COS(AZ) * DIST * YY)
        RXF = RQ - (RXI - RQ)
        I = XLONG + 1.0
        J = I / IV
        J = J * IV
        IF (J.NE.I) I = I + 1
        II = I
        III = 360 - II
        CALL PLOT (RXI, KYI, 3)
        CALL PLOT (RXI, KYI, 2)
        DO 170 LONG = II, III, IV
            IF (LONG - 180) 158, 164, 159
158 XX = +1.0
            XLONG = LONG
            RLONG = PI - (XLONG / RAD)
            GOTO 160
159 XX = -1.0
            XLONG = LONG
            RLONG = (XLONG / RAD) - PI
160 CONTINUE
            CALL OST3 (SA, RLAT, RSC, RA, AZ, RLONG)
            DIST = R * SIN(0.5 * RSC)
            IF (IPROY.GT.0) DISI = RQ * SIN(0.5 * RSC) / COS(0.5 * RSC)
            IF (TIPL.LE.RNINTY) GOTO 161
            IF (RLAT.GT.RNINTY) GOTO 162
            IF (RLONG - CHI) 162, 161, 161
161 YY = +1.0
            GOTO 163
162 YY = -1.0
163 RX = RQ + (SIN(AZ) * DIST * XX)
            RY = RQ + (COS(AZ) * DIST * YY)
            GOTO 169
164 RX = RQ
            IF (SA - RLAT) 166, 165, 167
165 RY = RQ

```

```

      GOT0168
166  RSC=RLAT-SA
      YY=-1.0
      GOT0168
167  RSC=SA-RLAT
      YY=+1.0
168  DIST=R*SIN(0.5*RSC)
      IF(IPROY.GT.0)DIST= RQ*SIN(0.5*RSC)/COS(0.5*RSC)
      RY=RQ+DIST*YY
169  CALL PLOT(RX,RY,1)
170  CONTINUE
      CALL PLOT (RXF,RY1,1)
      RLAT = LAT + IVA
      IF(RLAT.GT.R1MAX)GOTO188
      RLAT=RLAT/RAD
      RSC=RNINTY
      TIRL=TILT+RLAT
      IF(TIRL.LE.RNINTY)GOTO171
      IF(RLAT.GI.RNINTY)GOTO171
      CALL OSI5 (RLAT,SA,SC,RNINTY,B,CHI)
171  CONTINUE
      CALL OSI1 (RSC,RLAT,SA,RLONG,AZ,RA)
      XLONG=(PI-RLONG)*RAD
      XX=+1.0
      DIST=R*SIN(0.5*RSC)
      IF(IPROY.GT.0)DIST= RQ*SIN(0.5*RSC)/COS(0.5*RSC)
      IF(TIRL.LE.RNINTY)GOTO172
      IF(RLAT.GI.RNINTY)GOTO173
      IF(RLONG-CHI)173,172,172
172  YY=+1.0
      GOT0174
173  YY=-1.0
174  RXT=RQ+(SIN(AZ)*DIST*XX)
      RYT=RQ+(COS(AZ)*DIST*YY)
      RXF=RQ-(RXT-RQ)
      I=XLONG+1.0
      J=I/IV
      J=J*IV
      IF(J.NE.I)I=I+1
      II=I
      III=360-II
      CALL PLOT (RXF,RY1,3)
      CALL PLOT (RXF,RY1,2)
      LONG=III+IV
      DO187 KONG=II,III,IV
      LONG=LONG-IV
      IF(LONG-180)175,181,176
175  XX=+1.0
      XLONG=LONG
      RLONG=PI-(XLONG/RAD)
      GOT0177
176  XX=-1.0
      XLONG=LONG
      RLONG=(XLONG/RAD)-PI
177  CONTINUE
      CALL OSI3(SA,RLAT,RSC,PA,AZ,RLONG)
      DIST = R*SIN(0.5*RSC)
      IF(IPROY.GT.0)DIST= RQ*SIN(0.5*RSC)/COS(0.5*RSC)
      IF(TIRL.LE.RNINTY)GOTO178
      IF(RLAT.GI.RNINTY)GOTO179
      IF(RLONG-CHI)179,178,178
178  YY=+1.0
      GOT0180
179  YY=-1.0

```

```

180 RX=RQ+(SIN(AZ)*DIST*XX)
    RY=RQ+(COS(AZ)*DIST*YY)
    GOTO186
181 RX=RQ
    IF(SA-RLAT)183,182,184
182 RY=RQ
    GOTO185
183 RSC=RLAT-SA
    YY=-1.0
    GOTO185
184 RSC=SA-RLAT
    YY=+1.0
185 DIST=R*SIN(0.5*RSC)
    IF(IPROY.GT.0)DIST= RQ*SIN(0.5*RSC)/COS(0.5*RSC)
    RY=RQ+DIST*YY
186 CALL PLOT(RX,RY,1)
187 CONTINUE
    CALL PLOT (RX1,RY1,1)
188 CONTINUE

C
C   DIBUJAR EL PRIMER MERIDIANO
C
    RX=RQ
    RY=0.0
    RYF=2.0*RQ
    CALL PLOT (RX,RY,3)
    CALL PLOT (RX,RY,2)
    CALL PLOT (RX,RYF,1)

C
C   DIBUJAR EL CIRCULO PRIMITIVO
C
    XI=RQ
    YI=2.0*RQ
    CALL CIRCL(YI,XI,0.,360.,RQ,RQ,0.0)

C
C   DIBUJAR LOS MARCAS DEL CUADRANTE
C
    XA(1)=RQ
    XA(2)=2.0*RQ
    XA(3)=RQ
    XA(4)=0.0
    XB(1)=XA(1)
    XB(2)=XA(2)+0.25
    XB(3)=XA(3)
    XB(4)=XA(4)-0.25
    YA(1)=2.0*RQ
    YA(2)=RQ
    YA(3)=0.0
    YA(4)=RQ
    YB(1)=YA(1)+0.375
    YB(2)=YA(2)
    YB(3)=YA(3)-0.25
    YB(4)=YA(4)
    DO191 K=1,4
    CALL PLOT (XA(K),YA(K),3)
    CALL PLOT (XA(K),YA(K),2)
    CALL PLOT (XB(K),YB(K),1)
191 CONTINUE
192 CONTINUE
    RETURN
    END
    SUBROUTINE ESFE2(RQ,IVA,IPROY)

C
C   DIBUJAR PROYECCION PARA ANGULO= 90 GRADOS

```

```

C
RAD = 3.1415926/180.
ANGR = 180./3.1415926
C
C
C CIRCULOS MAYORES
C
CALL CIRCUL(2.*RQ,RQ,0.,360.,RQ,RQ,0.0)
CALL PLOT(RQ,2.*RQ+0.4,3)
CALL PLOT(RQ,-0.40,2)
IFIN = 180 - IVA
KONT = 0
DO 60 J=IVA,IFIN,IVA
KONT = KONT+1
CJ = J
IF(J-90)20,40,20
20 CONTINUE
IF(IVA.NE.2)GO TO 34
IF(KONT-5)30,34,34
30 BETA = 20.* RAD
GO TO 50
34 BETA = IVA * RAD
KONT = 0
GO TO 50
40 KONT = 0
CALL PLOT(2.*RQ+0.4,RQ,3)
CALL PLOT(-0.40,RQ,2)
GO TO 60
50 CONTINUE
IF(IPROY.EQ.0)RADIO=RQ *SQRT(2.)* SIN(0.5*BETA)
IF(IPROY.EQ.1)RADIO=RQ * SIN(0.5*BETA)/COS(0.5*BETA)
XI = RQ * SIN(CJ*RAD)
YI = RQ * COS(CJ*RAD)
XF = RADIO * SIN(CJ*RAD)
YF = RADIO * COS(CJ*RAD)
CALL PLOT(RQ+XI,RQ+YI,3)
CALL PLOT(RQ+XF,RQ+YF,2)
CALL PLOT(RQ-XF,RQ-YF,3)
CALL PLOT(RQ-XI,RQ-YI,2)
60 CONTINUE
C
C CIRCULOS MENORES
C
IFIN = 90 - IVA
DO 80 J=IVA,IFIN,IVA
CJ = J * RAD
IF(IPROY.EQ.0)R=RQ* SQRT(2.)* SIN(0.5*CJ)
IF(IPROY.EQ.1)R=RQ* SIN(0.5*CJ)/COS(0.5*CJ)
CALL CIRCUL(RQ+R,RQ,0.,360.,R,R,0.0)
80 CONTINUE
C
C
RETURN
END
SUBROUTINE OS11 (SA,SB,SC,A,B,C)
C
C RESOLVER UN TRIANGULO ESFERICO CONOCIENDO
C LOS TRES LADOS (SA,SB,SC) (SA=LADO MENOR
C
DATO =(COS(SA)-(COS(SB)*COS(SC)))/(SIN(SB)*SIN(SC))
VS = 1.
IF(DATO.LT.0.)VS = -1.
IF(ABS(DATO).GE.1.0)DATO = VS
A = ARCOS(DATO)
DATO = (SIN(SB)*SIN(A))/SIN(SA)

```

```

VS = 1.
IF(DATO.LT.0.)VS = -1.
IF(ABS(DATO).GE.1.0)DATO = VS
B = ARSIN(DATO)
DATO = (SIN(SC)*SIN(A))/SIN(SA)
VS = 1.
IF(DATO.LT.0.)VS = -1.
IF(ABS(DATO).GE.1.0)DATO = VS
C = ARSIN(DATO)
RETURN
END
SUBROUTINE USI3 (SA,SB,SC,A,B,C)

```

```

RESOLVER UN TRIANGULO ESFERICO CONOCIENDO
DOS LADOS Y EL ANGULO INCLUIDO (SA,SB,C)

```

```

DATO = (COS(SA)*COS(SB))+ SIN(SA)*SIN(SB)* COS(C)
VS = 1.
IF(DATO.LT.0.)VS = -1.
IF(ABS(DATO).GE.1.0)DATO = VS
SC = ARCCOS(DATO)
DATO = (SIN(SA)*SIN(C))/SIN(SC)
VS = 1.
IF(DATO.LT.0.)VS = -1.
IF(ABS(DATO).GE.1.0)DATO = VS
A = ARSIN(DATO)
DATO = (SIN(SB)*SIN(C))/SIN(SC)
VS = 1.
IF(DATO.LT.0.)VS = -1.
IF(ABS(DATO).GE.1.0)DATO = VS
B = ARSIN(DATO)
RETURN
END
SUBROUTINE USI4 (SA,SB,SC,A,B,C)

```

```

RESOLVER UN TRIANGULO ESFERICO CONOCIENDO
DOS ANGULOS Y EL LADO INCLUIDO (A,B,SC)

```

```

DATO = -(COS(A)*COS(B))+ SIN(A)*SIN(B)*COS(SC)
VS = 1.
IF(DATO.LT.0.)VS = -1.
IF(ABS(DATO).GE.1.0)DATO = VS
C = ARCCOS(DATO)
DATO = (SIN(A)*SIN(SC))/SIN(C)
VS = 1.
IF(DATO.LT.0.)VS = -1.
IF(ABS(DATO).GE.1.0)DATO = VS
SA= ARSIN(DATO)
DATO = (SIN(B)*SIN(SC))/SIN(C)
VS = 1.
IF(DATO.LT.0.)VS = -1.
IF(ABS(DATO).GE.1.0)DATO = VS
SB= ARSIN(DATO)
RETURN
END
SUBROUTINE USI5 (SA,SB,SC,A,B,C)

```

```

RESOLVER UN TRIANGULO ESFERICO CONOCIENDO
DOS LADOS Y EL ANGULO OPUESTO A UN LADO (SA,SB,A)

```

```

DATO = (SIN(A)*SIN(SB))/SIN(SA)
VS = 1.
IF(DATO.LT.0.)VS = -1.
IF(ABS(DATO).GE.1.0)DATO = VS

```

```

      B = ARSIN(DATO)
      DATO = (((COS(SA)*COS(SB))-(SIN(SA)*SIN(SB)*COS(A)*COS(B)))/
1(1.0 -((SIN(SB)**2)*(SIN(A)**2)))
      VS = 1.
      IF(DATO.LI.0.)VS = -1.
      IF(ABS(DATO).GE.1.0)DATO = VS
      SC = ARCOS(DATO)
      DATO = (COS(SC)-(COS(SA)*COS(SB)))/(SIN(SA)*SIN(SB))
      VS = 1.
      IF(DATO.LI.0.)VS = -1.
      IF(ABS(DATO).GE.1.0)DATO = VS
      C = ARCOS(DATO)
      RETURN
      END
      SUBROUTINE SCHMID(RQ,IVA)

```

```

C
C      DIRUJA UNA RED DE SCHMIDT PARA INCLINACION CERO
C

```

```

      RAD= 3.1415926/180.
      R = RQ/10.
      RS= R * SQRT(2.0)
      CALL CIRCL(2.*R,R,0.,360.,R,R,0.0)

```

```

C
C      DIBUJAR CIRCULOS MENORES
C

```

```

      IFIN = 180 - IVA
      DO 60 I=IVA,IFIN,IVA
      CI = I
      IF(I-90)20,22,24

```

```

20 CONTINUE

```

```

      ALFA = CI
      XO = R*(1.+SIN(ALFA*RAD))
      YO = R*(1.+COS(ALFA*RAD))
      SIG = 1.0
      GO TO 30

```

```

22 CALL PLOT(2.*R+0.3,R,3)
      CALL PLOT(-0.3,R,2)
      GO TO 60

```

```

24 CONTINUE

```

```

      ALFA = 180.-CI
      XO = R*(1.+ SIN(ALFA*RAD))
      YO = R*(1.- COS(ALFA*RAD))
      SIG =-1.0

```

```

30 CONTINUE

```

```

      CALL PLOT(XO,YO,3)
      DO 50 J=2,180,2
      CJ = J
      IF(J.GT.90)CJ=180-J
      ARG = SIN(ALFA*RAD) * SIN(CJ*RAD)
      IF(ARG.GT.1.0)ARG = 1.0
      GAM = 90. - (ARSTN(ARG))/RAD
      DIST = RS * SIN(0.5*GAM*RAD)
      ARG1 = SIN(ALFA*RAD) * COS(CJ*RAD)
      IF(ARG1.GT.1.0)ARG1= 1.0
      ALF = ARSIN(ARG1)
      SIGX = 1.
      IF(J.GT.90)SIGX = -1.0
      X = R + DIST * SIGX * SIN(ALF)
      Y = R + DIST * SIG * COS(ALF)
      CALL PLOT(X,Y,2)

```

```

50 CONTINUE

```

```

60 CONTINUE

```

```

C
C      DIBUJAR CIRCULOS MAYORES

```

C

```

      K = 0
      DO 110 I=IVA,IFIN,IVA
      IF(I-90)70,76,80
70  C1 = I
      SIG = 1.
      GO TO 90
76  CALL PLOT(R,2.*R+0.5,5)
      CALL PLOT(R,-0.5,2)
      K = 0
      GO TO 110
80  C1 = 180-I
      SIG = -1.
90  CONTINUE
      K = K+1
      IF(IVA.LE.2)GO TO 94
      IF(K.GE.5)GO TO 94
      BI = 20.
      GO TO 98
94  K = 0
      BI = IVA
98  CONTINUE
      BF = 180.-BI
102 BC = BI
      IND= 0
104 CONTINUE
      BCR= BC * RAD
      ARG = (COS(BCR))**2 + (SIN(BCR)**2) * COS (C1*RAD)
      IF(ARG.GT.1.0)ARG=1.0
      GAM = 90.- (ARCOS(ARG))/RAD
      DIST = RS * SIN(0.50*GAM*RAD)
      X = R + DIST * SIG * SIN(BCR)
      Y = R + DIST * COS(BCR)
      IPEN = 2
      IF(IND.EQ.0)IPEN=3
      CALL PLOT(X,Y,IPEN)
      IND = 1
      BC = BC + 2.
      IF(BC.LE.BF)GO TO 104
110 CONTINUE

```

C

C

```

      RETURN
      END
      SUBROUTINE WULFF(RQ,IVA)

```

C

C

C

```

      DIBUJA UNA RED DE WULFF

```

C

```

      RAD = 3.1415926/180.
      ANGR= 180./3.1415926

```

C

C

```

      CALL CIRCL(2.*RQ,RQ,0.,360.,RQ,RQ,0.0)

```

C

C

C

```

      CIRCULOS PEQUEÑOS

```

C

```

      IFIN = 180 - IVA
      DO 60 J=IVA,IFIN,IVA
      CJ = J
      IF(J-90)20,30,40

```

```

20  CONTINUE

```

```

      R = RQ * SIN(CJ*RAD)/COS(CJ*RAD)
      ANGI = -180.+CJ
      ANGF = -CJ

```

```

      XI = RQ *(1.- SIN(CJ* $\pi$ ))
      YI = RQ *(1.+ COS(CJ* $\pi$ ))
      GO TO 50
30  CALL PLOT(-0.4,RQ,3)
      CALL PLOT(RQ*2.+0.4,RQ,2)
      GO TO 60
40  CONTINUE
      R = RQ * SIN(CJ* $\pi$ )/COS(CJ* $\pi$ )
      R = ABS(R)
      ANGI = 180.- CJ
      ANGF = CJ
      XI = RQ *(1. + SIN(CJ* $\pi$ ))
      YI = RQ *(1. + COS(CJ* $\pi$ ))
50  CONTINUE
      CALL CIRCL(XI,YI,ANGI,ANGF,R,R,0.0)
60  CONTINUE

```

C
C
C

CIRCULOS GRANDES

```

      KONT = 0
      DO 100 J=IVA,IFIN,IVA
      KONT = KONT+1
      CJ = J
      IF(J-90)70,76,70
70  CONTINUE
      IF(IVA.NE.2)GO TO 74
      IF(KONT-5)72,74,74
72  BETA = 20. *  $\pi$ 
      GO TO 80
74  BETA = IVA *  $\pi$ 
      KONT = 0
      GO TO 80
76  KONT = 0
      CALL PLOT(RQ,2.*RQ+0.4,3)
      CALL PLOT(RQ,-0.4,2)
      GO TO 100
80  CONTINUE
      IF(J.GT.90)CJ=J-90
      R = RQ / COS(CJ* $\pi$ )
      DIST = R * SIN(CJ* $\pi$ )
      COC = (COS(BETA)*COS(CJ* $\pi$ ))/(SIN(BETA)+ SIN(CJ* $\pi$ ))
      ANG = ATAN(COC)
      ANGN= ANG * ANGR
      IF(J-90)84,84,88
84  CONTINUE
      ANGI = 180.- ANGN
      ANGF = 180.+ ANGN
      XI = RQ - R * COS(ANG) + DIST
      YI = RQ + R * SIN(ANG)
      GO TO 94
88  CONTINUE
      ANGI = -ANGN
      ANGF = ANGN
      XI = RQ - DIST + R * COS(ANG)
      YI = RQ - R * SIN(ANG)
94  CONTINUE
      CALL CIRCL(XI,YI,ANGI,ANGF,R,R,0.0)
100 CONTINUE

```

C
C

RETURN
END

PROGRAM GEOPLA

CALCULO Y REPRESENTACION DE PLANOS Y CONJUNCIONES

INTEGER*2 CTIP(4)

DATA CTIP/' ',' E',' V',' F'/

GEODRE

INTEGER*2 ITIP,IER(200)

DIMENSION ITIP(2,200),DIREC(2,200),BUZAM(2,200),DBUZA(2,200),

1PITCH(2,200),ISEN(2,200),SG1(200,4),SG2(200,4),SG3(200,4),TIT(10)

DIMENSION TT(2,200,3)

CALL PLOTS(0,0,9)

RS = 5.0

LEER DATOS Y TESTEARLOS

1 CONTINUE

READ(97,101,END=2000)(TIT(K),K=1,10),ID,IM,IA,NPED

NPLANO = 0

NC = 0

2 NC = NC+1

READ(97,102,END=10)ITIP(1,NC),DIREC(1,NC),BUZAM(1,NC),DBUZA(1,NC)

1,PITCH(1,NC),ISEN(1,NC),(TT(1,NC,J),J=1,3),ITIP(2,NC),DIREC(2,NC),

2BUZAM(2,NC),DBUZA(2,NC),PITCH(2,NC),ISEN(2,NC),(TT(2,NC,J),J=1,3)

GO TO 2

10 CONTINUE

NTC = NC-1

WRITE(99,131)(TIT(K),K=1,10)

WRITE(99,132)

IMPRIMIR DATOS

NLIN = 0

DO 14 NC=1,NTC

IF(NLIN.LT.50)GO TO 12

NLIN = 0

WRITE(99,135)

WRITE(99,132)

12 NLIN = NLIN+3

WRITE(99,133)NC,ITIP(1,NC),DIREC(1,NC),BUZAM(1,NC),DBUZA(1,NC),

1PITCH(1,NC),ISEN(1,NC),(TT(1,NC,J),J=1,3)

WRITE(99,134)ITIP(2,NC),DIREC(2,NC),BUZAM(2,NC),DBUZA(2,NC),

1PITCH(2,NC),ISEN(2,NC),(TT(2,NC,J),J=1,3)

14 CONTINUE

DO 50 NC=1,NTC

IER(NC)= 0

IF(ITIP(1,NC).LE.0)GO TO 20

IF(ITIP(1,NC).LE.3)GO TO 24

20 IER(NC)= 1

WRITE(99,121)NC

GO TO 50

24 CONTINUE

IF(ITIP(2,NC).LT.0)GO TO 20

IF(ITIP(2,NC).EQ.0)GO TO 30

IF(ITIP(2,NC).GT.3)GO TO 20

GO TO 34

30 IF(ITIP(1,NC).NE.3)GO TO 20

34 CONTINUE

DO 40 I1=1,2

IF(DIREC(I1,NC).GT.360.)GO TO 20

IF(DIREC(I1,NC).LT.0.0)GO TO 20

IF(BUZAM(I1,NC).GT.90.)GO TO 20

IF(BUZAM(I1,NC).LT.0.0)GO TO 20

IF(DBUZA(I1,NC).GT.360.)GO TO 20

IF(DBUZA(I1,NC).LT.0.0)GO TO 20

```

IF(PITCH(I1,NC).GT.180.)GO TO 20
IF(PITCH(I1,NC).LT.0.0)GO TO 20
IF(ISEN(I1,NC).GT.1)GO TO 20
IF(ISEN(I1,NC).LT.-1)GO TO 20
40 CONTINUE
50 CONTINUE

```

C

```

DO 84 NC=1,NTC
DO 80 I=1,2
D1 = DIREC(I,NC)+ 90.
D2 = DIREC(I,NC)- 90.
IF(D1.GT.360.)D1=D1-360.
IF(D2.LT.0.)D2= D2+360.
VALOR = DBUZA(I,NC)
COMP1 = ABS(D1-VALOR)
COMP2 = ABS(D2-VALOR)
IF(COMP1-COMP2)70,70,74
70 DBUZA(I,NC) = D1
GO TO 80
74 DBUZA(I,NC) = D2
80 CONTINUE
84 CONTINUE

```

C

```

NR = 0
DO 600 NC=1,NTC
IF(IER(NC).GT.0)GO TO 600
IT1 = ITIP(1,NC)
IT2 = ITIP(2,NC)

```

C

```

IF(IT1-2)202,204,206
202 IF(IT2-2)210,230,230
204 IF(IT2-2)230,210,230
206 IF(IT2-1)350,230,208
208 IF(IT2-2)230,230,400

```

C

C

```

210 IER(NC) = 1
WRITE(99,121)NC
GO TO 600

```

C

C

C

CONJUNCION ESTILOLITO-VENA-FALLA (COMB. DE DOS DE ELLAS)

```

230 CONTINUE
NR = NR+1
IF(NR.LE.6)GO TO 234
NR = 1
IF(NPLANO.EQ.0)CALL PLOT(-34.,22.5,-3)
IF(NPLANO.EQ.1)CALL PLOT(10.0,-40.9,-3)
IF(NPLANO.EQ.0)NPANO = 1
IF(NPLANO.EQ.1)NPANO = 0
NPLANO = NPANO
234 CONTINUE
IF(NR.GT.1)GO TO 238
CALL GEOL10(TIT)
GO TO 242
238 CONTINUE
IF(NR.EQ.4)GO TO 240
CALL PLOT(12.5,0.,-3)
GO TO 242
240 CALL PLOT(-25.,-12.5,-3)
242 CALL GEOL11

```

C

```

DIR1 = DIREC(1,NC)
DIR2 = DIREC(2,NC)

```

```

BUZ1 = BUZAM(1,NC)
BUZ2 = BUZAM(2,NC)
DBU1 = DBUZA(1,NC)
DBU2 = DBUZA(2,NC)

```

C

```

CALL GEOL2(DIR1,BUZ1,DBU1,RS,X1,Y1,R1)
CALL GEOL2(DIR2,BUZ2,DBU2,RS,X2,Y2,R2)
IF((R1.EQ.0.0).AND.(R2.EQ.0.0))GO TO 254
IF(R1.EQ.0.0)GO TO 250
CALL GEOL4(X1,Y1,R1,X2,Y2,R2,RS,ALFA,BETA,X,Y)
GO TO 260
250 CALL GEOL4(X2,Y2,R2,X1,Y1,R1,RS,ALFA,BETA,X,Y)
GO TO 260
254 X = 0.
Y = 0.
ALFA = 0.
BETA = 90.
260 CONTINUE
CALL SYMBOL(X,Y,0.2,1,0.0,-1)
CALL SYMBOL(X+0.3,Y+0.3,0.2,3HSG2,0.,3)
SG2(NC,1)= ALFA
SG2(NC,2)= BETA
SG2(NC,3)= X
SG2(NC,4)= Y
IPASO = 0
CALL GEOL12(X1,Y1,R1,RS,IT1)
CALL GEOL6(DIR1,BUZ1,DBU1,RS,X,Y,90.,AL,BE,XC,YC)
IF(IT1-2)266,270,280
266 CONTINUE
CALL SYMBOL(XC,YC,0.2,1,0.0,-1)
CALL SYMBOL(XC+0.3,YC+0.3,0.2,3HSG3,0.0,3)
SG3(NC,1) = AL
SG3(NC,2) = BE
SG3(NC,3) = XC
SG3(NC,4) = YC
GO TO 280
270 CONTINUE
CALL SYMBOL(XC,YC,0.2,1,0.0,-1)
CALL SYMBOL(XC+0.3,YC+0.3,0.2,3HSG1,0.0,3)
SG1(NC,1) = AL
SG1(NC,2) = BE
SG1(NC,3) = XC
SG1(NC,4) = YC
280 CONTINUE
IPASO = IPASO + 1
IF(IPASO.GT.1)GO TO 290
CALL GEOL12(X2,Y2,R2,RS,IT2)
CALL GEOL6(DIR2,BUZ2,DBU2,RS,X,Y,90.,AL,BE,XC,YC)
IF(IT2-2)266,270,280

```

C

```

290 CONTINUE
IF(IT1.EQ.3)GO TO 310
IF(IT2.EQ.3)GO TO 310
IF(IT1.EQ.2)GO TO 300
294 CONTINUE
CALL GEOL1(DIR1,BUZ1,DBU1,RS,AZ1,DIP1,XC,YC)
AZ2 = SG1(NC,1)
DIP2 = SG1(NC,2)
CALL GEOL7(AZ1,DIP1,AZ2,DIP2,DELTA)
CALL SYMBOL(XC,YC,0.2,12,0.0,-1)
IF(DELTA.GT.20.)IER(NC)=-1
GO TO 304
300 CONTINUE
CALL GEOL1(DIR1,BUZ1,DBU1,RS,AZ1,DIP1,XC,YC)

```

```

    AZ2 = SG3(NC,1)
    DIP2= SG3(NC,2)
    CALL GEOL7(AZ1,DIP1,AZ2,DIP2,DELTA)
    CALL SYMBOL(XC,YC,0.2,12,0.0,-1)
    IF(DELTA.GT.20.)IER(NC)=-1
304 IF(IT2.EQ.2)GO TO 308
    CALL GEOL1(DIR2,BUZ2,DBUZ,RS,AZ1,DIP1,XC,YC)
    AZ2 = SG3(NC,1)
    DIP2= SG3(NC,2)
    CALL GEOL7(AZ1,DIP1,AZ2,DIP2,DELTA)
    CALL SYMBOL(XC,YC,0.2,12,0.0,-1)
    IF(DELTA.GT.20.0)IER(NC)=-1
    GO TO 324
308 CONTINUE
    CALL GEOL1(DIP2,BUZ2,DBUZ,RS,AZ1,DIP1,XC,YC)
    AZ2 = SG3(NC,1)
    DIP2= SG3(NC,2)
    CALL GEOL7(AZ1,DIP1,AZ2,DIP2,DELTA)
    CALL SYMBOL(XC,YC,0.2,12,0.0,-1)
    IF(DELTA.GT.20.)IER(NC)= -1
    GO TO 324
C   MODIFICACIONES POR CONJ (E-F) O (V-F)
310 CONTINUE
C
    AZ = SG2(NC,1)
    DIP= SG2(NC,2)
    DIR= AZ - 90.
    IF(DIR.LT.0.)DIR=DIR+360.
    BUZ= 90.-DIP
    DBUZ = AZ + 180.
    IF(DBUZ.GT.360.)DBUZ=DBUZ-360.
C
    IF(IT1.EQ.1)GO TO 314
    IF(IT1.EQ.2)GO TO 318
    IF(IT2.EQ.1)GO TO 314
    IF(IT2.EQ.2)GO TO 318
314 CONTINUE
    X = SG3(NC,3)
    Y = SG3(NC,4)
    CALL GEOL6(DIR,BUZ,DBUZ,RS,X,Y,90.,ALFA,BETA,XR,YR)
    CALL SYMBOL(XR,YR,0.20,1,0.0,-1)
    CALL SYMBOL(XR+0.30,YR+0.30,0.20,3HSG1,0.0,3)
    SG1(NC,1) = ALFA
    SG1(NC,2) = BETA
    SG1(NC,3) = XR
    SG1(NC,4) = YR
    GO TO 324
318 CONTINUE
    X = SG1(NC,3)
    Y = SG1(NC,4)
    CALL GEOL6(DIR,BUZ,DBUZ,RS,X,Y,90.,ALFA,BETA,XR,YR)
    CALL SYMBOL(XR,YR,0.20,1,0.0,-1)
    CALL SYMBOL(XR+0.30,YR+0.30,0.20,3HSG3,0.0,3)
    SG3(NC,1) = ALFA
    SG3(NC,2) = BETA
    SG3(NC,3) = XR
    SG3(NC,4) = YR
324 CONTINUE
    CALL SYMBOL(-5.,-6.,0.2,15HCONJUNCTION NO. ,0.,15)
    CALL NUMBER(999.,999.,0.2,FLOAT(NC),0.0,-1)
    IF(IER(NC).LT.0)CALL SYMBOL(0.,-6.,0.2,17H(ANGULO > 20 GR.),0.,17)
    GO TO 600
C
C   FALLA UNICA

```

C

```

350 CONTINUE
  NR = NR+1
  IF(NR.LE.6)GO TO 352
  NR = 1
  IF(NPLANO.EQ.0)CALL PLOT(-34.,22.5,-3)
  IF(NPLANO.EQ.1)CALL PLOT(10.0,-40.9,-3)
  IF(NPLANO.EQ.0)NPANO = 1
  IF(NPLANO.EQ.1)NPANO = 0
  NPLANO = NPANO
352 CONTINUE
  IF(NR.GT.1)GO TO 356
  CALL GEOL10(11T)
  GO TO 364
356 CONTINUE
  IF(NR.EQ.4)GO TO 360
  CALL PLOT(12.5,0.,-3)
  GO TO 364
360 CALL PLOT(-25.,-12.5,-3)
364 CALL GEOL11

```

C
C

```

  DIR = DIREC(1,NC)
  BUZ = BUZAM(1,NC)
  DBUZ = DBUZA(1,NC)
  PIT = PITCH(1,NC)
  IS = ISEN(1,NC)
  DLT = -30. * IS
  CALL GEOL3(PIT,DIR,RS,XCP,YCP,RP)
  CALL GEOL2(DIR,BUZ,DBUZ,RS,XCF,YCF,RF)
  IF((RP.EQ.0.).AND.(RF.EQ.0.))GO TO 374
  IF(RF.EQ.0.)GO TO 370
  CALL GEOL4(XCF,YCF,RF,XCP,YCP,PP,RS,ALF,BET,XPIT,YPIT)
  GO TO 380
370 CALL GEOL4(XCP,YCP,RP,XCF,YCF,RF,RS,ALF,BET,XPIT,YPIT)
  GO TO 380
374 XPIT = 0.
  YPIT = 0.
  ALF = 0.
  BET = 90.
380 CONTINUE
  CALL GEOL6(DIR,BUZ,DBUZ,RS,XPIT,YPIT,90.,APM,BPM,XPM,YPM)
  DIR1 = APM - 90.
  IF(DIR1.LT.0.0)DIR1 = DIR1 + 360.
  BUZ1 = 90. - BPM
  DBUZ1 = APM + 180.
  IF(DBUZ1.GT.360.)DBUZ1 = DBUZ1-360.
  CALL GEOL6(DIR1,BUZ1,DBUZ1,RS,XPIT,YPIT,DLT,AZS1,DS1,XS1,YS1)
  CALL GEOL6(DIR1,BUZ1,DBUZ1,RS,XS1,YS1,90.,AZS3,DS3,XS3,YS3)
  SG1(NC,1) = AZS1
  SG1(NC,2) = DS1
  SG1(NC,3) = XS1
  SG1(NC,4) = YS1
  SG2(NC,1) = APM
  SG2(NC,2) = BPM
  SG2(NC,3) = XPM
  SG2(NC,4) = YPM
  SG3(NC,1) = AZS3
  SG3(NC,2) = DS3
  SG3(NC,3) = XS3
  SG3(NC,4) = YS3
  CALL GEOL12(XCF,YCF,RF,RS,3)
  CALL SYMBOL(XS1,YS1,0.2,1,0.0,-1)
  CALL SYMBOL(XS1+0.3,YS1+0.3,0.20,3HSG1,0.0,3)

```

```

CALL SYMBOL(XPM,YPM,0.2,1,0.0,-1)
CALL SYMBOL(XPM+0.3,YPM+0.3,0.20,3HSG2,0.0,3)
CALL SYMBOL(XS3,YS3,0.2,1,0.0,-1)
CALL SYMBOL(XS3+0.3,YS3+0.3,0.20,3HSG3,0.0,3)

```

C
C

```

X0 = XPIT +0.30
Y0 = YPIT +0.30
IF(IS.GT.0)CALL SYMBOL(X0,Y0,0.20,3H(+),0.,3)
IF(IS.LT.0)CALL SYMBOL(X0,Y0,0.20,3H(-),0.,3)
CALL SYMBOL(-5.,-6.,0.20,15HCONJUNCION NO.,0.,15)
CALL NUMBER(999.,999.,0.20,FLOAT(NC),0.0,-1)
GO TO 600

```

C
C
C

FALLAS CONJUGADAS

```

400 CONTINUE
NR = NR+1
IF(NR.LE.6)GO TO 406
NR = 1
IF(NPLANO.EQ.0)CALL PLOT(-34.,22.5,-3)
IF(NPLANO.EQ.1)CALL PLOT(10.0,-40.9,-3)
IF(NPLANO.EQ.0)NPANO = 1
IF(NPLANO.EQ.1)NPANO = 0
NPLANO = NPANO

```

```

406 CONTINUE
IF(NR.GT.1)GO TO 410
CALL GEOL10(TIT)
GO TO 416

```

```

410 CONTINUE
IF(NR.EQ.4)GO TO 412
CALL PLOT(12.5,0.,-3)
GO TO 416

```

```

412 CALL PLOT(-25.,-12.5,-3)
416 CALL GEOL11

```

C
C

```

DIR1 = DIREC(1,NC)
DIR2 = DIREC(2,NC)
BUZ1 = BUZAM(1,NC)
BUZ2 = BUZAM(2,NC)
DBU1 = DBUZA(1,NC)
DBU2 = DBUZA(2,NC)
IS = ISEN(1,NC)
CALL GEOL2(DIR1,BUZ1,DBU1,RS,X1,Y1,R1)
CALL GEOL2(DIR2,BUZ2,DBU2,RS,X2,Y2,R2)
IF((R1.EQ.0.0).AND.(R2.EQ.0.0))GO TO 434
IF(R1.LE.0.0)GO TO 430
CALL GEOL4(X1,Y1,R1,X2,Y2,R2,RS,ALFA,BETA,XS2,YS2)
GO TO 440

```

```

430 CONTINUE
CALL GEOL4(X2,Y2,R2,X1,Y1,R1,RS,ALFA,BETA,XS2,YS2)
GO TO 440

```

```

434 XS2 = 0.
YS2 = 0.
ALFA = 0.
BETA =90.

```

```

440 CONTINUE
SG2(NC,1) = ALFA
SG2(NC,2) = BETA
SG2(NC,3) = XS2
SG2(NC,4) = YS2
CALL GEOL12(X1,Y1,R1,RS,3)
CALL GEOL12(X2,Y2,R2,RS,3)

```

```
CALL SYMBOL(XS2,YS2,0.2,1,0.0,-1)
CALL SYMBOL(XS2+0.3,YS2+0.3,0.2,3HSG2,0.0,3)
```

C

```
DIRM = ALFA-90.
IF(DIR1.LT.0.0)DIRM=DIRM+360.
BUZM = 90. - BETA
DBUZM= ALFA + 180.
IF(DBUZM.GT.360.)DBUZM = DBUZ-360.
CALL GEOL2(DIRM,BUZM,DBUZM,RS,X3,Y3,R3)
```

C

```
IF((R1.EQ.0.0).AND.(R3.EQ.0.0))GO TO 454
IF(R1.LE.0.0)GO TO 450
CALL GEOL4(X1,Y1,R1,X3,Y3,R3,RS,AC1,BC1,XC1,YC1)
GO TO 460
```

450 CONTINUE

```
CALL GEOL4(X3,Y3,R3,X1,Y1,R1,RS,AC1,BC1,XC1,YC1)
GO TO 460
```

454 XC1 = 0.

YC1 = 0.

AC1 = 0.

BC1 = 90.

460 CONTINUE

C

```
IF((R2.EQ.0.0).AND.(R3.EQ.0.0))GO TO 474
IF(R2.LE.0.0)GO TO 470
CALL GEOL4(X2,Y2,R2,X3,Y3,R3,RS,AC2,BC2,XC2,YC2)
GO TO 480
```

470 CONTINUE

```
CALL GEOL4(X3,Y3,R3,X2,Y2,R2,RS,AC2,BC2,XC2,YC2)
GO TO 480
```

474 XC2 = 0.

YC2 = 0.

AC2 = 0.

BC2 = 90.

480 CONTINUE

C

```
CALL GEOL7(AC1,BC1,AC2,BC2,DELTA)
```

C

```
DLT = DELTA/2.0
CALL GEOL6(DIRM,BUZM,DBUZM,RS,XC1,YC1,DLT,AL,BE,X4,Y4)
CALL GEOL7(AL,BE,AC2,BC2,DLT1)
IF(ABS(DLT-DLT1).LE.0.5)GO TO 500
DLT = -DLT
```

CALL GEOL6(DIRM,BUZM,DBUZM,RS,XC1,YC1,DLT,AL,BE,X4,Y4)

500 CONTINUE

```
CALL GEOL6(DIRM,BUZM,DBUZM,RS,X4,Y4,90.,AL1,BE1,X5,Y5)
```

```
CALL SYMBOL(X4,Y4,0.2,1,0.0,-1)
```

```
CALL SYMBOL(X5,Y5,0.2,1,0.0,-1)
```

```
IF(IS.LT.0)GO TO 510
```

```
SG1(NC,1) = AL
```

```
SG1(NC,2) = BE
```

```
SG1(NC,3) = X4
```

```
SG1(NC,4) = Y4
```

```
CALL SYMBOL(X4+0.3,Y4+0.3,0.2,3HSG1,0.0,3)
```

```
SG3(NC,1) = AL1
```

```
SG3(NC,2) = BE1
```

```
SG3(NC,3) = X5
```

```
SG3(NC,4) = Y5
```

```
CALL SYMBOL(X5+0.3,Y5+0.3,0.2,3HSG3,0.0,3)
```

```
GO TO 520
```

510 CONTINUE

```
SG3(NC,1) = AL
```

```
SG3(NC,2) = BE
```

```
SG3(NC,3) = X4
```

```

      SG3(NC,4) = Y4
      CALL SYMBOL(X4+0.3,Y4+0.30,0.20,3HSG3,0.0,3)
      SG1(NC,1) = AL1
      SG1(NC,2) = BE1
      SG1(NC,3) = X5
      SG1(NC,4) = Y5
      CALL SYMBOL(X5+0.3,Y5+0.3,0.20,3HSG1,0.0,3)
520  CONTINUE
C
      CALL SYMBOL(-5.,-6.,0.20,15HCONJUNCION NO. ,0.,15)
      CALL NUMBER(999.,999.,0.20,FLOAT(NC),0.,-1)
C
600  CONTINUE
      IF(NR.LE.3)Y0 = -21.7
      IF(NR.GT.3)Y0 = -9.20
      IF(NR.EQ.1)X0 = 35.0
      IF(NR.EQ.2)X0 = 22.5
      IF(NR.EQ.3)X0 = 10.0
      IF(NR.EQ.4)X0 = 35.0
      IF(NR.EQ.5)X0 = 22.5
      IF(NR.EQ.6)X0 = 10.0
      IF(NPLANO)602,602,604
602  NPLANO = 1
      X0 = X0 - 44.
      Y0 = Y0 + 31.7
      GO TO 606
604  NPLANO = 0
      Y0 = Y0 - 31.7
606  CONTINUE
      CALL PLOT(X0,Y0,-3)
C
C      IMPRIMIR RESULTADOS
C
      WRITE(99,151)
      NLIN = 0
      DO 650 NC=1,NTC
      NLIN = NLIN+1
      IF(NLIN.LE.50)GO TO 610
      NLIN = 1
      WRITE(99,151)
610  CONTINUE
      IF(IER(NC))624,624,620
620  WRITE(99,154)NC
      GO TO 650
624  IT1 = ITIP(1,NC) + 1
      IT2 = ITIP(2,NC) + 1
      IF(IER(NC).EQ.0)GO TO 630
      WRITE(99,153)NC,CTIP(IT1),CTIP(IT2),SG1(NC,1),SG1(NC,2),SG2(NC,1),
1SG2(NC,2),SG3(NC,1),SG3(NC,2)
      GO TO 650
630  WRITE(99,152)NC,CTIP(IT1),CTIP(IT2),SG1(NC,1),SG1(NC,2),SG2(NC,1),
1SG2(NC,2),SG3(NC,1),SG3(NC,2)
650  CONTINUE
C
C      DIBUJAR E IMPRIMIR PLANOS DE DRENAJE
C
      WRITE(99,161)
      NLIN= 0
      NR = 0
      DO 800 NC=1,NTC
      IF(IER(NC).NE.0)GO TO 800
      X = SG3(NC,3)
      Y = SG3(NC,4)
      AZ= SG3(NC,1)

```

```

DIP=SG3(NC,2)
DIR = AZ-90.
IF(DIR.LT.0.0)DIR = DIR+360.
BUZ = 90.-DIP
DBUZ= AZ+180.
IF(DBUZ.GT.360.)DBUZ=DBUZ-360.

```

C

```

NLIN = NLIN+1
IF(NLIN.LE.50)GO TO 702
WRITE(99,161)
NLIN = 1
702 CONTINUE
WRITE(99,162)NC,DIR,BUZ,DBUZ

```

C

C

```

NR = NR+1
IF(NR.LE.6)GO TO 710
NR = 1
IF(NPLANO.EQ.0)CALL PLOT(-34.,22.5,-3)
IF(NPLANO.EQ.1)CALL PLOT(10.0,-40.9,-3)
IF(NPLANO.EQ.0)NPANO = 1
IF(NPLANO.EQ.1)NPANO = 0
NPLANO = NPANO

```

```

710 CONTINUE
IF(NR.GT.1)GO TO 714
CALL GEOL10(TIT)
GO TO 720
714 CONTINUE
IF(NR.EQ.4)GO TO 718
CALL PLOT(12.5,0.,-3)
GO TO 720
718 CALL PLOT(-25.,-12.5,-3)
720 CALL GEOL11

```

C

```

CALL GEOL2(DIR,BUZ,DBUZ,RS,XC,YC,R)
CALL SYMBOL(-5.,-6.,0.20,15HCONJUNCION NO. ,0.,15)
CALL NUMBER(999.,999.,0.20,FLOAT(NC),0.0,-1)
IT=4
CALL GEOL12(XC,YC,R,RS,IT)
CALL SYMBOL(0.,-6.,0.20,16HPLANO DE DRENAJE,0.0,16)

```

C

```

800 CONTINUE
IF(NR.LE.3)Y0= -21.7
IF(NR.GT.3)Y0= -9.20
IF(NR.EQ.1)X0= 35.0
IF(NR.EQ.2)X0= 22.5
IF(NR.EQ.3)X0= 10.0
IF(NR.EQ.4)X0= 35.0
IF(NR.EQ.5)X0= 22.5
IF(NR.EQ.6)X0= 10.0
IF(NPLANO.EQ.1)Y0=Y0-31.7
CALL PLOT(X0,Y0,-3)

```

C

```

1000 CONTINUE
GO TO 1
2000 CONTINUE
WRITE(99,155)
CALL PLOT(0.,0.,999)

```

C

```

101 FORMAT(10A4,50X,3I2,I4)
102 FORMAT(I2,4F6.0,I2,3A4,I2,4F6.0,I2,3A4)
121 FORMAT(/5X,'ERROR EN CONJUNCION NO.',I5,' (ALGUN DATO ERRONEO)')
131 FORMAT(1H1/10X,'LISTADO DE DATOS DE ENTRADA'/10X,27(1H=)//
12X,'TITULO : ',10A4/)

```

```

132 FORMAT(/1X,'NO. TIPO DIREC. BUZAM. D.BUZ. PITCH S.
1OBSERV.'/1X,65(1H=))
133 FORMAT(/15,2X,I2,1X,4(3X,F6.0),3X,I2,3X,3A4)
134 FORMAT(7X,I2,1X,4(3X,F6.0),3X,I2,3X,3A4)
135 FORMAT(1H1/10X,'LISTADO DE DATOS DE ENTRADA'/10X,27(1H=)/)
151 FORMAT(1H1//2X,'CONJUNCION'/2X,'NO. TIPO S I G M A 1 S
1I G M A 2 S I G M A 3 OBSER.'/2X,71(1H=)/)
152 FORMAT(2X,I3,' (' ,A2,'-' ,A2,') ' ,3(' (' ,F5.0,') (' ,F5.0,') ' ,2X))
153 FORMAT(2X,I3,' (' ,A2,'-' ,A2,') ' ,3(' (' ,F5.0,') (' ,F5.0,') ' ,
1' NULA')
154 FORMAT(2X,I3,63X, 'ERROR')
155 FORMAT(1H1//)
161 FORMAT(1H1/20X,'PLANOS DE DRENAJE'/20X,17(1H=)//
110X,'CONJUNCION',28X,'DIRECCION DEL'/
210X,' NO. DIRECCION BUZAMIENTO BUZAMIENTO'/10X,51(1H
3=)/)
162 FORMAT(13X,I3,9X,F5.0,8X,F5.0,9X,F5.0)

```

```

C      STOP
      END
      SUBROUTINE GEOL1(DIR,BUZ,DBUZ,RS,AZ,DIP,X,Y)
C
C      CONOCIDO EL PLANO (DIR,BUZ,DBUZ), CALCULAR SU POLO (AZ,DIP)
C
      RAD = 3.1415926/180.
      AZ = DBUZ + 180.
      IF(AZ.GE.360.)AZ= AZ - 360
      DIP = 90. - BUZ
C
      D = RS* SIN(0.5*BUZ*RAD)/COS(0.5*BUZ*RAD)
      X = D * SIN(AZ*RAD)
      Y = D * COS(AZ*RAD)
      RETURN
      END
      SUBROUTINE GEOL2(DIR,BUZ,DBUZ,RS,X,Y,R)
C
C      DADO UN PLANO, CALCULAR EN LA REPR. ESTEREOGRAFICA DE RADIO (RS)
C      SU CENTRO (X,Y) Y RADIO (R)
C      SI BUZ = 90. ES UNA RECTA DE PENDIENTE (X) (Y=R=0.0)
C
      RAD = 3.1415926/180.
      IF(BUZ.GT.89.0)GO TO 10
      R = RS/COS(BUZ*RAD)
      D = SQRT(R*R - RS*RS)
      X = - D * COS(DIR * RAD)
      Y = D * SIN(DIR * RAD)
      IF(DIR.LT.90.)GO TO 4
      IF(DIR.GT.270.)GO TO 4
      X = - X
      Y = - Y
4 CONTINUE
      IF(DBUZ.LT.180.)GO TO 20
      X = - X
      Y = - Y
      GO TO 20
10 R = 0.
      Y = 0.
      C = SIN(DIR*RAD)
      IF(C.EQ.0.0)GO TO 14
      X = COS(DIR*RAD) /SIN(DIR*RAD)
      GO TO 20
14 X = 0.
      Y = 1.
20 CONTINUE

```

```

RETURN
END
SUBROUTINE GEOL3(DELTA,DIR,RS,X,Y,R)

```

```

C
C DADO UN CIRCULO MENOR (DELTA) CON INCLINACION (DIR) EN UNA PROY.
C DE RADIO RS, CALCULAR COORD. DE SU CENTRO (X,Y) Y RADIO (R)
C SI DELTA= 90. TENEMOS UNA RECTA COMO EN SUB. GEOL2
C

```

```

      EPS = 0.01
      RAD = 3.1415926/180.
      IF(DELTA-90.)10,20,30
10  CONTINUE
      D = RS/COS(DELTA*RAD)
      R = RS * SIN(DELTA*RAD)/COS(DELTA*RAD)
      X = D * SIN(DIR*RAD)
      Y = D * COS(DIR*RAD)
      GO TO 32
20  R = 0.
      DIR1 = DIR+90.
22  CONTINUE
      C = SIN(DIR1*RAD)
      Y = 0
      IF(C.EQ.0.0)GO TO 24
      X = COS(DIR1*RAD)/C
      GO TO 40
24  X = 0
      Y = 1.
      GO TO 40
30  CONTINUE
      DLT1 = 180.- DELTA
      D = RS/COS(DLT1*RAD)
      R = D *SIN(DLT1*RAD)
      X = - D * SIN(DIR*RAD)
      Y = - D * COS(DIR*RAD)
32  CONTINUE
      IF(R.GT.300.)GO TO 20
      IF((R/RS).GT.EPS)GO TO 40
      R = 0.
      DIR1 = DIR
      GO TO 22
40  CONTINUE
      RETURN
      END
SUBROUTINE GEOL4(X1,Y1,R1,X2,Y2,R2,R,ALFA,BETA,XC,YC)

```

```

C
C INTERSECCION DE DOS CIRCULOS MAYORES
C

```

```

      EPS = 0.01
      RAD = 180./3.1415926
      IF(R2.GT.0.0)GO TO 4
      IF(Y2.EQ.0.0)GO TO 80
      IF(Y2.EQ.1.0)GO TO 84

```

```

C
C INT. DE DOS CIRCULOS
C

```

```

4  CONTINUE
      DIF = X1-X2
      IF(ABS(DIF).LE.EPS)GO TO 50
      DIF1 = Y1-Y2

```

```

C
C
      A=(DIF**2 + R1**2 - R2**2 -(Y1**2-Y2**2))/(2.*DIF)
      B= DIF1/DIF
      CA = B**2 + 1.

```

```

CB = 2.*(A*B - Y1)
CC = A*A - R1*R1 + Y1*Y1
DISCR = CB**2 - 4.*CA*CC
Y1S = (-CB + SQRT(DISCR))/(2.*CA)
Y2S = (-CB - SQRT(DISCR))/(2.*CA)
SOL1 = X1 + SQRT(R1*R1 - (Y1S-Y1)**2)
SOL2 = X1 - SQRT(R1*R1 - (Y1S-Y1)**2)
FACTOR = 1. - ((Y1S-Y2)/R2)**2
COMP1 = ((SOL1-X2)/R2)**2 - FACTOR
COMP2 = ((SOL2-X2)/R2)**2 - FACTOR
IF(ABS(COMP1)-ABS(COMP2))20,20,22
10 WRITE(99,101)X1,Y1,R1,X2,Y2,R2
101 FORMAT(1H1//10X,'ERROR EN EL CALCULO DE INTERSECCIONES'//20X,
1'XC1= ',E12.6,5X,'YC1= ',E12.6,5X,'R1= ',E12.6//20X,
2'XC2= ',E12.6,5X,'YC2= ',E12.6,5X,'R2= ',E12.6)
WRITE(99,102)X1S,Y1S,X2S,Y2S
102 FORMAT(/10X,'SOLUCIONES:'//2(20X,E12.6,5X,E12.6//))
GO TO 1000
20 X1S = SOL1
GO TO 24
22 X1S = SOL2
24 CONTINUE
SOL1 = X1 + SQRT(R1*R1 - (Y2S-Y1)**2)
SOL2 = X1 - SQRT(R1*R1 - (Y2S-Y1)**2)
FACTOR = 1. - ((Y2S-Y2)/R2)**2
COMP1 = ((SOL1-X2)/R2)**2 - FACTOR
COMP2 = ((SOL2-X2)/R2)**2 - FACTOR
IF(ABS(COMP1)-ABS(COMP2))30,30,32
30 X2S = SOL1
GO TO 34
32 X2S = SOL2
34 CONTINUE
GO TO 70

C
C
50 CONTINUE
A = ((Y1-Y2)**2 + R1**2 - R2**2 - X1**2 + X2**2)/(2.*(Y1-Y2))
X1S = X1 + SQRT(R1*R1 - A*A)
X2S = X1 - SQRT(R1*R1 - A*A)
SOL1 = Y1 + A
SOL2 = Y1 - A
FACTOR = 1.0 - (R1*R1-A*A)/(R2*R2)
COMP1 = ((SOL1-Y2)/R2)**2 - FACTOR
COMP2 = ((SOL2-Y2)/R2)**2 - FACTOR
IF(ABS(COMP1)-ABS(COMP2))54,54,56
54 Y1S = SOL1
GO TO 60
56 Y1S = SOL2
60 Y2S = Y1S

C
C
C
70 CONTINUE
COMP1 = Y1S**2 + X1S**2
COMP2 = Y2S**2 + X2S**2
IF(COMP1.LE.(R*R))GO TO 72
IF(COMP2.LE.(R*R))GO TO 74
IF(ABS(COMP1-R*R).LE.EPS)GO TO 72
IF(ABS(COMP2-R*R).LE.EPS)GO TO 74
GO TO 10
72 XC = X1S
YC = Y1S
GO TO 90
74 XC = X2S

```

```

YC = Y2S
GO TO 90

C
C RECTA Y CIRCULO
C
80 CM = X2
DISCR = (X1+CM*Y1)**2-(1.+CM**2)*(X1**2+Y1**2-R1**2)
X1S = ((X1+CM*Y1)+ SQRT(DISCR))/(1.+CM**2)
X2S = ((X1+CM*Y1)- SQRT(DISCR))/(1.+CM**2)
Y1S = CM * X1S
Y2S = CM * X2S
GO TO 70

C
84 CONTINUE
X1S = 0.
X2S = 0.
Y1S = Y1 + SQRT(R1*R1+X1*X1)
Y2S = Y1 - SQRT(R1*R1+X1*X1)
GO TO 70

C
C CALCULAR AZIMUT Y BUZAMIENTO
C
90 CONTINUE
IF(XC)204,214,202
202 IF(YC)212,212,210
204 IF(YC)216,218,218
210 ALFA = ATAN(XC/YC) * RAD
GO TO 230
212 ALFA = 90. + ATAN(-YC/XC) * RAD
GO TO 230
214 IF(YC.GE.0.0)ALFA = 0.
IF(YC.LT.0.0)ALFA = 180.
GO TO 230
216 ALFA = 180. + ATAN (XC/YC) * RAD
GO TO 230
218 ALFA = 270. + ATAN (-YC/XC) * RAD
230 CONTINUE

C
C
RC = SQRT(XC**2 + YC**2)
FACTOR = (R**2-RC**2)/(R**2+RC**2)
IF(FACTOR.GT.1.0)FACTOR=1.
BETA = ARSIN(FACTOR) * RAD

C
C
1000 CONTINUE
RETURN
END
SUBROUTINE GEOL5(X,Y,DIR,RS,DELTA)

C
C DADO UN PUNTO DE COORD (X,Y) PERTENECIENTE A UN PLANO DE DIRECCION
C (DIR), CALCULAR EL CIRCULO MENOR (DELTA) A QUE PERTENECE EN UNA
C PROYECCION DE RADIO (RS)
C
RAD = 3.1415926/180.
GRD = 1./RAD
ARG = (2.*RS*(X*SIN(DIR*RAD)+Y*COS(DIR*RAD)))/(X*X+Y*Y+RS*RS)
Z = ARCOS(ARG)
DELTA = GRD * Z
RETURN
END
SUBROUTINE GEOL6(DIR,BUZ,DBUZ,RS,X,Y,DLT,ALFA,BETA,XR,YR)

C
C SUMAR UN ANGULO "DLT" A UN PUNTO DE COORD. (X ,Y ) PERTENECIENTE

```

```

C      AL CIRCULO MAYOR (DIR,BUZ,DBUZ).COORD. (XR,YR) 0 (ALFA,BETA)
C
      CALL GEOL5 (X,Y,DIR,RS,DLT1)
      DELTA = DLT1 + DLT
      IF(DELTA.LT.0)GO TO 10
      IF(DELTA.LE.180)GO TO 20
10     DELTA = DLT1 - DLT
20     CONTINUE
      CALL GEOL2(DIR,BUZ,DBUZ,RS,X1,Y1,R1)
      CALL GEOL3(DELTA,DIR,RS,X2,Y2,R2)
      IF(R1.GT.0.0)GO TO 30
      IF(R2.LE.0.0)GO TO 40
      XC = X1
      YC = Y1
      RC = R1
      X1 = X2
      Y1 = Y2
      R1 = R2
      X2 = XC
      Y2 = YC
      R2 = RC
30     CONTINUE
      CALL GEOL4(X1,Y1,R1,X2,Y2,R2,RS,ALFA,BETA,XR,YR)
      GO TO 50
40     CONTINUE
      ALFA = 0.
      BETA = 90.
      XR = 0.
      YR = 0.
50     CONTINUE
      RETURN
      END
      SUBROUTINE GEOL7(AZ1,DIP1,AZ2,DIP2,DELTA)
C
C      CALCULA DISTANCIA ANGULAR (DELTA) ENTRE DOS PUNTOS O POLOS
C
      RAD = 3.1415926/180.
      ALFA =(AZ1 - AZ2)* RAD
      B1 = DIP1 * RAD
      B2 = DIP2 * RAD
      ARG = SIN(B1) * SIN(B2) + COS(B1) * COS(B2) * COS(ALFA)
      DELTA = ARCOS(ARG)
      DELTA = DELTA/RAD
      RETURN
      END
      SUBROUTINE GEOL10(TIT)
C
C      DIBUJA FORMATO Y TITULO
C
      DIMENSION TIT(10)
      CALL PLOT(0.,0.,3)
      CALL PLOT(42.,0.,2)
      CALL PLOT(42.,29.7,2)
      CALL PLOT(0.,29.7,2)
      CALL PLOT(0.,0.,2)
      CALL PLOT(2.,1.,3)
      CALL PLOT(41.,1.,2)
      CALL PLOT(41.,28.7,2)
      CALL PLOT(2.,28.7,2)
      CALL PLOT(2.,1.,2)
      CALL SYMBOL(24.,1.5,0.4,TIT,0.,40)
      CALL PLOT(9.0,21.7,-3)
      RETURN
      END

```

SUBROUTINE GEOL11

DIBUJA RECUADRO Y CIRCULO

```
CALL PLOT(-5.5,-5.5,3)
CALL PLOT( 5.5,-5.5,2)
CALL PLOT( 5.5, 5.5,2)
CALL PLOT(-5.5, 5.5,2)
CALL PLOT(-5.5,-5.5,2)
CALL PLOT(-0.2,0.,3)
CALL PLOT(0.20,0.,2)
CALL PLOT(0.,-0.2,3)
CALL PLOT(0.,0.20,2)
CALL PLOT(5.,0.,3)
CALL PLOT(5.2,0.,2)
CALL PLOT(0.,5.0,3)
CALL PLOT(0.,5.1,2)
CALL SYMBOL(-0.15,5.1,0.30,1HN,0.,1)
CALL PLOT(-5.,0.,3)
CALL PLOT(-5.2,0.,2)
CALL PLOT(0.,-5.0,3)
CALL PLOT(0.,-5.2,2)
CALL CIRCL(5.0,0.,0.,360.,5.0,5.0,0.)
RETURN
END
```

SUBROUTINE GEOL12(X,Y,R,RS,IT)

DIBUJA UN CIRCULO MAYOR CON UNA LEYENDA

```
RAD = 3.1415926/180.
GRD = 1./RAD
IF(R.EQ.0.0)GO TO 30
D = SQRT(X**2 + Y**2)
ALF = ARCOS(D/R)
ALF = ALF * GRD
IF(X)10,22,20
10 BETA = ATAN(Y/X) * GRD
GO TO 24
20 BETA = 180. + GRD * ATAN(Y/X)
GO TO 24
22 CONTINUE
IF(Y.LE.0.0)BETA= 90.
IF(Y.GT.0.0)BETA=-90.
24 CONTINUE
BETAI = BETA - ALF
BETAF = BETA + ALF
BETAC =(BETA - 90.)*RAD
XOR = RS * COS(BETAC)
YOR = RS * SIN(BETAC)
CALL CIRCL(XOR,YOR,BETAI,BETAF,R,R,0.)
GO TO 50
30 CONTINUE
IF(Y.EQ.0.)GO TO 36
CALL PLOT(0.,-RS,3)
CALL PLOT(0.,RS,2)
XOR = 0.
YOR = RS
GO TO 50
36 CONTINUE
XOR = RS/SQRT(1.+X**2)
YOR = X * XOR
CALL PLOT (XOR,YOR,3)
CALL PLOT (-XOR,-YOR,2)
50 CONTINUE
```

```
XORG = XOR + 0.2  
IF(XOR.LT.0.)XORG = XOR - 0.4  
YORG = YOR + 0.2  
IF(YOR.LT.0.)YORG = YOR - 0.4  
IF(IT.EQ.1)CALL SYMBOL(XORG,YORG,0.3,1HE,0.,1)  
IF(IT.EQ.2)CALL SYMBOL(XORG,YORG,0.3,1HV,0.,1)  
IF(IT.EQ.3)CALL SYMBOL(XORG,YORG,0.3,1HF,0.,1)
```

C

```
RETURN  
END
```

GEOPOL

PROGRAM DIAGNOSTICO GEOPOL

LEER Y TRANSFORMA LOS DATOS DE ENTRADA Y SUPERVISA EL DIBUJO

```
COMMON EAST, WEST, PI, TWOPI, RAD, R, SR, GRID, NO, HIF, CC, DS, HWID, NUM
COMMON X(5000), Y(5000), SPAZ(100), SPDIP(100), TITLE(18), KONT(5)
COMMON RAZ(4), RDIP(4), ROT(4), CONT(18), AREA(100), DMAX, RNUM, ILK
CALL PLOTS(0,0,9)
```

```
CALL PLOT(0.,5.,-5)
CONV = 1.
RAD=57.2957795
EAST=90.0/RAD
PI=180.0/RAD
WEST=270.0/RAD
TWOPI=360.0/RAD
```

C*****LEER TARJETA DE CONTROL

```
100 READ(97,101,END=154)(KONT(K),K=1,5),DIAM,GRID,CC,IDIAG
WRITE(99,3001)
3001 FORMAT(1H1/10X,'DATOS DEL CALCULO'/10X,17(1H=)/)
WRITE(99,101)(KONT(K),K=1,5),DIAM,GRID,CC,IDIAG
101 FORMAT(5I2,5F10.0,15)
IF(KONT(1).LE.0)GOTO154
KIN=0
REWIND 10
```

C*****INICIALIZA LAS VARIABLES DE CONTROL

```
NUM=0
NUMP=0
NO=0
IN=0
IDATA=0
IROT=0
IPLAN=0
INK=14
IF(DIAM.LE.0.0)DIAM=20.0
HT = 0.20
R=(DIAM/2.0)/CONV
IF(R.GT.12.)R=12.
DS= R/SIN(0.5*EAST)
SR=0.0
HWID = R
```

C*****LEER TARJETA DE TITULO

```
READ(97,102)(TITLE(K),K=1,18)
WRITE(99,902)(TITLE(K),K=1,18)
902 FORMAT(1X,18A4)
102 FORMAT(18A4)
```

C*****LEER TARJETA CON DATOS DE ROTACION (NO NECESARIA)

```
DO103K=1,4
103 IF(KONT(K).GT.3)GOTO104
GOTO107
104 READ(97,105)(RAZ(K),RDIP(K),ROT(K),K=1,4)
WRITE(99,105)(RAZ(K),RDIP(K),ROT(K),K=1,4)
105 FORMAT(4(2F6.0,F8.0))
DO106 K=1,4
RAZ(K)=RAZ(K)/RAD
RDIP(K)=RDIP(K)/RAD
```

```

106 ROT(K)=ROT(K)/RAD
C
C*****LEER DATOS DEL CONTORNO
C
107 DO109 K=1,4
    IF(KONT(K)-1)109,109,108
108 IF(KONT(K)-4)110,109,110
109 CONTINUE
    GOTO116
110 READ(97,111)(CONT(I),I=2,17)
    WRITE(99,111)(CONT(I),I=2,17)
111 FORMAT(16F5.0)
    IF(GRID.LE.0.0)GRID=1.0
    GRID=(GRID/10.0)/CONV
    IF(CC.LE.0.0)CC=1.0
    SR=SQRT((PI*RR**2*(CC/100.0))/PI)
C
C*****DETERMINAR LOS INTERVALOS DEL CONTORNO
C
    CONT(1)=0.0
    CONT(18)=100.0
    IF(CONT(2).GT.100.0)GOTO112
    ILK=2
    GOTO113
112 CONT(2)=1.0
    ILK=3
113 DO115 K=ILK,17
    IF(CONT(K))114,114,116
114 IF(ILK.EQ.2)RK=K-1
    IF(ILK.EQ.3)RK=K-2
115 CONT(K)=RK
116 IN=IN+1
    IKONT=KONT(IN)
    DMAX=R-(2.0*(SR+GRID))
C
    DO117 K=1,100
    SPAZ(K)=99999.0
117 SPDIP(K)=0.0
C
    IF(KONT(IN).GT.3)GOTO118
    GO TO 1210
118 IROT=ROT(IN)*RAD
    TRAZ=RAZ(IN)*RAD
    TRDIP=RDIP(IN)*RAD
    WRITE(99,119)IROT,TRAZ,TRDIP
119 FORMAT(1H1/5X,'POLOS ROTADOS ',F5.1,' GRADOS ALREDEDOR DE UN EJE C
10N'/5X,'AZIMUT ',F5.1,' E INCLINACION ',F5.1,' GRADOS'/5X,50(1H=)/
2)
    WRITE(99,120)
120 FORMAT(/4X,'POLOS SIN ROTAR',6X,'POLOS ROTADOS'/4X,'AZIMUT BU
1ZAM. AZIMUT BUZAM.'/4(4X,6(1H=)))
C
C*****LEER TARJETAS DE DATOS
C
1210 CONTINUE
    CALL RECHAD(HWID)
121 READ(97,122,END=140)AZ,DIP,FALL,REP,SYMB
    WRITE(99,122)AZ,DIP,FALL,REP,SYMB
122 FORMAT(3F10.0,2F5.0)
    WRITE(10,122)AZ,DIP,FALL,REP,SYMB
    GOTO124
123 READ(10,122,ERR=154)AZ,DIP,FALL,REP,SYMB
124 IF(AZ.GT.1000.0)GO TO 154
    ISYMB=SYMB

```

```

      NUM=NUM+1
      IF(FALL.LE.0.0)GOTO130
C
C*****CONVERTIR EL PLANO EN UN POLO
C
      DIP=90.0-DIP
      FALL=FALL-AZ
      IF(FALL.LT.0.0)FALL=FALL+360.0
      IF(FALL-180.0)125,126,128
125  AZ=AZ+270.0
      GOTO129
126  WRITE(99,127)AZ,DIP,FALL,REP,SYMB,HT
127  FORMAT(/5X,'ERROF EN TARJETA DE DATOS ('6F10.0,')'/)
      GOTO139
128  AZ=AZ+90.0
129  IF(AZ.GE.360.0)AZ=AZ-360.0
      FALL=0.0
130  AZ=AZ/RAD
      DIP=DIP/RAD
C
C*****ROTACION DEL POLO
C
      IF(KONT(IN).LE.3)GOTO133
      QAZ=AZ*RAD
      QDIP=DIP*RAD
      CALL ROT8 (AZ,DIP,IN)
      TAZ=AZ*RAD
      TDIP=DIP*RAD
      WRITE(99,131)QAZ,QDIP,TAZ,TDIP
131  FORMAT(1H ,F8.1,3F10.1)
      IF(KONT(5).LE.0)GOTO133
      WRITE(99,132)TAZ,TDIP,FALL,REP,SYMB,HT
132  FORMAT(6F10.2)
C
C*****ASIGNAR UN SIMBOLO ESPECIAL AL POLO
C
133  IF(ISYMB.LE.0)GOTO135
      IF(ISYMB.LE.14)GOTO134
      INK=INK+1
      ISYMB=INK
134  SPAZ(ISYMB)=AZ
      SPDIP(ISYMB)=DIP
      NUM=NUM-1
      GOTO139
C
C*****DETERMINAR LA REPRESENTACION DE DATOS
C
135  IF(REP-1.0)138,136,137
C
C***** DIBUJAR PLANO
C
136  CALL PLANE (AZ,DIP)
      IPLAN=1
      NUM=NUM-1
      NUMP=NUMP+1
      GOTO139
C
C***** DIBUJAR PLANO DE POLOS ALMACENADOS
C
137  CALL PLANE (AZ,DIP)
      IPLAN=1
      NUMP=NUMP+1
C
C***** ALMACENAR POLOS

```

```

C
138 INDEX=0
    CALL COORD (AZ,DTP,IX,TY,INDEX)
    CALL STORE (TX,TY)
    IF(INDEX.EQ.0)GOTO139
    AZ=AZ+PI
    IF(AZ.GE.TWOPI)AZ=AZ-TWOPI
    DIP=-DIP
    CALL COORD (AZ,DTP,IX,TY,0)
    CALL STORE (TX,TY)
139 IF(IN.GI.1)GOTO123
    GOTO121

```

```

C
C*****MOVER EL PAPEL DESPUES DEL DIAGRAMA DE GRAN CIRCULO
C

```

```

140 CONTINUE
    IF(IPLAN)141,141,201
201 CONTINUE
    CALL CIRCLO
    IF(R.LE.8.0)CALL PLOT(14.5+R,R-18.,-3)
    IF(R.GT.8.0)CALL PLOT(25.5+R,R-16.2,-3)
    CALL RECUAD(HWID)
141 CONTINUE
    CALL YSORT
    GOTO(142,146,142,142,146,142),IKONT

```

```

C
C***** DIBUJAR DIAGRAMA SCATTER
C

```

```

142 CALL SCATR
    CALL CIRCLO
    CALL LABL1
    DO143I=1,14
    IF(SPAZ(I).GT.1000.0)GOTO143
    CALL COORD (SPAZ(I),SPDIP(I),SX,SY,0)
    CALL SYMBOL(SX,SY,HI,1-1,0.0,-1)
143 CONTINUE
    DO144I=15,100
    IF(SPAZ(I).GT.1000.0)GOTO145
    CALL PLANE (SPAZ(I),SPDIP(I))
144 CONTINUE
145 CONTINUE
    IF(R.LE.8.0)CALL PLOT(14.5+R,R-18.,-3)
    IF(R.GT.8.0)CALL PLOT(25.5+R,R-16.2,-3)

```

```

C
C***** DIBUJAR DIAGRAMA DE CONTORNO
C

```

```

146 GOTO(155,147,147,155,147,147),IKONT
147 CONTINUE
    CALL RECUAD(HWID)
    IF(IDIAG)1402,1402,1404
1402 CALL CONTR(KIN)
    GO TO 1410
1404 CALL CONTR1(KIN)
1410 CONTINUE
    CALL CIRCLO
    CALL LABL1
    CALL LABL2
    DO148I=1,14
    IF(SPAZ(I).GT.1000.0)GOTO148
    CALL COORD (SPAZ(I),SPDIP(I),SX,SY,0)
    CALL SYMBOL(SX,SY,HI,1-1,0.0,-1)
148 CONTINUE
    DO149I=15,100
    IF(SPAZ(I).GT.1000.0)GOTO150

```

```

      CALL PLANE (SPAZ(1),SPDIP(1))
149 CONTINUE
150 CONTINUE
      IF(R.LE.8.0)CALL PLOT(14.5+R,R-18.,-3)
      IF(R.GT.8.0)CALL PLOT(25.5+R,R-16.2,-3)
155 CONTINUE
C
C***** PREPAR PARA SIGUIENTES CONJUNTOS DE DATOS
C
      IN=IN+1
      IF(KONT(IN).LE.0)GOTO100
      IF(IN.GE.5)GOTO100
C
      DO151 K=1,100
      SPAZ(K)=99999.0
151 SPDIP(K)=0.0
      IKONT=KONT(IN)
C
      IF(KONT(IN).GT.3)GOTO152
      GOTO153
152 TROT=ROT(IN)*RAD
      TRAZ=RAZ(IN)*RAD
      TRDIP=RDIP(IN)*RAD
      WRITE(99,119)TROT,TRAZ,TRDIP
      WRITE(99,120)
153 REWIND 10
C
C***** INICIALIZAR LAS VARIABLES DE CONTROL
C
      NUM=0
      NUP=0
      NO=0
      IDATA=0
      IROT=1
      INK=14
      IPLAN=0
      CALL RECUAD(HWID)
      GOTO123
154 CONTINUE
      CALL PLOT(0.,0.,999)
      STOP
      END
      SUBROUTINE LABL1
C
C      ETIQUETA DEL DIAGRAMA DE ORIENTACION CON TITULO Y NO. DE POLOS
C
      COMMON EAST, WEST, PI, TWOPI, RAD, R, SR, GRID, NO, NUF, CC, DS, HWID, NUM
      COMMON X(5000), Y(5000), SPAZ(100), SPDIP(100), TITLE(18), KONT(5)
      COMMON RAZ(4), RDIP(4), ROT(4), CONT(18), AREA(100), DMAX, RNUM, ILK
      IF(HWID.GT.8.0)GO TO 10
      XX = R-7.
      YY = R-16.7
      GO TO 20
10 XX = R+3.5
      YY = R-14.9
20 CONTINUE
      HT1 = 0.20
      CALL SYMBOL (XX,YY,HT1,TITLE ,0.0,72)
      CALL SYMBOL (XX,YY+0.7,0.15,18,NUMERO DE POLOS = ,0.0,18)
      RNUM=NUM
      CALL NUMBER(99.,999.,0.15,RNUM,0.0,-1)
      RETURN
      END
      SUBROUTINE LABL2

```

```

C
C      ETIQUETA DEL DIAGRAMA DE ORIENTACION CON INTERVALOS DEL CONTORNO
C
COMMON EAST, WEST, PI, TWOPI, RAD, R, SR, GRID, NO, NUF, CC, DS, HWID, NUM
COMMON X(5000), Y(5000), SPAZ(100), SPDIP(100), TITLE(18), KONI(5)
COMMON RAZ(4), PDIP(4), ROT(4), CONT(18), AREA(100), DMAX, RNUM, ILK
IF(HWID.GT.8.0)GO TO 10
XX = R-7.
YY = R-13.9
GO TO 20
10 XX = R+3.5
YY = R-12.1
20 CONTINUE
CALL SYMBOL(XX,YY,0.15,23INTERVALOS DEL CONTORNO,0.0,23)
CALL SYMBOL(XX+6.,YY,0.15,20% CONCENTRACION POR ,0.0,20)
CALL NUMBER(999.,999.,0.15,CC,0.0,1)
CALL SYMBOL(999.,999.,0.15,100 % DE AREA,0.0,10)
C
HT = 0.15
YY = YY - 0.65
CMAX=NUF
J=NUF-1
XX = XX-1.0
DO 900 K=2,J
XS = XX + 1.*(K-2)
CALL NUMBER (XS,YY,HT,CONT(K),0.0,1)
900 CONTINUE
RETURN
END
SUBROUTINE OS13 (SA,SB,SC,A,B,C)
C
C      RESOLVER UN TRIANGULO ESFERICO CONOCIENDO
C      DOS LADOS Y EL ANGULO INCLUIDO (SA,SB,C)
C
DATO = (COS(SA)*COS(SB))+ SIN(SA)*SIN(SB)* COS(C)
VS = 1.
IF(DATO.LT.0.)VS = -1.
IF(ABS(DATO).GE.1.0)DATO = VS
SC = ARCOS(DATO)
DATO = (SIN(SA)*SIN(C))/SIN(SC)
VS = 1.
IF(DATO.LT.0.)VS = -1.
IF(ABS(DATO).GE.1.0)DATO = VS
A = ARSIN(DATO)
DATO = (SIN(SB)*SIN(C))/SIN(SC)
VS = 1.
IF(DATO.LT.0.)VS = -1.
IF(ABS(DATO).GE.1.0)DATO = VS
B = ARSIN(DATO)
RETURN
END
SUBROUTINE PLANE (PAZ,PDIP)
C
C      DIBUJAR UN CIRCULO GRANDE HORIZONTAL AL PLO
C      PAZ = AZIMUT DEL POLO
C      PDIP = BUZAMIENTO DEL POLO
C
COMMON EAST, WEST, PI, TWOPI, RAD, R, SR, GRID, NO, NUF, CC, DS, HWID, NUM
COMMON X(5000), Y(5000), SPAZ(100), SPDIP(100), TITLE(18), KONI(5)
COMMON RAZ(4), PDIP(4), ROT(4), CONT(18), AREA(100), DMAX, RNUM, ILK
AZP=PAZ+EAST
IF(AZP.GT.TWOPI)AZP=AZP-TWOPI
AZ=AZP
DIP=0.0

```

```

CALL COORD (AZ,DIP,IX,TY,0)
CALL PLOT (IX,TY,3)
CALL PLOT (IX,TY,2)
D0707 IJ=1,179
RIJ=IJ
PHI=RIJ/RAD
IF(IJ-90)703,702,704
702 AZ=AZP+EAST
IF(AZ.GE.TWOPI)AZ=AZ-TWOPI
DIP=EAST-PDIP
GOTO706
703 CALL OST3 (PHI,EAST,SC,A,B,PDIP)
AZ=AZP+A
GOTO705
704 PHI=PI-PHI
CALL OST3 (PHI,EAST,SC,A,B,PDIP)
AZ=AZP+(PI-A)
705 IF(AZ.GE.TWOPI)AZ=AZ-TWOPI
DIP=EAST-SC
706 CALL COORD (AZ,DIP,IX,TY,0)
CALL PLOT (IX,TY,1)
707 CONTINUE
AZ=AZP+PI
IF(AZ.GE.TWOPI)AZ=AZ-TWOPI
DIP=0.0
CALL COORD (AZ,DIP,IX,TY,0)
CALL PLOT (IX,TY,1)
708 RETURN
END
SUBROUTINE RECUAD(HWID)

```

```

C
C
C
IF(HWID.GT.8.0)GO TO 20
ANC = 21.
ALT = 29.7
BOR = 0.50
BOR1= 2.5
XC = 11.5
YC = 18.
GO TO 24
20 ANC = 42.
ALT = 29.7
BOR = 1.
BOR1= 2.
XC = 21.5
YC = 16.2
24 CONTINUE
CALL PLOT(ANC,0.,2)
CALL PLOT(ANC,ALT,2)
CALL PLOT(0.,ALT,2)
CALL PLOT(0.,0.,2)
CALL PLOT(BOR1,BOR,3)
CALL PLOT(ANC-BOR,BOR,2)
CALL PLOT(ANC-BOR,ALT-BOR,2)
CALL PLOT(BOR1,ALT-BOR,2)
CALL PLOT(BOR1,BOR,2)
CALL PLOT(XC-HWID,YC-HWID,-3)
RETURN
END
SUBROUTINE ROT8(AZ,DIP,IN)

```

```

C
C
C
GIRO ALREDEDOR DE UN EJE DE ROTACION
AZ = AZIMUT INICIAL Y FINAL DEL POLO

```

```

C      DIP = BUZAMIENTO INICIAL Y FINAL DEL POLO
C      RAZ(IN) = AZIMUT DEL EJE DE ROTACION
C      RDIP(IN) = BUZAMIENTO DEL EJE DE ROTACION
C      ROT(IN) = DIFERENCIA ENTRE EJES DE ROTACION
C      VALOR POSITIVO (SENT. AG.RELOJ) VISTO DESDE
C      EL CENTRO DE LA ESFERA.
C
COMMON EAST, WEST, PI, TWOPI, RAD, R, SR, GRID, NO, NUF, CC, DS, HWID, NUM
COMMON X(5000), Y(5000), SPAZ(100), SPDIP(100), TITLE(18), KONT(5)
COMMON RAZ(4), RDIP(4), ROT(4), CONT(18), AREA(100), DMAX, RNUM, ILK
C*****
      PAZ=AZ-RAZ(IN)
      IF(PAZ.LT.0.0)PAZ=PAZ+TWOPI
C*****  RESOLVER EL TRIANGULO
      RELEV=EAST-RDIP(IN)
      IF(DIP.EQ.EAST)PAZ=0.0
      PELEV=EAST-DIP
      IF(PAZ.EQ.0.0)GOTO200
      IF(PAZ-PI)204,205,206
200  IF(PELEV-RELEV)201,202,203
201  SC=RELEV-PELEV
      PAZ=PI
      GOTO208
202  DIP=EAST-PELEV
      AZ=PAZ
      GOTO218
203  SC=PELEV-RELEV
      GOTO208
204  C=PAZ
      GOTO207
205  SC=PELEV+RELEV
      GOTO208
206  C=TWOPI-PAZ
207  CALL OST3 (RELEV, PELEV, SC, A, B, C)
      IF(PAZ.LE.PI)PAZ=PI-B
      IF(PAZ.GT.PI)PAZ=PI+B
208  PAZ=PAZ+ROT(IN)
      IF(PAZ.GE.TWOPI)PAZ=PAZ-TWOPI
      IF(PAZ.LT.0.0)PAZ=PAZ+TWOPI
      IF(PAZ.EQ.0.0)GOTO209
      IF(PAZ-PI)210,211,215
209  ELEV=RELEV+SC
      AZ=0.0
      GOTO216
210  B=PI-PAZ
      CALL OST3 (RELEV, SC, ELEV, A, AZ, B)
      GOTO216
211  AZ=PI
      IF(SC-RELEV)212,214,213
212  ELEV=RELEV-SC
      GOTO216
213  ELEV=SC-RELEV
      GOTO216
214  ELEV=0.0
      AZ=0.0
      GOTO216
215  B=PAZ-PI
      CALL OST3 (RELEV, SC, ELEV, A, AZ, B)
      AZ=TWOPI-AZ
216  IF(ELEV.LE.EAST)GOTO217
      ELEV=PI-ELEV
      AZ=AZ+PI
217  IF(AZ.GE.TWOPI)AZ=AZ-TWOPI
218  AZ=AZ+RAZ(IN)

```

```

IF(AZ.GE.TWOPI)AZ=AZ-TWOPI
DIP=EAST-ELFV
RETURN
END
SUBROUTINE SCATR

```

```

C
C  DIBUJAR LOS PUNTOS INTERIORES AL CIRCULO PRIMITIVO
C

```

```

COMMON EAST, WEST, PI, TWOPI, RAD, R, SR, GRID, NO, NUF, CC, DS, HWID, NUM
COMMON X(5000), Y(5000), SPAZ(100), SPDIP(100), TITLE(18), KONT(5)
COMMON RAZ(4), RDIP(4), ROT(4), CONT(18), AREA(100), DMAX, RNUM, ILK
DO 600 I=1, NO
DIST=SQRT((X(I)-HWID)**2+(Y(I)-HWID)**2)
IF(DIST.GT.R)GOTO600
CALL SYMBOL (X(I),Y(I),0.10,0,0.0,-1)

```

```

600 CONTINUE

```

```

RETURN
END
SUBROUTINE STORE(IX, TY)

```

```

C
C  ALMACENAR LAS COORDENADAS DEL POLO
C

```

```

COMMON EAST, WEST, PI, TWOPI, RAD, R, SR, GRID, NO, NUF, CC, DS, HWID, NUM
COMMON X(5000), Y(5000), SPAZ(100), SPDIP(100), TITLE(18), KONT(5)
COMMON RAZ(4), RDIP(4), ROT(4), CONT(18), AREA(100), DMAX, RNUM, ILK
NO=NO+1
X(NO)=TX
Y(NO)=TY
RETURN
END
SUBROUTINE YSORT

```

```

C
C  CLASIFICAR LOS DATOS DE LOS PUNTOS POR Y CRECIENTES
C

```

```

COMMON EAST, WEST, PI, TWOPI, RAD, R, SR, GRID, NO, NUF, CC, DS, HWID, NUM
COMMON X(5000), Y(5000), SPAZ(100), SPDIP(100), TITLE(18), KONT(5)
COMMON RAZ(4), RDIP(4), ROT(4), CONT(18), AREA(100), DMAX, RNUM, ILK
NN=NO-1
DO 501 I=1, NO
KOUNT=0
DO 500 J=1, NN
IF(Y(J).LE.Y(J+1))GOTO500
KOUNT=KOUNT+1
DUMMY=Y(J)
Y(J)=Y(J+1)
Y(J+1)=DUMMY
DUMMX=X(J)
X(J)=X(J+1)
X(J+1)=DUMMX

```

```

500 CONTINUE

```

```

IF(KOUNT.EQ.0)GOTO502

```

```

501 CONTINUE

```

```

502 RETURN

```

```

END
SUBROUTINE CIRCLO

```

```

C
C  DIBUJAR EL CIRCULO PRIMITIVO DE LA RED
C

```

```

COMMON EAST, WEST, PI, TWOPI, RAD, R, SR, GRID, NO, NUF, CC, DS, HWID, NUM
COMMON X(5000), Y(5000), SPAZ(100), SPDIP(100), TITLE(18), KONT(5)
COMMON RAZ(4), RDIP(4), ROT(4), CONT(18), AREA(100), DMAX, RNUM, ILK
DIMENSION XA(4), XB(4), YA(4), YB(4)
XI=HWID
YI=HWID+R

```

```

      CALL PLOT (XI,YI,3)
      CALL PLOT (XI,YI,2)
      DO 800 K=1,559
      RK=K
      ANG=RK/RAD
      XX=HWID+(R*SIN(ANG))
      YY=HWID+(R*COS (ANG))
      CALL PLOT (XX,YY,1)
800  CONTINUE
      CALL PLOT (XI,YI,1)
      XA(1)=HWID
      XA(2)=HWID+R
      XA(3)=HWID
      XA(4)=HWID-R
      XB(1)=XA(1)
      XB(2)=XA(2)+0.25
      XB(3)=XA(3)
      XB(4)=XA(4)-0.25
      YA(1)=HWID+R
      YA(2)=HWID
      YA(3)=HWID-R
      YA(4)=HWID
      YB(1)=YA(1)+0.375
      YB(2)=YA(2)
      YB(3)=YA(3)-0.25
      YB(4)=YA(4)
      DO801 K=1,4
      CALL PLOT (XA(K),YA(K),3)
      CALL PLOT (XA(K),YA(K),2)
      CALL PLOT (XB(K),YB(K),1)
801  CONTINUE
      RETURN
      END
      SUBROUTINE CONTR(KIN)

C
C      CONTORNO DE LOS PUNTOS DE DATOS
C      VERSION QUE DIBUJA AREAS CON DIFERENTES SOMBREADOS
C

      COMMON EAST, WEST, PI, TWOPI, RAD, R, SR, GRID, NO, NUF, CC, DS, HWID, NUM
      COMMON X(5000), Y(5000), SPAZ(100), SPDIP(100), TITLE(18), KONT(5)
      COMMON RAZ(4), RDTP(4), ROT(4), CONT(18), AREA(100), DMAX, RNUM, ILK
      RNUM=NUM
      PCT=RNUM/100.0
      DO400 K=1,100
400  AREA(K)=0.0
C*****
      CMAX=0.0
      DO402 I=1LK,18
      IF (CONT(I))403,403,401
401  CONT(1)=CONT(1)*PCT
402  CONTINUE
403  NUF=1
      IF (NUF.GT.18)NUF=18
      CONT(NUF)=100.0*PCT
C***** SELECCIONAR PUNTOS INICIALES PARA CIRCULO DE CONTORNO
404  IY= (R/GRID)
      RIY=IY
      CENTY=HWID-(RIY*GRID)
      IX=SQRT(R**2-(RIY*GRID)**2)/GRID
      RIX=IX-1
      CENTX=HWID-(RIX*GRID)
      CALL PLOT (CENTX,CENTY,3)
      GP=0.0
      XZ=+1.0

```

```

MON=999
405 KOUNT=1
    RMINX=CENTX-SR
    RMAXX=CENTX+SR
    RMINY=CENTY-SR
    RMAXY=CENTY+SR
    DO 408 I=1,N0
    IF(Y(I).LT.RMINY)GOTO408
    IF(Y(I).GT.RMAXY)GOTO409
    IF(X(I).GE.RMINX.AND.X(I).LE.RMAXX)GOTO406
    GOTO408
406 DIST=SQRT((X(I)-CENTX)**2+(Y(I)-CENTY)**2)
    IF(DIST-SR)407,407,408
407 KOUNT=KOUNT+1
408 CONTINUE
409 RKOUNT=KOUNT-1
    DO410 I=1,NUF
    IF(RKOUNT.GE.CONT(I).AND.RKOUNT.LI.CONT(I+1))GOTO411
410 CONTINUE
411 IPEN=1
    IF(RKOUNT.GT.CMAX)CMAX=RKOUNT
    AREA(KOUNT)=AREA(KOUNT)+1.0
    INUF=(INUF/3)+1
    DO413 K=1,INUF
    IF(IPEN-3)414,414,412
412 IPEN=IPEN-3
413 CONTINUE
414 GOTO(415,416,417),IPEN
415 CALL PLOT (CENTX,CENTY,3)
    GOTO418
416 CALL SYMBOL(CENTX,CENTY,0.06,0,0.0,-1)
    GOTO418
417 CALL PLOT (CENTX,CENTY,1)
    CALL PLOT (CENTX,CENTY,2)
418 GP=GP+1.0
    CENTX=CENTX+GRID*XZ
C    COMPROBAR SI EL CENTRO DEL CIRCULO ESTA DENTRO DE LA PROYECCION
C    DEL CIRCULO SOBRE X
    DD=SQRT((CENTX-HWID)**2+(CENTY-HWID)**2)
    IF(DD-R)405,405,419
419 CALL PLOT (CENTX,CENTY,3)
    CENTY=CENTY+GRID
    XZ=-XZ
C    COMPROBAR SI EL CENTRO DEL CIRCULO ESTA DENTRO DE LA PROYECCION
C    DEL CIRCULO SOBRE Y
    IF(CENTY-(HWID+R))420,420,421
C    INICIALIZAR X
420 XX=SQRT(R**2-(HWID-CENTY)**2)
    IX=XX/GRID
    RIX=IX
    CENTX=HWID-(RIX*GRID*XZ)
    GOTO405
421 CONTINUE
    CMAX=(CMAX/RNUF)*100.0
    WRITE(99,422)CMAX
422 FORMAT(1H1/5X,'LA MAX. CONCENTRACION = ',F6.2,' POR CIENTO'/5X,
141(1H=)/15X,'(AREAS SOMBREADAS)'/)
    WRITE(99,423)
423 FORMAT(2X,'PORCENTAJE DEL AREA DE PROYECCION CUBIERTA POR DIFERENT
1ES CONCENTRACIONES'/2X,73(1H=)/)
    DO424 L=1,100
    RL=L-1
    TOTAL=(AREA(L)/GP)*100.0
    XL=(RL/RNUM)*100.0

```

```

      WRITE(99,425)XL,TOTAL
424 IF(XL.GE.100.0)GOTO426
425 FORMAT(5X,F6.2,' % CONCENTRACION CUBRE ',F8.4,' % DEL AREA DE PROY
      1ECCION')
426 CONTINUE
      DO427 K=2,NUF
427 CONT(K)=CONT(K)/PCT
      RETURN
      END
      SUBROUTINE CONTR1(KIN)
C
C      CONTORNO DE LOS PUNTOS DE DATOS
C      VERSION QUE DIBUJA UN CONTORNO PUNTEADO
C
      COMMON EAST, WEST, PI, TAOPI, RAD, R, SR, GRID, NO, NUF, CC, DS, HWID, NUM
      COMMON X(5000), Y(5000), SPAZ(100), SPDIP(100), TITLE(18), KONT(5)
      COMMON RAZ(4), RDIP(4), ROT(4), CONT(18), AREA(100), DMAX, RNUM, ILK
      RNUM=NUM
      PCT=RNUM/100.0
      DO400 K=1,100
400 AREA(K)=0.0
C*****
      CMAX=0.0
      DO402 I=ILK,18
      IF(CONT(I))403,403,401
401 CONT(I)=CONT(I)*PCT
402 CONTINUE
403 NUF=1
      CONT(NUF)=100.0*PCT
C***** SELECCIONAR PUNTOS INICIALES PARA EL CIRCULO DE CONTORNO
404 IY= (R/GRID)
      RIY=IY
      CENTY=HWID-(RIY*GRID)
      IX=SQRT(R**2-(RIY*GRID)**2)/GRID
      RIX=IX-1
      CENTX=HWID-(PIX*GRID)
      CALL PLOT (CENTX,CENTY,3)
      GP=0.0
      XZ=+1.0
      MON=999
405 KOUNT=1
      RMINX=CENTX-SR
      RMAXX=CENTX+SR
      RMINY=CENTY-SR
      RMAXY=CENTY+SR
      DO 408 I=1,NO
      IF(Y(I).LT.RMINY)GOTO406
      IF(Y(I).GT.RMAXY)GOTO409
      IF(X(I).GE.RMINX.AND.X(I).LE.RMAXX)GOTO406
      GOTO408
406 DIST=SQRT((X(I)-CENTX)**2+(Y(I)-CENTY)**2)
      IF(DIST-SR)407,407,408
407 KOUNT=KOUNT+1
408 CONTINUE
409 RKOUNT=KOUNT-1
      DO410 I=1,NUF
      IF(RKOUNT.GE.CONT(I).AND.RKOUNT.LT.CONT(I+1))GOTO411
410 CONTINUE
411 IF(MON.GT.0)GOTO416
      IF(RKOUNT.GT.CMAX)CMAX=RKOUNT
      AREA(KOUNT)=AREA(KOUNT)+1.0
      IF(LAST-I)413,415,412
412 TEMPX=CENTX-(GRID*XZ)
      GOTO414

```

```

413 TEMPX=CENTX
414 CALL SYMBOL (TEMPX,CENTY,0.06,0,0.0,-1)
    LAST=I
415 GP=GP+1.0
    GOT0417
416 LAST=1
417 CENTX=CENTX+(GRID*XZ)
    MON=0
C*****
C*****
    DD=SQRT((CENTX-HWID)**2+(CENTY-HWID)**2)
    IF(DD-R)405,405,418
418 CALL PLOT (TEMPX,CENTY,3)
    CENTY=CENTY+GRID
    XZ=-XZ
C*****
C*****
    IF(CENTY-(HWID+R))419,419,420
C*****
419 XX=SQRT(R**2-(HWID-CENTY)**2)
    IX=XX/GRID
    RIX=IX+1
    CENTX=HWID-(RIX*GRID*XZ)
    MON=999
    GOT0405
420 CONTINUE
    CMAX=(CMAX/RNUM)*100.0
    WRITE(99,421)CMAX
421 FORMAT(1H1/5X,'LA MAX. CONCENTRACION = ',F6.2,' POR CIENTO'/5X,
141(1H=)/15X,'(CONTORNOS DE ZONAS)'/)
    WRITE(99,422)
422 FORMAT(2X,'PORCENTAJE DEL AREA DE PROYECCION CUBIERTA POR DIFERENT
1ES CONCENTRACIONES'/2X,73(1H=)/)
    D0423 L=1,100
    RL=L-1
    TOTAL=(AREA(L)/GP)*100.0
    XL=(RL/RNUM)*100.0
    WRITE(99,424)XL,TOTAL
423 IF(XL.GE.100.0)GOTO425
424 FORMAT(5X,F6.2,' % CONCENTRACION CUBRE ',F8.4,' % DEL AREA DE PROY
1ECCION')
425 CONTINUE
    D0426 K=2,NUF
426 CONT(K)=CONT(K)/PCT
    RETURN
    END
SUBROUTINE COORD (AZ,DIP,IX,TY,INDEX)
C
C    DETERMINAR LAS COORDENADAS(TX,TY) DEL POLO
C        AZ = AZIMUT DEL POLO
C        DIP = BUZAMIENTO DEL POLO
C
COMMON EAST, WEST, PI, TWOPI, RAD, R, SR, GRID, NO, NUF, CC, DS, HWID, NUM
COMMON X(5000), Y(5000), SPAZ(100), SPDIP(100), TITLE(18), KONT(5)
COMMON RAZ(4), RDIP(4), ROT(4), CONT(18), AREA(100), DMAX, RNUM, ILK
PELEV=EAST-DIP
DIST=DS*SIN(0.5*PELEV)
IF(DIST.GT.DMAX)INDEX=1
TX=HWID+(DIST*SIN(AZ))
TY=HWID+(DIST*COS(AZ))
RETURN
END

```

CONTRIBUCION DE LA HIDROQUIMICA AL CONOCIMIENTO DE LAS CARACTERISTICAS HIDROGEOLOGICAS Y DE KARSTIFICACION DEL MACIZO DE ARAMOTZ (BIZKAIA)

Por Iñaki Antigüedad Auzmendi (*)

RESUMEN

Se estudia el comportamiento hidrogeológico del macizo kárstico de Aramotz a partir de los análisis químicos efectuados, a paso de tiempo mensual, a lo largo del año 1984 en nueve de sus surgencias. Se toma en consideración la variabilidad en los contenidos relativos a cloro, bicarbonatos, conductividad y mineralización total, para poner de manifiesto la existencia de un acuífero epikárstico de desigual importancia a lo largo del macizo, que influencia notablemente la evolución química posterior de las aguas, ya que supone dos modalidades diferentes de infiltración, una más rápida y otra más retardada. De igual manera, se pone en evidencia la existencia de una zona saturada importante que ayuda a la homogenización hidroquímica observada a nivel de las surgencias.

SOMMAIRE

On étudie le comportement hydrogéologique du massif karstique d'Aramotz à partir des analyses chimiques effectuées, pendant l'année 1984 à pas du temps mensuel, dans neuf exutoires du massif. On prend en compte pour l'étude la variabilité des contenus en les éléments suivants: chlore, bicarbonate, conductivité et minéralisation total. À la suite on met en évidence l'existence d'un aquifère epikarstique, de importance inégale tout au long du massif, lequel a une remarquable influence sur la postérieure évolution chimique des eaux parce qu'il suppose deux modalités différentes d'infiltration: l'une rapide et retardée l'autre. On met en évidence aussi l'existence d'une zone saturée importante que aide à l'homogénéisation hydrochimique observé au niveau des exutoires.

LABURPENA

Ikerlan honetan Aramotz mazizo karstikoaren jokabide hidrogeologikoa aztertzen da hortarako 1984.urtean zehar bertako bederatzi sorburutan hilerio burututako analisi kimikoetaz baliatuz. Urotan disolbaturiko zenbait elementuren aldaketak izan dira kontuan hartuak, hala nola kloroa, bikarbonatoak, mineralizazio osoa eta eroankortasuna bera ere. Ondorioz akuifero epikarstiko ezuniforment baten egotea susmatu da eta honek uren ondorengo bilakabide kimikoan duen eragin handia agerian utzi ere, zeren eta iragazketarako bide bi, arina edo geldia, ahalbidetzen baititu. Era berean alde saturatu garrantzitsu baten egotea ere azaldu da, sorburuetan den homogenizatze hidrokimikoaren kausa.

(*) Geomorfologia-Geotektonika Departamentua. Zientzi Fakultatea. Euskal Herriko Unibertsitatea-Universidad del País Vasco. P.K. 644. BILBAO.

INTRODUCCION

El karst, definido por Geze (1973) como «**région constituée par des roches carbonatées, compactes et solubles, dans lesquelles apparaissent des formes superficielles et souterraines caractéristiques**», es un medio que desde hace tiempo ha llamado la atención de los hidrogeólogos dado que el conjunto de procesos que en él pueden tener lugar (la karstificación, fundamentalmente) le confieren un importante interés como acuífero. Estudios intensivos realizados sobre diversos karsts, tanto en los Pirineos Centrales (Mangin, 1975) como en el Jura suizo (Tripet, 1972), han puesto de manifiesto la gran **heterogeneidad** de dicho medio, consecuencia del gran número de factores que intervienen en su desarrollo.

Los métodos actuales de investigación en terrenos kársticos tienden a considerar el karst como un **sistema** del cual se puede llegar a conocer con precisión la función de entrada (precipitaciones) y la función de salida (caudales), habiendo una relación entre ambas de causa a efecto, respectivamente (Figura 1). Es a partir del conocimiento de estas funciones y de su comparación que podemos deducir el **operador de transferencia** que tiene lugar dentro del sistema, es decir, el conjunto de procesos responsables de la modulación que experimenta la señal de entrada (hietograma) para convertirla en una señal de salida diferente (hidrograma).

J. Jacquet (1971) define así un sistema: «**toute structure, dispositif ou procédé réel ou abstrait qui relie, avec un pas de temps donné, une entrée, une cause ou une impulsion (de matière, d'énergie ou d'information) à une sortie, un effect ou une réponse (de matière, d'énergie ou d'information)**».

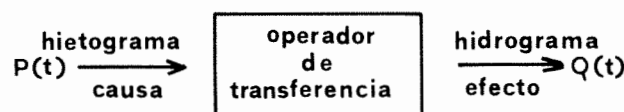


Figura 1.—El sistema acuifero.
1. Irudia.—Sistema akuiferoa.

En base a este concepto metodológico el karst es investigado de una **forma indirecta**, a partir del estudio e interpretación de sus efectos, considerados éstos como consecuencia directa del operador de transferencia, que tiene lugar en el sistema. Así, de esta manera, el diferente grado de karstificación existente en dos macizos carbonatados de Bizkaia fue puesto de manifiesto (Antigüedad et al., 1984) de una forma indirecta a partir del estudio de hidrogramas de crecida y estiaje relativos a la principal surgencia de cada uno de los macizos. Pero no solamente es el hidrograma el único **efecto** utilizable a tal fin, ya que, como se expresa en la definición de **sistema** dada más arriba, el **efecto** o la **respuesta** del sistema puede ser no sólo energético, sino también de materia y de información. Es desde este punto de vista que la **hidroquímica** (Miserez, 1973; Mangin, 1975; Bakalowicz, 1979; Müller, 1982), la **hidrotermia** (Andrieux, 1978) y la **hidrobiología** (R. Rouch, 1978) pueden también ser consideradas como **efectos**, y su interpretación es de gran ayuda en el conocimiento de las características hidrogeológicas y de karstificación del sistema acuifero.

Esta es la metodología empleada en el estudio del macizo kárstico de Aramotz, en nueve de cuyas surgencias se ha realizado un muestreo sistemático, con paso de tiempo mensual, a lo largo del año 1984. La interpretación de los análisis químicos realizados aportan una valiosa información para el mejor conocimiento del comportamiento hidrogeológico del sistema.

Este trabajo se enmarca dentro del Estudio Hidrogeológico de Bizkaia, que realiza el Departamento de Geomorfología y Geotectónica de la Universidad del País Vasco - Euskal Herriko Unibertsitatea con la financiación de la Diputación Foral del Señorío. A ésta mi agradecimiento por su autorización para publicar los presentes datos.

EL MACIZO KARSTICO DE ARAMOTZ

El macizo de Aramotz corresponde a un abrupto relieve de materiales carbonatados que se extiende desde Lemoa-Amorebieta, en su parte noroccidental, hasta Mañaria, en su parte suroriental siguiendo la alineación estructural predominante en la cuenca (NW-SE) y cubriendo una superficie aproximada de 20 Km². Este macizo supone la divisoria entre la cuenca del río Ibaizabal, por su parte septentrional y la del río Arratia, afluente de aquél, por su parte meridional. Morfológicamente dos partes están bien diferenciadas, correspondiendo, aproximadamente, a la mitad norte y a la mitad sur. En efecto, la primera de ellas se caracteriza por una cuenca endorreica, de forma alargada, delimitada por la línea de cumbres que la circundan (Urtemondo, 789 m.; Mugarra, 964 m.; Leungane, 1.009 m.) dándole un aspecto de plató elevado con una altitud media de 700-800 m. En esta zona las formas exokársticas abundan, depresiones fundamentalmente, consecuencia de una intensa fracturación (Figura 2). La vegetación es casi nula, estando reducida a pequeños grupos de hayas en las zonas deprimidas, lo que le confiere un aspecto de karst desnudo. En la mitad sur, sin embargo, la morfología es claramente diferente. Las depresiones casi desaparecen y el relieve, más o menos abrupto, se inclina hacia el sur. Se observan pequeños valles que hoy en día no llegan a ser funcionales ni en épocas lluviosas. Es digna de mención, en esta zona, la cubeta de descalcificación de Artaun, que cubre una superficie aproximada de 0,4 Km², y donde se asienta el barrio del mismo nombre, único lugar habitado del macizo. En esta cubeta afloran materiales arcillosos que sirven de base como terreno de cultivo. En cuanto a la vegetación, sin llegar a ser masiva, sí es abundante, estando constituida, sobre todo, y además de los ya mencionados terrenos de cultivo de Artaun, por coníferas, que se asientan bien en esta zona. Los materiales carbonatados bajan aquí hasta los 200-250 m. en la parte occidental (proximidades de Igorre-Yurre) mientras que en la oriental (proximidades del barrio de Oba) se quedan en 600-700 m. En la parte más oriental del macizo (Mañaria) las calizas bajan hasta los 180 m., cota a la que son atravesadas por el río Mañaria, único lugar éste en que los materiales carbonatados están en relación con un río.

Litológicamente, el macizo de Aramotz está constituido por una potente formación carbonatada de origen arrecifal (calizas de Toucasia) perteneciente a lo que Rat (1959) denominó «complejo urgoniano» (Aptiense inferior - Albiense). Las calizas de esta formación son duras, consistentes y de colores claros. Se presentan bastante masivas y la estratificación sólo es observable en el borde norte del macizo, en donde los estratos buzan fuertemente hacia el noreste, metiéndose por debajo de los materiales funda-

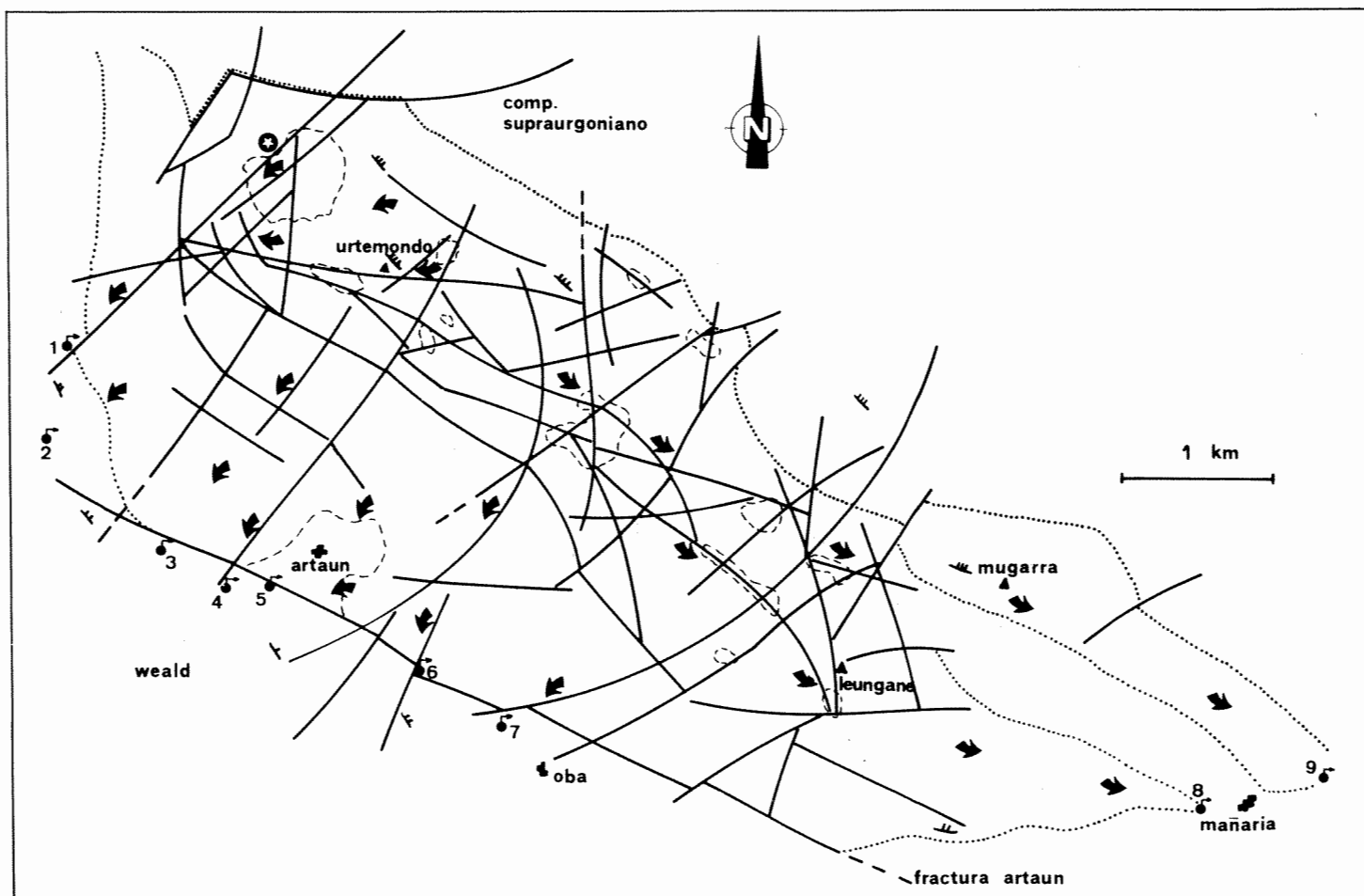


Figura 2.—Esquema del macizo de Aramotz: fracturación, surgencias consideradas.

2. irudia.—Aramotz mazizoko eskema: frakturaketa, aztertutako sorburuak.

- | | | |
|-------------|-------------------|--------------|
| 1. ORUE | 4. ANDRAMARITURRI | 7. EMALDI |
| 2. ITZA | 5. BIKARREGI | 8. ITURRIETA |
| 3. BITERIÑO | 6. UGARIO | 9. HARROBIA |

mentalmente detríticos del complejo supraurgoniano (Albiense superior - Cenomaniense inferior). En la terminación occidental (cerca de Lemoa) los materiales carbonatados pasan lateralmente a materiales margo-arcillosos, mientras que en el borde sur las calizas están cortadas por la fractura de Artaun (NW-SE) que las pone en contacto con los materiales arcilloso-detríticos del Weald (Neocomiense inferior - Aptiense). Hacia el este (sector de Mañaria) las calizas de Aramotz se desdoblan, prolongándose, por una parte, hacia el SE (cumbres de Untzilaiz, Aluitz, 1.032 m. y Anboto, 1.327 m.) y danto, por otra parte, el cierre anticlinal de Eskubaratz, fuera ya del macizo de Aramotz objeto de este estudio.

Estructuralmente las calizas parecen dibujar un suave sinclinal de eje NW-SE, que cubre la mayor parte del macizo, y que pasa, en su borde septentrional, a ser un anticlinal en cuyo flanco norte los estratos buzan fuertemente hacia el NE, introduciéndose debajo de los materiales detríticos del complejo supraurgoniano, como ya antes se ha comentado. En el borde sur, por el contrario, se encuentra la ya mencionada fractura de Artaun (NW-SE) que pone a

las calizas en contacto con los materiales wealdenses. La fracturación del macizo es bastante intensa, si bien se pueden diferenciar dos áreas de distinta intensidad de fracturación (Figura 2) que corresponden a las zonas morfológicamente diferenciadas anteriormente descritas. En efecto, en la mitad norte, allí donde las formas exokársticas son más frecuentes, la fracturación ha sido más intensa que en la mitad sur, lo cual influye notablemente, como luego veremos, en las modalidades de infiltración y, por consiguiente, en el quimismo de las aguas. En cualquier caso, las fracturas corresponden a dos direcciones fundamentales: la propia del macizo (NW-SE) y la perpendicular a ella (NE-SW).

Desde el punto de vista hidrogeológico hay que hacer notar que el drenaje fundamental del macizo se realiza por su borde este (sector de Mañaria), hacia el río del mismo nombre, a través, sobre todo, de las importantes surgencias de Iturrieta y Harrobia (números 8 y 9 de la Figura 2) captadas, en parte, para el abastecimiento de núcleos cercanos; no se descarta la posibilidad de una descarga directa al río. También es a tomar en consideración el dre-

naje realizado por el borde sur (situado a cota más baja que el borde norte), a lo largo del contacto mecánico (fractura de Artaun); en efecto, diversas surgencias se localizan en este borde, si bien corresponden a manantiales de escaso caudal (caudal medio inferior a 5 l/seg.). Es, sin embargo, a destacar la surgencia de Orue (número 1 de la Figura 2), situada en la zona occidental de este borde, allí donde la cota del contacto es más baja, captada para el abastecimiento, y que aporta un caudal medio de aproximadamente 90 l/seg., siendo sus variaciones de relativa poca amplitud, lo que le confiere un importante poder de autorregulación. El caudal de esta surgencia está siendo controlado desde septiembre de 1982 de forma continua mediante la instalación de limnógrafo. Diversos trabajos (Antigüedad et al., 1983; Antigüedad et al., 1984) han sido publicados a partir del estudio e interpretación de los hidrogramas correspondientes. Además de la ahora mencionada estación de aforos, existe también otra más, ésta en corriente superficial, que controla las aportaciones del río Mañaria una vez que éste ha atravesado las calizas del complejo urgoniano. El balance realizado en la cuenca vertiente de esta estación nos ha permitido cuantificar las aportaciones que, procedentes del macizo de Aramotz, son drenadas por el río Mañaria. Ambas estaciones de aforos forman parte de la red de control establecida en toda la provincia en el marco del Estudio Hidrogeológico de Bizkaia, al igual que el pluviógrafo recientemente instalado en la parte superior del macizo, con vistas a controlar de forma adecuada las entradas en el sistema.

CARACTERÍSTICAS HIDROQUÍMICAS DEL MACIZO DE ARAMOTZ

A lo largo del año 1984 se ha realizado en diferentes estados hidrodinámicos (crecidas, decrecidas y estiajes) un muestreo sistemático, con paso de tiempo mensual, en nueve surgencias del macizo, correspondiendo siete de ellas al borde sur (fractura de Artaun), y las dos restantes a la terminación oriental (sector de Mañaria) (Figura 2). Es de hacer notar que, durante el mes de agosto, no se realizó ninguna toma, por lo que el número de análisis efectuados en cada surgencia a lo largo del año ha sido de once ($n = 11$), excepto en la número 7 (Emaldi), donde tampoco la hubo en enero ($n = 10$). En los análisis químicos se han determinado los contenidos en los cationes (Na^+ , K^+ , Ca^{++} , Mg^{++}) y aniones (Cl^- , SO_4^{--} , HCO_3^- , NO_3^-) mayoritarios, así como en sílice disuelta (SiO_2) y otros parámetros característicos de las aguas (pH y conductividad), lo que hace un total de once variables por manantial. Para la elaboración del presente trabajo sólo se han considerado las variables conductividad, contenido en cloruros, contenido en bicarbonatos, y contenido total en elementos disueltos, las cuales nos van a permitir poner de manifiesto ciertas características del macizo de Aramotz, en lo que a modalidad de infiltración, importancia de la zona saturada y grado de karstificación se refiere.

Los resultados estadísticos obtenidos en cada una de las surgencias (función de salida) para las variables arriba consideradas se recogen en la Tabla 1, donde también figuran los resultados derivados del análisis de nueve muestras de aguas de lluvia (función de entrada) recogidas, a paso de tiempo mensual, desde marzo hasta diciembre de 1984, en los pluviógrafos de Aramotz y del Gorbea, este último controlado por el Grupo Espeleológico Vizcaino.

A la vista de la Tabla 1 hay una cuestión a resaltar: la

homogenización química de las aguas en las surgencias en relación con las aguas de lluvia, lo cual se evidencia en una reducción muy importante de los valores del coeficiente de variación (V) para las variables consideradas. Es lo mismo para el resto de las variables analizadas, aunque no las tratemos aquí, de lo que da una idea la mineralización total. Esta homogenización **es consecuencia** de los procesos que tienen lugar en el seno del sistema acuífero en cuestión; es decir, no se trata de un simple **tránsito** de agua, sino de una **transferencia**, lo que supone la existencia en el sistema de mecanismos moduladores de la información de entrada (quimismo de las aguas de lluvia), mecanismos éstos tanto más intensos cuanto que la uniformidad en la información de salida (quimismo de las aguas en las surgencias) sea mayor, lo que viene reflejado por pequeños valores en el coeficiente de variación (V).

Pero, ¿cuáles son los mecanismos que pueden ejercer esa función de modulación? A partir de la esquematización del sistema kárstico dada por Mangin (1975) se puede decir que son dos los mecanismos fundamentales (Figura 3).

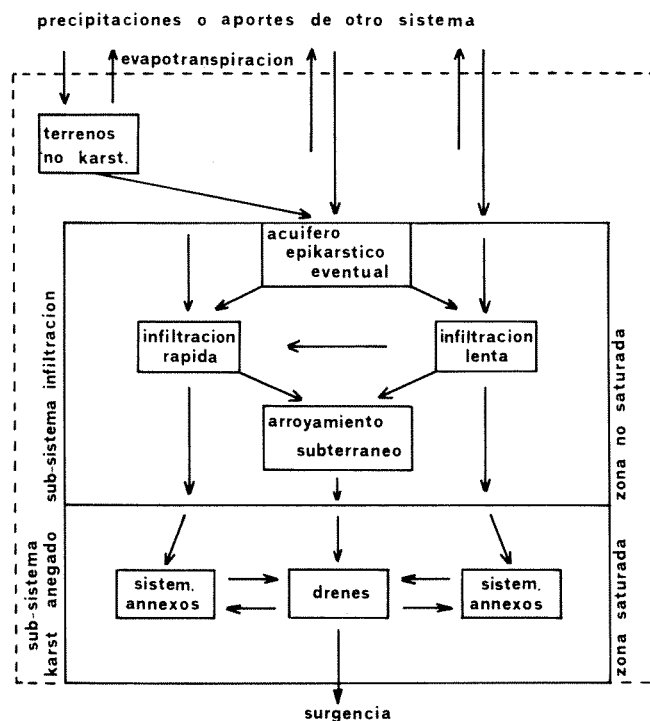


Figura 3.—Esquematización de un sistema kárstico (Mangin, 1975).
3.irudia.—Sistema karstikoaren eskema orokorra (Mangin, 1975).

—El **acuífero epikárstico**: acuífero que eventualmente puede establecerse en la zona de alteración superficial de los macizos kársticos, allí donde la fracturación suele ser más intensa (Figura 4), permitiendo una acumulación más o menos importante de agua durante un tiempo también más o menos largo. Podríamos hablar, en este caso, de un acuífero «colgado» que puede tener sus propias salidas (surgencias). Cuando este acuífero superficial existe se puede hablar del sistema kárstico como un sistema acuífe-

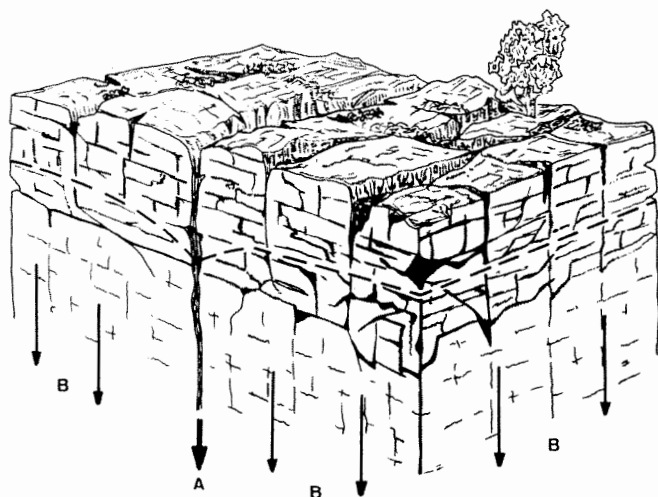


Figura 4.—Representación esquemática de un acuífero epikárstico (Mangin, 1975).

4.irudia.—Akuifero epikarstikoaren adierazpen eskematikoa (Mangin, 1975).

A — Infiltración rápida

B — Infiltración lenta

A — Iragazketa arina

B — Iragazketa geldia

	Cl ⁻			HCO ₃ ⁻			Cond.			Mineraliz.		
	m	s	v	m	s	v	m	s	v	m	s	v
Agua de lluvia (n=9)	4,82	2,98	61,83	15,07	12,14	80,58	53,33	15,58	29,22	*		
1.—ORUE n=11 n= 9	9,62 8,93	1,75 0,71	18,18 7,96	191,45	11,94	6,24	295,91	14,42	4,87	296	13,32	4,50
2.—ITZA n=11 n= 9	14,84 14,77	2,67 1,49	17,98 10,11	224,16	6,96	3,11	413,82	21,77	5,26	386	7,72	2,00
3.—BITERIÑO n=11 n=10	12,06 11,74	1,20 0,64	9,98 5,44	160,82	4,21	2,62	291,64	11,50	3,94	277	7,99	2,89
4.—ANDRAM. n=11 n= 9	11,52 11,10	1,16 0,80	10,08 7,17	221,42	7,65	3,46	386,09	23,66	6,13	356	13,07	3,67
5.—BIKAR n=11	11,77	1,08	9,22	268,05	15,65	5,84	515,27	32,98	6,40	504	35,82	7,11
6.—UGARIO n=11	9,48	0,63	6,69	211,36	6,76	3,20	340,09	16,76	4,93	336	14,14	4,21
7.—EMALDI n=10 n= 9	11,94 11,46	1,62 0,75	13,57 6,55	224,64	17,23	7,67	467,30	68,33	14,62	452	52,57	11,63
8.—ITURRIETA n=11 n= 9	8,83 8,02	2,06 0,56	23,36 7,00	145,22	6,81	4,69	250,73 240,00	26,38 10,94	10,52 4,56	245	15,98	6,52
9.—HARROBIA n=11 n= 9	8,81 8,43	1,02 0,67	11,54 7,94	162,72	7,71	4,74	253,09	8,18	3,23	255	11,08	4,34

Tabla 1.—Datos estadísticos para las aguas de lluvia y de nueve surgencias del macizo de Aramotz referidos a la conductividad (en micro-Siemens) y a los contenidos en cloruros, bicarbonatos y mineralización total (en mg/l.) a partir del muestreo sistemático mensual realizado en el año 1984.

$$m: \text{media aritmética } (m = \frac{\sum_{i=1}^n x_i \cdot n_i}{N}) \quad S: \text{desviación típica} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - m)^2 \cdot n_i}{N}} \quad V: \text{coeficiente de variación} = \frac{S}{m} \cdot 100$$

En algunos casos se han hecho también los cálculos desestimando algunas observaciones ($n < 11$) debidas a acontecimientos muy específicos que enmascaran las verdaderas variaciones debidas a un funcionamiento «normal» de los sistemas.

* En las aguas de lluvia no consideramos válidas las medidas de mineralización y conductividad debidas a contaminación por el propio pluviógrafo.

ro multicapa. Según Mangin (op. cit.) el acuífero epikárstico constituye el reservorio principal de alimentación para la evapotranspiración y sirve también de medio tampón entre las precipitaciones y la infiltración. Es precisamente esta función tampón la que le da el carácter de modulador hidroquímico.

—**La zona saturada:** La posibilidad de acumulación de un volumen de agua importante en las proximidades de la surgencia conlleva a que la mezcla de las aguas procedentes de la infiltración con las aguas acumuladas en la zona saturada sirva a una mayor homogenización hidroquímica antes de que el flujo de agua circulante alcance la surgencia. Este mecanismo ha sido puesto de manifiesto por diversos autores, además de Mangin (op. cit.), tales como Miserez (1973) y Müller (1982). Este último afirma: «*L'atténuation de la fluctuation de ces valeurs par rapport à celles des précipitations est due à la présence d'un réservoir de grande dimension, qui modère les effets de dilution dus aux précipitations*».

A la vista de lo afirmado por Müller (op. cit.) sería conveniente hacer una matización, en el sentido de que el reservorio no tiene por qué ser de grandes dimensiones, bastaría, para lograr una adecuada homogenización, el que el volumen de agua acumulada en la zona saturada fuese importante en relación con el volumen de agua procedente en cada momento de la infiltración. Este hecho puede tener especial significado en el macizo de Aramotz en donde parece existir una importante compartimentación de sistemas acuíferos, algunos de ellos de pequeña extensión, en los que la homogenización hidroquímica es un hecho, a pesar del escaso caudal medido en sus salidas.

Con objeto de poner de manifiesto la existencia de estos dos mecanismos en el caso concreto de Aramotz pasamos a continuación a interpretar las variaciones expresadas en la Tabla I para las variables consideradas.

Cloruros

El contenido en cloruros en el agua de lluvia tiene un origen marino (evaporación en las masas de agua), como lo demuestra el hecho de que los contenidos en dicho elementos (es similar al sodio) disminuyan progresivamente a medida que nos alejamos de la costa. Así, mientras en las aguas de precipitación analizadas tanto en Aramotz como en el cercano macizo del Gorbea (ambas en el valle de Arratia) el cloro tiene un valor medio próximo a 5 mg/l. (ver Tabla I); en el Pirineo central apenas si sobrepasa 1 mg/l. (Bakalowicz, 1979). Los contenidos medios en sodio son de 2 mg/l. y 0,4 mg/l., respectivamente. Pero aún cerca de la costa estos contenidos son bastante variables según que las precipitaciones tengan un origen marino (mayores contenidos) o bien continental, habiendo, por tanto, que considerar los vientos dominantes en cada momento. Esta variabilidad es también función de la altitud (Bakalowicz, op. cit.) ya que al aumentar ésta aumenta también la precipitación y, por tanto, la dilución.

En nuestro caso, los contenidos mayores de cloro y sodio (entre 5 y 11 mg/l. para el primero, y entre 2 y 3,5 mg/l. para el segundo) corresponden a las lluvias de la época estival (julio-octubre), hecho éste lógico si tenemos en cuenta que es precisamente en este período cuando las temperaturas ambientales son más altas, por tanto, mayores tasas de evaporación en la masa de agua oceánica próxima, y los fenómenos de dilución menos intensos (precipitaciones no demasiado importantes).

Por otra parte, el contenido en cualquier elemento en el agua de una surgencia está en función de los aportes del agua de lluvia, por una parte, y de las aportaciones que puede originar el medio rocoso como consecuencia de las reacciones químicas que puedan darse en la interfase líquido-sólido a lo largo del recorrido subterráneo del flujo de agua desde la zona de recarga a la de descarga. En el caso del cloro parece obvio pensar que los materiales carbonatados del macizo de Aramotz no pueden aportar tal elemento, por lo que resultaría que todo el cloro expulsado a nivel de las surgencias debe de tener un único origen, el meteórico. Ahora bien, los contenidos en este elemento en las nueve surgencias controladas es bastante superior al de las aguas de lluvia. La explicación de este fenómeno fue puesta de manifiesto por Schoeller (1962) y corroborada posteriormente por otros autores (Tripet, 1972; Miserez, 1973; Bakalowicz, 1979). Según Schoeller (op. cit.) una vez que el agua de precipitación alcanza el suelo puede quedar acumulada durante un tiempo más o menos prolongado en la zona superficial de alteración, más permeable, en la zona que Mangin (1975) ha denominado «acuífero epikárstico». En estas condiciones el agua está afectada por fenómenos de evapotranspiración, más o menos intensa según la época, **que conducen obligatoriamente a una reconcentración** en los elementos disueltos. De entre todos éstos, es el cloro el que mejor refleja este fenómeno en la surgencia, habida cuenta de que el resto sufre, o puede sufrir, modificaciones importantes tanto a nivel de la capa de alteración superficial (fenómenos modificadores debido a la acción de las plantas) como a lo largo del recorrido subterráneo hacia la surgencia (fenómenos de disolución-precipitación, intercambio iónico, etc.). Este debe ser, lógicamente, el mecanismo existente en Aramotz, en donde algunas surgencias de escaso caudal situadas en zonas elevadas pueden considerarse como salidas del acuífero epikárstico.

La evapotranspiración es, por tanto, la causa de la reconcentración en cloro, y ésta será tanto más intensa cuanto que el tiempo de estancia en la zona superficial sea mayor. A la vista de los resultados expuestos en la Tabla 1 referentes a los contenidos medios (m) en cada surgencia una subdivisión es posible: los manantiales 1, 6, 8 y 9 tienen contenidos medios comprendidos entre 8 y 9,5 mg/l., mientras que el resto los tienen entre 11 y 12 mg/l., excepción hecha del manantial 2, en el que es próximo a 15 mg/l. Esto implica que el acuífero epikárstico, causante de la reconcentración, no es uniforme a lo largo del macizo, y que en determinadas zonas las posibilidades de acumulación superficial son mayores, originando de esta manera, que en el momento de la infiltración hacia zonas más profundas (zona saturada) el agua aporte mayores contenidos en cloro.

Por otra parte, este contenido en cloro debería ser diferente de unas aguas de infiltración a otras (considerado un mismo sistema acuífero) en función de las condiciones previamente existentes. Así, en la época de lluvias invernal el tiempo de estancia en el acuífero epikárstico, debe ser reducido por el empuje de nuevas llegadas de agua y los fenómenos de evapotranspiración menos intensos, debido a las bajas temperaturas y a la menor actividad de las plantas, mientras que en la época estival, menos lluviosa, el tiempo de residencia debe ser más prolongado, a la vez que la tasa de evapotranspiración aumenta. Sin embargo, las variaciones en el contenido en cloro en las surgencias son pequeñas, como lo indica el coeficiente de variación (V), menor de 8 % en casi todos los casos (ver Tabla 1 y Figura 5).

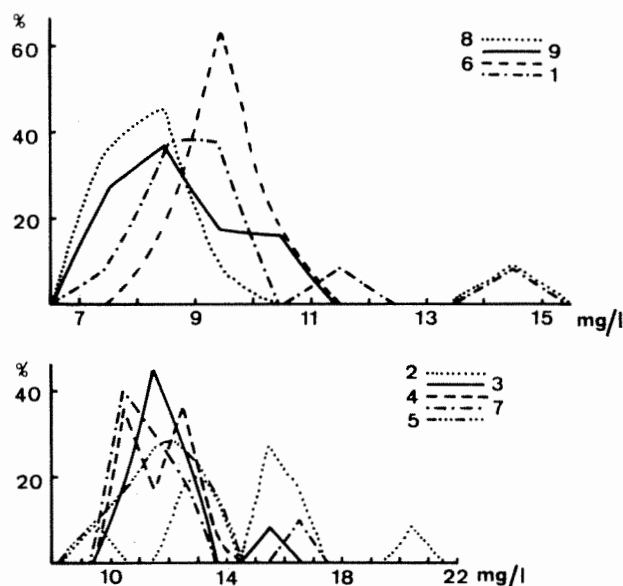


Figura 5.—Distribución de frecuencia para el cloro.
5.irudia.—Kloroaren kasurako maiztasun-banaketa.

A la vista de la Tabla 1 una matización es precisa. En la mayoría de los casos se han reconsiderado los datos desestimando algunos de ellos por corresponder, en buena lógica, a acontecimientos inusuales, muy específicos, que enmascaran las «verdaderas» variaciones debidas a un funcionamiento «normal» de los sistemas acuíferos. Así, los contenidos en cloro aparecidos en el muestreo del mes de enero en algunas surgencias, son relativamente altos y su toma en consideración modifica sensiblemente los valores del coeficiente de variación (V): la razón de esos contenidos elevados es perfectamente explicable a la luz de todo lo anteriormente expuesto. En efecto, a las anomalías lluvias torrenciales de agosto de 1983 siguió un período, también anómalo, de precipitaciones aisladas y de poca intensidad que abarcó hasta finales de diciembre; estas precipitaciones no significaron aumentos apreciables de caudal al nivel de las surgencias, a la vista de los hidrogramas correspondientes al manantial de Orúe (n.º 1), por lo que es lógico pensar que sirvieron para la acumulación de las aguas en la zona de alteración superficial, con la consiguiente reconcentración en elementos disueltos, fenómeno éste que se prolongó durante cerca de cuatro meses, y con una temperatura ambiente propia del período estival. A comienzos de enero de 1984 se originaron una serie de fuertes precipitaciones, con contenidos importantes en cloro (16 mg/l., la más alta del año 1984 en el pluviógrafo de Ereño), debido a la intensa evaporación previa que, presumiblemente, empujaron las aguas hasta ahora acumuladas en el epikarst hacia la zona saturada, merced ya su capacidad por el prolongado estiaje; como consecuencia de este hecho alcanzan la surgencia aguas con un contenido anómalamente alto en cloro. Este tipo de acontecimientos no son, por ahora, frecuentes en nuestra climatología, por lo que, a pesar de tenerlos en cuenta, no se les puede considerar como usuales. De ahí que se hayan reelaborado los datos estadísticos desestimando estos valores. Como se puede observar en la Tabla 1, los valores medios (m) cambian poco al pasar de 11 a 9

el número de observaciones (n), mientras que las variaciones en el coeficiente de variación (V) son importantes. Son los datos referentes a n=9 los que, en lo sucesivo, se tendrán en cuenta.

Como antes se apuntaba, es razonable pensar que exista una importante variabilidad, si bien menor que en el agua de lluvia, en el contenido en cloro de las aguas de infiltración que llegan a la zona saturada. Sin embargo, este contenido se homogeniza antes de llegar a la surgencia, y esto, debe ser, razonablemente, debido a la existencia de un reservorio importante (en relación con el volumen de agua procedente de infiltración) que permite la mezcla de ambos tipos de agua, la previamente existente y la recién llegada, durante el tiempo necesario para su adecuada homogenización. Se pone así de manifiesto la función moduladora de la zona saturada, aunque ésta no sea de grandes dimensiones.

A la vista del esquema de fracturación del macizo de Aramatz expuesto en la Figura 2, es posible presentar una hipótesis sobre las zonas de recarga de las surgencias consideradas. Como se puede observar hay dos zonas de diferente intensidad de fracturación que se corresponden, aproximadamente, con la mitad norte y la mitad sur del macizo. Parece lógico pensar que en la zona más fracturada, mitad norte, en donde las formas exokársticas son más abundantes, la acumulación de agua de lluvia en la zona superficial sea menos importante que en la mitad sur, debido a una mayor facilidad de infiltración, con lo cual los efectos de la evapotranspiración, en igualdad de condiciones, serán menores, teniendo en cuenta, además, la casi nula presencia de vegetación en este sector. En consecuencia, las aguas aquí infiltradas tendrán contenido en cloro más bajo que las correspondientes a la mitad sur, en donde, lógicamente, el tiempo de estancia superficial debe ser más prolongado y, por tanto, la reconcentración más intensa. En la mitad norte se localizarían por tanto las zonas de recarga de las surgencias 1, 6, 8 y 9, y en la sur las de las surgencias 2, 3, 4, 5 y 7. En cualquier caso, es necesario señalar que la zona saturada de la mayoría de los sistemas debe estar lo suficientemente profunda como para que los efectos de la evapotranspiración no se dejen sentir. Sólo en el caso de los sistemas 2 y 5 (con variaciones más importantes en el contenido de cloro) se puede pensar en un flujo relativamente cerca de la superficie.

Teniendo en cuenta que la mayor parte de las salidas del macizo se localizan en su borde sur, hemos de suponer, para el caso de las surgencias cuya zona de recarga se sitúa en la mitad norte (caso 1 y 6), que la conexión hidráulica con la salida se realiza a través de fracturas, uniendo las zonas de recarga y descarga (Figura 2), pudiendo darse esta conexión independientemente de los sistemas (2, 3, 4, 5 y 7) localizados en la mitad sur. En el caso de las surgencias 9 y 8, en el sector oriental, la conexión hidráulica parece realizarse directamente a través de todo el medio rocoso. En la Figura 2 se señalan, mediante flechas, las posibles conexiones hidráulicas existentes entre las zonas de recarga y descarga de cada sistema.

Bicarbonatos

El contenido medio en bicarbonatos en las aguas de lluvia analizadas (Tabla 1) es de 15 mg/l., aproximadamente, con valores que oscilan entre 2 y 44 mg/l. En este caso es evidente que los contenidos en este ión medidos en las surgencias (145-268 mg/l.) corresponden a las aportacio-

nes del propio medio rocoso carbonatado a partir de las reacciones químicas que se realizan en la interfase sólido-líquido. Es, en definitiva, el proceso de disolución del carbonato cálcico el responsable del apreciable incremento en bicarbonatos disueltos. Este proceso viene delimitado (Bakalowicz, 1979) por el sistema $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-CaCO}_3$ (sistema calco-carbónico) y está determinado por las velocidades de evolución propias a cada grupo de reacciones a realizar en las interfases gas-líquido-sólido:

- 1.—Transferencia de CO_2 en la interfase gas-líquido.
- 2.—Reacciones químicas en la fase líquida.
- 3.—Transferencia de carbonato en la interfase líquido-sólido.

Se constata que la velocidad de evolución de las reacciones de los grupos 1 y 2 es bastante rápida (pocas horas) mientras que en las del grupo 3 el tiempo de respuesta puede ser, según las condiciones, de varios días (Bakalowicz, op. cit.). Según esto, es la variación de la presión parcial de CO_2 atmosférico (grupo 1) la responsable del sistema calco-carbónico y, por tanto, de los fenómenos de disolución-precipitación de los carbonatos.

A la vista de los datos expuestos en la Tabla 1, dos cuestiones son a resaltar en Aramotz (Figura 6). De una parte, las variaciones en los contenidos en bicarbonatos, en general, son pequeñas, como lo indican los bajos valores del coeficiente de variación (V). Por otra parte, los contenidos más altos corresponden bien a las aguas que durante mayor espacio de tiempo han sufrido acumulación superficial. Vamos a tratar de explicar estos hechos.

Según la mayoría de los autores (Schoeller, 1962; Miser, 1973; Bakalowicz, 1978, 1979) la fuente esencial y general de CO_2 se sitúa en la biosfera, es decir, es a nivel del suelo desarrollado sobre los afloramientos calizos en donde las aguas adquieren sus contenidos en CO_2 disuelto. Según esto, parece lógico el que los mayores contenidos en bicarbonatos disueltos se encuentren en las aguas que se infiltran en la mitad sur del macizo, ya que, como en un epígrafe anterior se ha mencionado, es en esta zona en la

que se asienta una vegetación más abundante y, consecuentemente, la producción de CO_2 debe ser mayor. El hecho de que en este sector las aguas residan mayor tiempo implica también una mayor reconcentración de CO_2 disuelto a causa de una evapotranspiración más intensa. En este sentido, la zona de infiltración puede ser considerada como un vasto reservorio de CO_2 (Bakalowicz, 1979).

Por otra parte, el agua de infiltración lenta es particularmente sensible a las variaciones de la pCO_2 del aire (reacciones del grupo 1) al ser un flujo eminentemente difásico, es decir, agua + aire. El hecho de que las variaciones en bicarbonatos disueltos no sean grandes es debido a la «inercia» del sistema y, particularmente, a la existencia de una zona saturada lo suficientemente importante para amortiguar tanto las variaciones de la pCO_2 atmosférica como las de la producción irregular de CO_2 a nivel de la vegetación. En consecuencia, en la mitad sur del macizo, en donde el acuífero epikárstico está más desarrollado, los fenómenos de disolución de los carbonatos se darían, fundamentalmente, en dicha zona superficial, habiendo perdido el agua su agresividad una vez que se infiltra hacia zonas más profundas.

En la mitad norte, al contrario, predomina la infiltración rápida; las aguas aportan cantidades menores de CO_2 hacia las zonas profundas y es a este nivel que procederán a la disolución de la roca, alcanzando la saturación con contenidos más bajos que las aguas de infiltración lenta. La existencia de importantes zonas saturadas en estos sistemas implica también una buena homogenización en dichos contenidos. En cualquiera de los dos casos, infiltración rápida o lenta, el flujo de agua en las zonas profundas de los sistemas respectivos es lento como lo demuestra el hecho de que a nivel de las surgencias las aguas están saturadas, o ligeramente sobresaturadas, siendo este último el caso de las aguas de infiltración lenta, lo que indicaría una pérdida en la pCO_2 asociada a la solución en las proximidades de la surgencia.

Resumiendo lo dicho hasta ahora, se observan unas conclusiones que son válidas tanto en la interpretación de las variaciones de los contenidos en cloro como en bicarbonatos, en lo que a modalidades de infiltración, importancia del epikarst e importancia de la zona saturada se refiere. En cuanto a los fenómenos de karstificación se podría decir que éstos se producen actualmente en profundidad en la mitad norte del macizo, y en zonas superficiales en la mitad sur. Sin embargo, y aunque como ya se ha mencionado, es el sector norte el que presenta mayor abundancia de formas exokársticas, concluiríamos diciendo que éstas no corresponden a fenómenos actuales, y que son consecuencia de procesos anteriores, poniendo así de manifiesto un carácter importante en el estudio hidrogeológico de los sistemas kársticos: **la funcionalidad** (Mangin, 1975).

Conductividad y mineralización

Todo lo dicho hasta ahora sobre los efectos de modulación de los sistemas kársticos, es decir, de su inercia, es también válido cuando nos referimos al contenido total en elementos disueltos y a la conductividad de las aguas del macizo de Aramotz. No volvemos sobre el asunto. Se trata aquí, simplemente, de poner de manifiesto la relación que une ambas variables en este estudio concreto y de compararla con los casos que, al respecto, aparecen en la literatura.

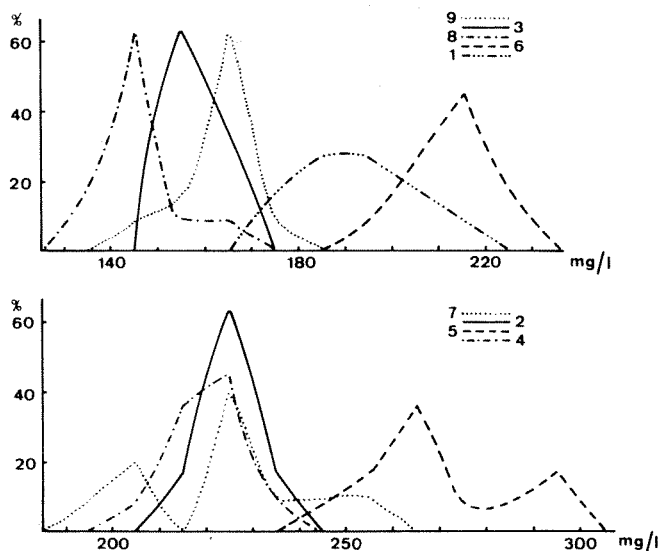


Figura 6.—Distribución de frecuencia para los bicarbonatos. 6.irudia.—Bikarbonatoen kasurako maiztasun-banaketa.

La mineralización (M) de las aguas que drenan el macizo de Aramotz (ver Tabla 1) oscila entre 250 y 500 mg/l., aproximadamente, lo que es conforme con los datos relativos a otras regiones kársticas, yugoslavas (Milanović, 1981), del Pirineo central (Bakalowicz, 1974) y del jura franco-suizo (Miserez, 1973). Por otra parte, la conductividad (C) oscila también dentro del mismo intervalo. Al ser la conductividad (C) función a la vez del contenido global en iones disueltos (M) y de la naturaleza de los mismos, se establece una relación lineal de la forma:

$$M(\text{mg/l.}) = K.C \text{ (}\mu\text{S)},$$

donde K es una constante que, según Hem (1970) está comprendida entre 0,60 y 0,82. Para Bakalowicz (1974) en los sistemas kársticos por él estudiados, el valor de esta constante es algo más elevado, pudiendo llegar hasta 0,99, si bien, pone de manifiesto que la relación entre la mineralización y la conductividad no es única para el conjunto de las aguas kársticas, sino que cada sistema puede estar caracterizado hidroquímicamente por un coeficiente K propio.

Para los sistemas de Aramotz K adquiere un valor comprendido entre 0,92 y 1,00, próximo al dado por Bakalowicz (op. cit.) para algunos karsts del Pirineo central. Según esto, el contenido total en elementos disueltos en estas aguas puede fácilmente deducirse a partir del conocimiento de la conductividad, parámetro éste cuya medida in situ no ofrece ninguna dificultad. De igual manera podrían deducirse los contenidos aproximados de cada ión disuelto conociendo la relación que lia cada uno de ellos con la mineralización.

Algunos autores (Schuster y White, 1971; Ternan, 1972; citados en Bakalowicz, 1979) han tratado de poner de manifiesto el grado de karstificación funcional de los acuíferos kársticos en base a las variaciones observadas en la mineralización de las aguas a lo largo de un muestreo anual a paso de tiempo mensual o bimensual. Según dichos autores, aguas cuyas mineralizaciones poseen un coeficiente de variación elevado (hasta el 25 %) son propias de sistemas acuíferos en los que la circulación se realiza, preferentemente, a través de amplios conductos (**conduit flow system**), mientras que variaciones próximas al 5 % caracterizan sistemas en los cuales el flujo se realiza, fundamentalmente, a través de pequeñas fisuras (**diffuse flow system**). Tratan, de esta manera indirecta, de reflejar el posible grado de karstificación funcional existente en el sistema.

A la vista de lo precedente y habida cuenta de los datos aquí considerados (Tabla 1), parece lógico pensar que el

macizo de Aramotz no posee un grado alto de karstificación, como lo prueba, en parte, la no existencia de redes espeleológicas desarrolladas, tan frecuentes y conocidas en macizos litológicamente semejantes próximos, como es el caso de Itxina (Sáenz de Echenique y Cruz-Sanjulián, 1980). A favor de tal consideración está también el estudio detallado de los hidrogramas correspondientes al manantial de Orue (n.º 1), como ya se indicó en un trabajo precedente (Antigüedad et al., 1984).

CONCLUSIONES

El estudio sistemático durante el año 1984, a paso de tiempo mensual, del quimismo de las surgencias del macizo kárstico de Aramotz ha proporcionado datos de interés para el mejor conocimiento del funcionamiento hidrogeológico y de las características de karstificación funcional del mismo.

Las variaciones de algunos elementos, del cloro, fundamentalmente, medidos a nivel de los manantiales, pone de manifiesto la existencia de un acuífero epikárstico de desigual importancia en el macizo, siendo este acuífero de gran importancia en la posterior evolución química de las aguas, ya que implica dos modalidades diferentes de infiltración, rápida y lenta. La variación en los contenidos en bicarbonatos disueltos, por otra parte, es también una prueba a favor de dicho mecanismo modulador, y aporta, además, datos de interés para el conocimiento de la sede actual de los fenómenos de disolución de la roca (procesos de karstificación), que se desarrollan en superficie o en profundidad según las zonas del macizo. El conocimiento previo de la fracturación y de la desigual repartición de la vegetación en el mismo ayuda, en forma importante, a la interpretación de los datos hidroquímicos. Estos ponen en evidencia la existencia en el macizo de Aramotz de dos mecanismos moduladores de la información de entrada, en lo que al quimismo de las aguas se refiere: el ya mencionado acuífero epikárstico y una importante zona saturada para cada sistema acuífero investigado, considerando esta última en función del volumen global del agua puesto en juego en cada uno de los sistemas. Por último, se establece una relación entre la conductividad y la mineralización total de las aguas, de la forma $M \text{ (mg/l.)} = K.C \text{ (}\mu\text{S)}$, que en Aramotz supone una K comprendida entre 0,92 y 1. Como consecuencia de todo lo expuesto se deduce un grado bajo de karstificación para el macizo considerado, siendo la circulación predominante del tipo «diffuse flow system».

BIBLIOGRAFIA

- ANDRIEUX, C.: 1978. *Les enseignements apportés par la thermique dans le karst*. Le karst: son originalité physique, son importance économique. Colloque de TARBES. Association des géologues du Sud-Ouest (AGSO), p. 48-63.
- ANTIGÜEDAD, I.; CRUZ-SANJULIAN, J., y ERASO, A.: 1983. *Primeros datos sobre el hidrograma y las características hidrogeoquímicas del manantial de Orue (Yurre, Vizcaya)*. III Simposio de Hidrogeología, t. 9, p. 559-568.
- ANTIGÜEDAD, I.; ERASO, A., y CRUZ-SANJULIAN, J.: 1984. *Análisis e interpretación de las curvas de recesión correspondientes a dos surgencias kársticas en la provincia de Bizkaia*. I Congreso Español de Geología. Segovia, Tomo IV, p. 17-27.
- BAKALOWICZ, M.: 1974. *Géochimie des eaux d'aquifères karstiques. 1. Relation entre minéralisation et conductivité*. Ann. Spéléol., 1974, 29, 2, p. 167-173.
- BAKALOWICZ, M.: 1978. *Apports de l'hydrogéochimie à la connaissance de l'aquifère karstique, de sa genèse et de son fonctionnement*. Le karst: Son originalité physique, son importance économique. Colloque de TARBES. Association des géologues du Sud-Ouest (AGSO), p. 69-84.
- BAKALOWICZ, M.: 1979. *Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification*. Thèse, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 269 pp.
- CRUZ-SANJULIAN, J., y SAENZ DE ECHENIQUE, F.: 1980. *Consideraciones preliminares sobre la Hidrogeología del karst de Itxina (Vizcaya). Estimación del coeficiente de infiltración y de la evapotranspiración real*. Estudios geol., 36, p. 281-287.
- GEZE, B.: 1973. *Lexique des termes français de spéléologie physique et de kartologie*. Ann. Spéléol., 28, 1, p. 1-20.
- HEM, J. D.: 1970. *Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water*. U. S. Geol. Survey, water-supply paper 1473, 363 pp.
- JACQUET, J.: 1971. *Aspects généraux de la représentation mathématique des phénomènes en hydrologie de surface*. La Houille Blanche, 2, p. 105-110.
- MANGIN, A.: 1975. *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques*. Ann. Spéléol., 29, 3, p. 283-332; Ann. Spéléol., 29, 4, p. 495-601; Ann. Spéléol., 30, 1, p. 21-124.
- MILANOVIC, P. T.: 1981. *Karst Hydrogeology*. WRP.
- MISEREZ, J. J.: 1973. *Geochimie des eaux du karst jurassien*. Thèse. Université de Neuchâtel (Suiza). 313 pp.
- MÜLLER, I.; SCHOTTERER, V., y SIEGENTHALER, U.: 1982. *Etude des caractéristiques structurales et hydrodynamiques des aquifères karstiques par leurs réponses naturelles et provoquées*. Eclogae geol. Helv., 75, 1, p. 65-75.
- RAT, P.: 1959. *Les pays crétacés basco-cantabriques (Espagne)*. Publ. de l'Université de Dijon, XVIII, Presses Universitaires de France. 525 pp.
- ROUCH, R.: 1978. *Le système karstique et son unité biologique*. Le karst: son originalité physique, son importance économique. Colloque de TARBES. Association des géologues du Sud-Ouest (AGSO), p. 38-47.
- SCHOELLER, H.: 1962. *Les eaux souterraines*. Masson, Paris, 642 pp.
- TRIPET, J. P.: 1972. *Etude hydrogéologique du bassin de la source de l'Areuse (Jura neuchâtelois)*. Thèse. Université de Neuchâtel (Suiza), 183 pp.

DETECCION DE LOS CONDUCTOS PREFERENCIALES DE CIRCULACION EN MACIZOS KARSTICOS

Por Isaac Santesteban

RESUMEN

En este trabajo se analizan la disposición que ocupan las distintas capas y estructuras principales existentes en el macizo de Andía, relacionando directamente la morfología externa, con las características y situación de los conductos preferenciales de circulación subterránea

RESUME

Dans ce travail s'analyse le disposition que occupe les différents nappes et structures principaux existences, dans le massif de Andia, relationné directement le morphologie extérieur, avec les caractéristiques et situation de les conduites préférentiels de circulations souterraines.

LABURPENA

Lan honetan, Andia mendi taldea osotzen duten geruza ezberdinek eta eura printzipalek betetzen duten jarrera aztertzen da, kanpo morfologia, lurpeko zirkulazioa duten lehen eroaleen berezitasunekin eta egoerarekin zuzenean erlazionatuz.

MACIZO DE ANDIA

- 1.—GEOGRAFIA
- 2.—GEOLOGIA
 - 2.1.—Litología
 - 2.2.—Tectónica
 - 2.3.—Morfología
 - 2.4.—Estratigrafía
- 3.—ESPELEOLOGIA
- 4.—HIDROLOGIA
 - 4.1.—Drenaje sinclinal de Satrustegui

- 4.2.—Drenaje anticlinal de Ergoyena
 - Eje Peñablanca-Txargain
 - Eje Esaide-Borderre-Lordia
 - Eje Dorrocoteca-Sta. Quiteria-Lordia
- 4.3.—Drenaje sinclinal Arbelz
- 4.4.—Drenaje sur Erragoz-Riezu
 - Polje Zabilde-Arbiotz-Riezu
 - Altos Urre-Iranzu-Riezu
- 5.—HIDROQUIMICA
- 6.—CONCLUSIONES
- 7.—BIBLIOGRAFIA

1.—GEOGRAFIA

La sierra de Andía en la parte occidental de la provincia, tiene una extensión de unos 200 kilómetros cuadrados, comprendiendo en este conjunto, desde la falla de Lizarraga en el Oeste, que la separa de Urbasa, hasta las estribaciones del puerto de Azanza, Guembe, y el valle de Goñi por el Este, y desde el macizo de Satrústegui limite por el Norte, al valle de Yerri por el Sur. Esta unidad geográfica no coincide en extensión con la unidad hidrológica, pues una parte del macizo de Sarbil alimenta el manantial de Arteta. Por lo tanto habría que incrementar en su extensión unos 10 kilómetros cuadrados, que nos daría una superficie aproximada de unos 210 kilómetros cuadrados. (Ver mapa.)

La parte norte del macizo es la más elevada con unos 1.494 metros en la Peña de Beriain, que forma parte de un gran cordal calizo de unos 15 kilómetros de extensión oeste-este llamado de Satrústegui, entre el morro de San Donato sobre el pueblo de Arbizu en el valle de la Barranta, por donde corre el río Araquil, hasta la Peña de Txurregui sobre Osquía. Por el sur los pueblos de Estella forman depresión por este lado, con una serie de barrancos de ejes norte-sur, entre ellos los de Erendazu, Arbiotz, Ondalan, Lordia, Erragoz. Por el oeste la falla de Dulanz mediante el raso de Zalvide da origen al macizo, y por el este la sierra de Saldise y montes de Sarbil que comprenden al diapiro de Salinas de Oro, Anoz, Ollo, el barranco de Arteta, dejando a nivel superior y formando una gran artesa al valle de Goñi.

La zona central del macizo, de menor nivel que la anterior, está cruzada por una serie de valles paralelos estrechos de desarrollo oeste-este, formando dientes de sierra de norte a sur, y que desembocan en varias cuencas cerradas al este de gran importancia hidrológica, recubiertas de pastos y limitantes por formas karsticas de gran desarrollo, como las del norte de los corrales de Goñi, Peñablanca, Trecu, Dorrocoteca, Icomar, Sagarra, Borderre, etc. Estas altiplanicies entre los 950 y 1.150 metros de nivel, se encuentran rodeadas por cumbres calizas de mayor altura, sobre todo en el norte y este, y limitadas por el sur por varias series paralelas de calcarenitas y margocalizas.

El clima es continental con inviernos fríos, precipitaciones de lluvias y nieve siendo variables sus índices, que pueden estar comprendidos entre los 1.800 mm. al norte y los 1.100 mm. al sur, con medias que pueden superar los 1.500 mm. metro cuadrado, y siendo las medias de temperatura anuales los siete grados centígrados.

2.—GEOLOGIA

La sierra de Andía la definen los geólogos como una altiplanicie caliza ondulada, que en el norte alcanza sobre el valle del Araquil un desnivel de unos setecientos metros, y que por el sur y este por efectos estructurales forma dos depresiones bajo los materiales de la zona de Estella y las margas de la cuenca de Pamplona, siendo por el oeste limitada por la falla de Lizarraga, que la separa del macizo de Urbasa.

Esta gran extensión de calizas está constituida por una potente serie del Paleoceno-Eoceno Medio, de un espesor de unos 800 metros en la parte norte y unos 400 metros en la parte sur, existiendo alternancias de calizas y margas, así como importantes tramos de margocalizas y margas que se acuñan en la parte sur y que desaparecen.

Todo este conjunto de materiales donde las calizas y las calcarenitas son los componentes más importantes, forman un conjunto kárstico de gran importancia, abundando entre sus formas los lapiaces, dolinas, uvalas, poljes, cañones, simas, cuevas, que su distribución sobre estructuras importantes, hemos tenido que situar y analizar, marcando los distintos derroteros y desniveles sobre los materiales margosos del cretácico, sobre los que descansan.

2.1.—Litología

El conjunto calizo de la sierra de Andía comprende al Norte en la zona de Satrústegui a una formación de rocas blanquecinas del Montense, muy fisuradas, con estructuras en ejes Norte Sur, donde abundan las dolinas y están fuertemente plegadas en su parte Norte, formando acantilados en sus bordes, con grandes canchales calizos en partes bajas y que se hacen extensivas a los flancos Oeste y Sur, donde se encuentran los valles de la Barranta y Ergoyena. En las depresiones del centro zona de gran desarrollo del karst son las calizas Lutecienses las que lo forman, existiendo gran número de simas y cuevas que son parte activa importante en la circulación subterránea. Estas calizas suelen tener algunas intercalaciones de calcarenitas Biarritzienses que afloran en diversas zonas del macizo, dando bloques pequeños cuarteados de color más oscuro que las calizas, y es en los flancos de los cañones y bordes del macizo donde aparecen las calizas arcillosas del Cuisiense por debajo de las capas anteriores, continuando con las dolomías del Paleoceno que son bien observables en el barranco de Arteta, coincidiendo con el afloramiento de las aguas del manantial y siendo el nivel de base del conjunto las margas del Maestrichtiense.

2.2.—Tectónica

Es de destacar en primer término el fuerte plegamiento del contrafuerte de Satrústegui, que en una quincena de kilómetros se extiende al Norte, entre el morro de San Donato al Oeste y el pico de Txurregui al Este, con elevaciones entre los 1.500 metros a los 1.100, donde en una primera parte hasta la cumbre llamada de Amorro es observable el sinclinal colgado, cuyo eje Oeste-Este se encuentra un poco desplazado al Norte, motivado por el mayor buzamiento de los estratos de las calizas superficiales del Montense y de la base de margocalizas del Cuisiense, que en tres capas sucesivas, sufren una inflexión, tomando dirección hacia Peñabelate, balsas de Idosia, borde Sur del diapiro de Ollo a la altura del puerto de Goñi y que son cortadas y afloran claramente en el barranco de Arteta, con gran buzamiento Sur, y que son portadoras de agua entre sus planos.

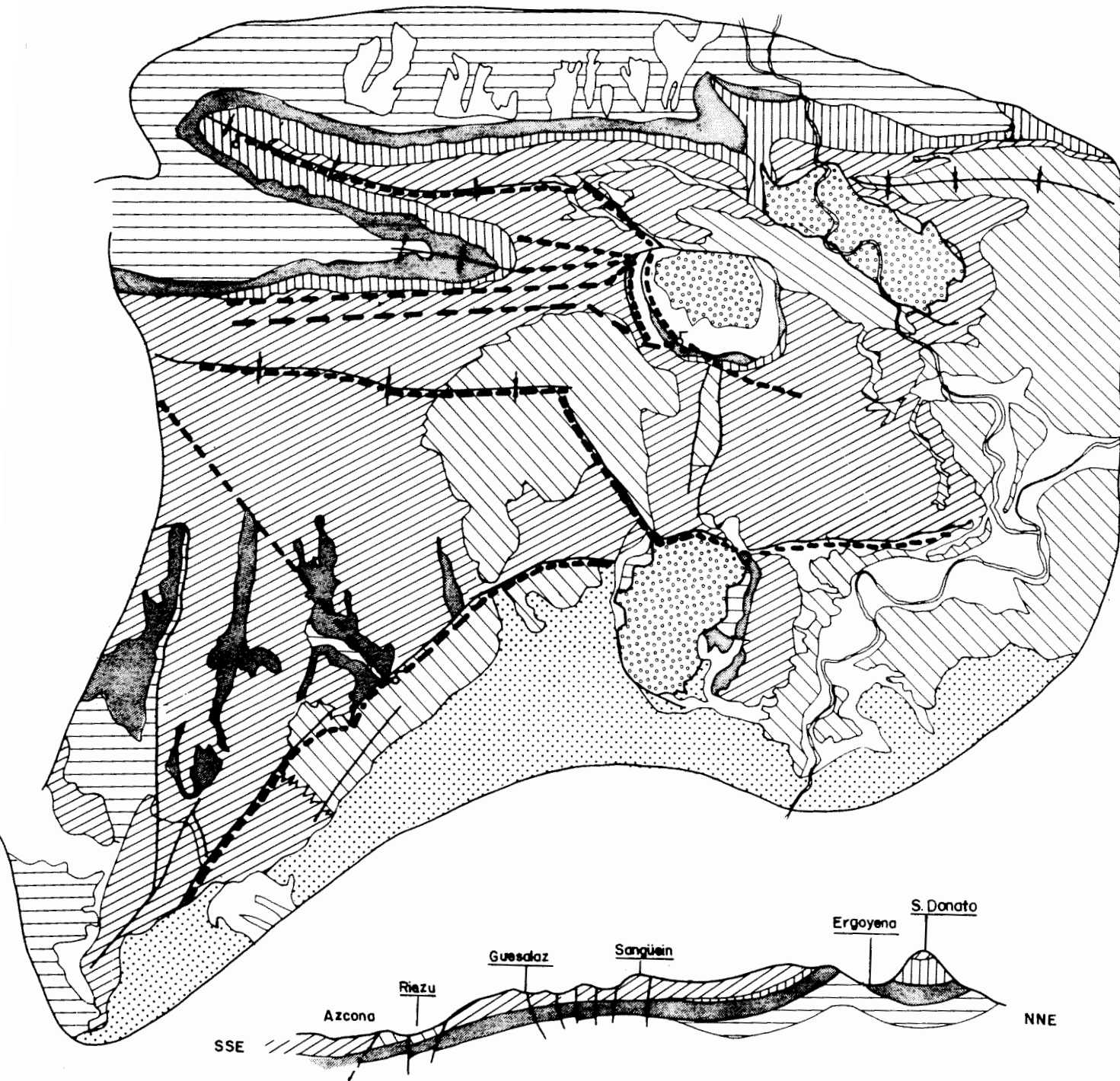
La parte central del macizo unos trescientos metros más baja de nivel, es el principal origen del acuífero de Arteta, pudiéndolo dividir en dos zonas, el flanco Norte del anticlinal de Ergoyena, con instalación del valle por hundimiento y erosión posterior, que está situado en la parte Oeste y bajo los acantilados del macizo de San Donato al Norte y bordes al Sur de Peña Sarasa y Escalaborro, y la continuidad al Este por cercanías de Peñablanca, continuando en ligera depresión por el Sur de Satrústegui, cercanías también de Peñabelate, corrales de Senosiain, estribaciones de Txargain y falla de borde del diapiro de Ollo. El flanco Sur del anticlinal que tiene su origen en las cercanías del



SIERRA DE ANDIA

E 1:100.000





SIERRA DE ANDIA

E 1:100.000

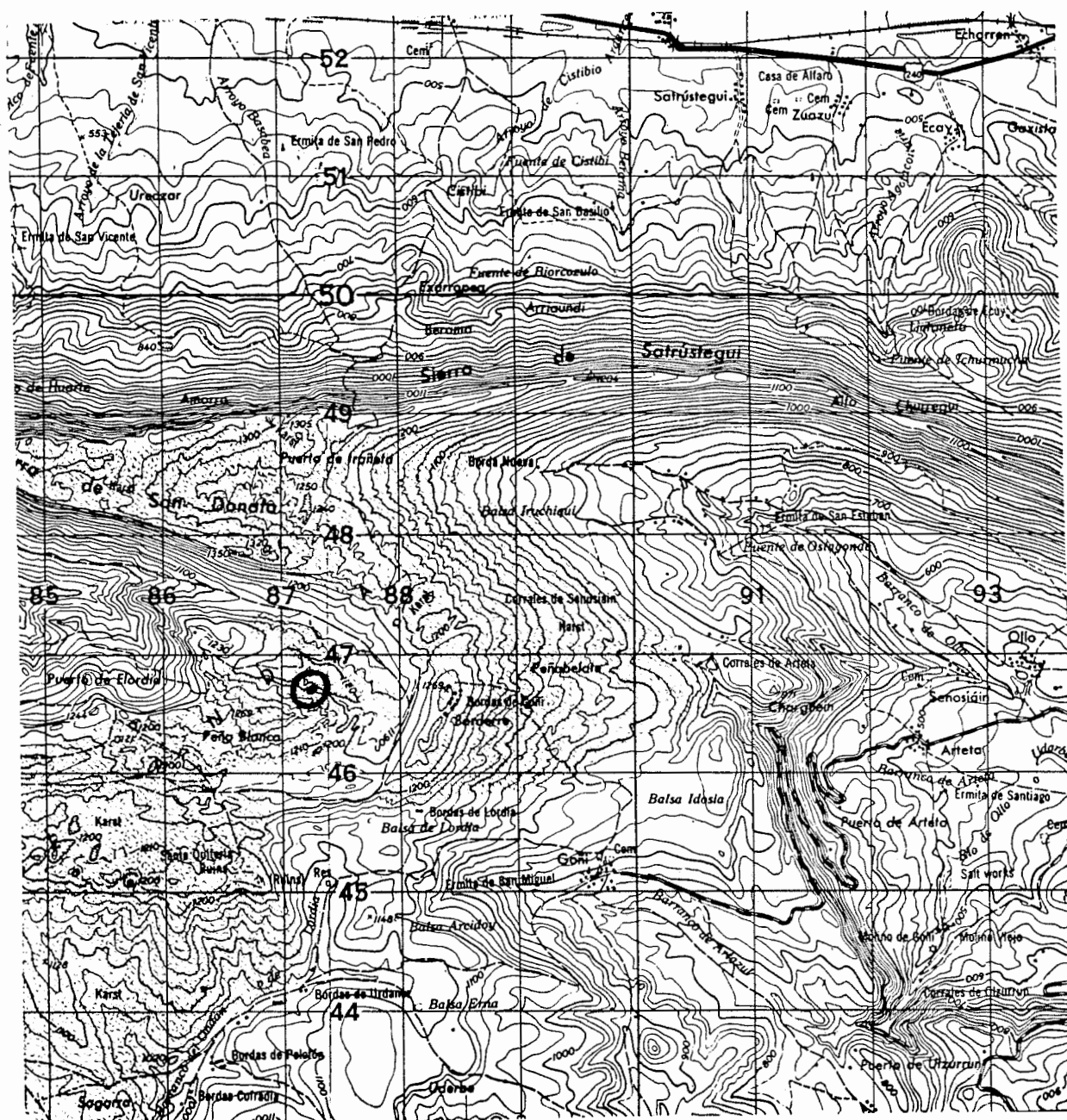
-  Margas
-  Calizas
-  Calcarenitas
-  Diapiros
-  Paleoceno
-  Calizas arcillosas
-  Aluvial
-  Conglomerados
-  Linea de flujo

Datos topográficos de S. MUGALEZE
 Término municipal COMUNAL DE ANDIA
 Toponimia PEÑA BLANCA

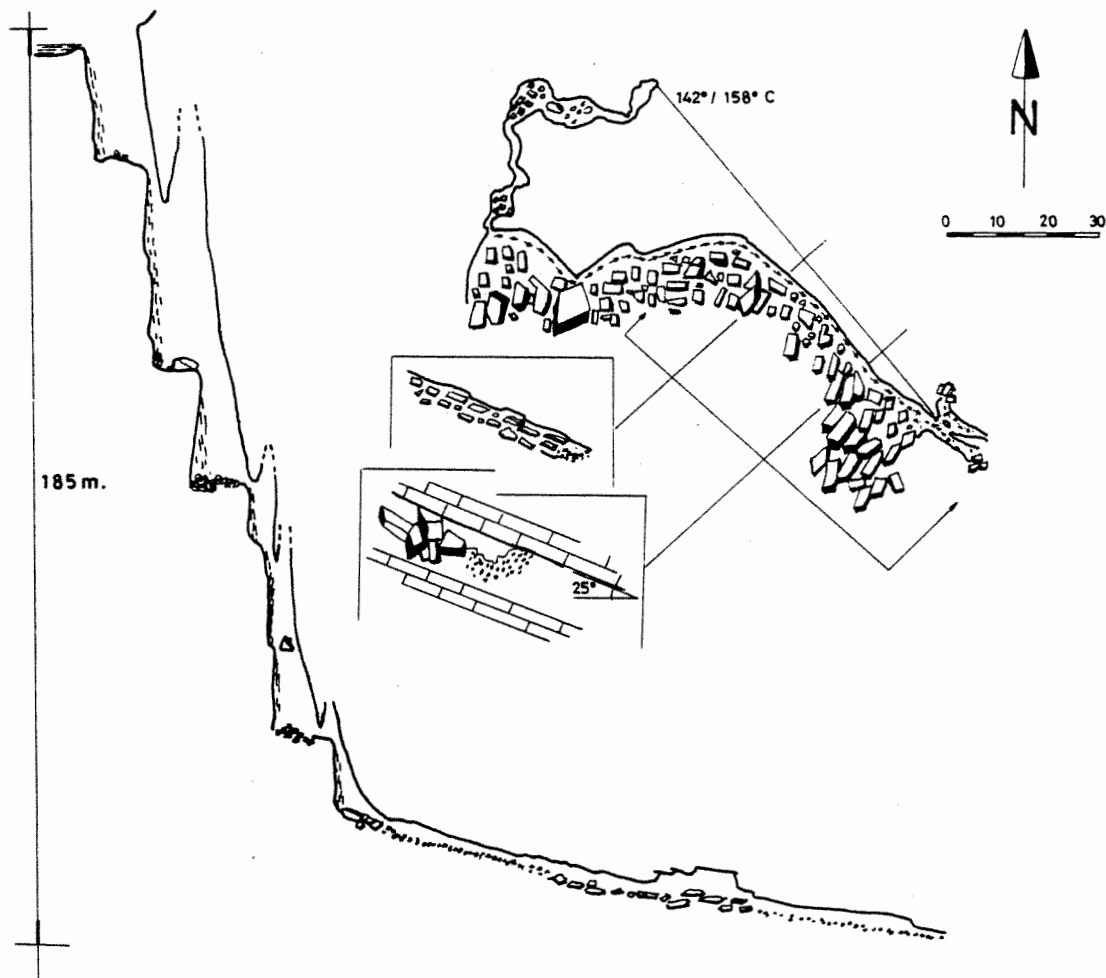
Numero del Archivo	
Numero de orden	897/114

Datos campo Cálculos Correcciones Sist. angular
 Fechas

	X	Y	Z
Coordenadas geográficas	1.45.15	42.52.00	1.156
Coordenadas U.T.M.	587150	4746820	



Datos topográficos de	SIMA DE MUGALECE	Número del Archivo	
Término municipal	COMUNAL DE ANDIA	Número de orden	297 / 114
Toponimia	PEÑA BLANCA		
Datos campo	Cálculos	Correcciones	Sist. angular
Fechas			
	X	Y	Z
Coordenadas geográficas	1° 45' 15"	42° 52' 00"	1.156
Coordenadas U.T.M. . . .	587.150	4.746.820	1.156



tunel de Lizarraga, en el llamado puerto de Esaide, forma en superficie una serie de valles estrechos paralelos de dirección Oeste-Este, que están limitados al Sur por margocalizas, estableciéndose en sus ejes grandes alineaciones de dolinas, que desembocan en las dos zonas deprimidas más importantes del macizo, al Sur de Peñablanca y al Oeste de Trecu la primera, y al Suroeste de Trecu o ruinas de Santa Quiteria, con formación de alineaciones kársticas desde la zona llamada de Dorroteca.

Al sur de la zona anterior se instala el sinclinal de Arbelz, entre la carretera de Lizarraga al oeste y el diapiro de Salinas de Oro al este, la zona anterior que hemos citado al norte, de la cual está separada por un nivel de margocalizas en buzamiento fuerte hacia el norte y limitado por el

sur con las laderas impermeables de la Trinidad de Iturgoyen y con los bordes más elevados del barranco, dejando al Sangüein (Siasgain) al sur en los rasos de Ikomar y Sagarra, dos fuertes zonas de captación donde abundan las dolinas.

También desde el punto de vista tectónico es de destacar el desarrollo de los cañones en la parte sur del macizo por estar en relación con unidades estructurales y entre ellos cabe destacar los de Erendazu, Arbiotz, Ogancio u Ondalan, Buron, Erragoz y Arteta, todos ellos sin agua en gran medida. La penetración de las aguas a través de sus materiales calizos, ha dado con dos cotas importantes, el primero en Riezu en el barranco de Arbiotz, entre los 500 y 510 metros, al cortar el flujo subterráneo en varios puntos,

y el segundo en el barranco de Arteta entre los 530 y 540 metros de nivel con varios aportes sobre las dolomías y margas. En este socavamiento de los cañones son observables las distintas capas que componen el macizo, como las calcarenitas que adquieren formas suaves en superficie, material que se cuarteja fácilmente y se desprende, calizas Lutecienses, calizas margosas, calizas marmóreas, dolomías, etc, variando bastante el comportamiento, siendo el mayor poder de penetración el que se produce en el barranco de Arbiotz entre los 1.140 metros de nivel de su cabecera y los 500 metros de su fondo, sin embargo el de mayor envergadura es el de Lordia con más de 7.000 metros de longitud.

Otro fenómeno de interés, son los diapiros de Ollo en la parte central, al noreste el de Anoz, y al sureste el de Salinas de Oro, que forman en línea una serie de fracturas radiales entre ellos y así como un conjunto de fracturas circulares, con gran desnivel en los flancos, que en el caso de Salinas forma unos grandes desgajados en las calizas y fuertes derrubios de ladera, quedando los materiales del Keuper deprimidos a modo de grandes conos volcánicos, que en el caso de Ollo dan a perfectas formas circulares en sus bordes y también a grandes graveras.

2.3.—Morfología

En el conjunto es de destacar los cordales calizos en extensiones oeste-este, el karst tiene un desarrollo determinado con formas donde las dolinas, simas, cuevas, diaclasas, etc, tienen su esplendor, destacando por zonas el macizo de Satrústegui en el norte con una karst cerrado en artesa y dentro del sinclinal con simas verticales situadas en cruces estructurales.

En la parte central destaca la zona de Peñablanca donde existe una gran formación de karst en que se encuentran las simas mayores del macizo, generalmente instaladas en diaclasas sur-norte, con penetración de agua en alguna de ellas. Estas calizas Lutecienses se encuentran muy karstificadas y limitadas por grandes rasos cerrados donde las dolinas abundan, aun cuando se encuentran rellenas por tierra vegetal y arcillas por donde se sumen fuertes cantidades de agua. A esta zona viene a converger diversos cordales calizos que a lo largo de estructuras oeste-este alinean y sitúan a gran cantidad de dolinas y que están separadas entre ellas por series de margocalizas que se distinguen por su distinto colorido y que vienen a formar conductos preferenciales de circulación, como son los del puerto de Esaide a Peñablanca o los que paralelamente y más al sur forman las calizas de Dorroteca a las ruinas de Santa Quiteria, que por estribaciones del macizo de Treku continúa con grandes formas en corredor, para pasar a las bordas de Goñi con abundancia de dolinas, balsas de Lordia, donde aparecen los materiales de calcarenitas, con formas más suaves y que recubren las calizas que vuelven a aparecer en las estribaciones del barranco de Arteta, diapiro de Ollo en sus flancos, pared de Txargain, unión con Peñabelate, con simas de bocas anchas y formación de dolinas.

Otra zona de captación importante donde abundan las dolinas es la situada al sur en el sinclinal de Arbelz, destacan los rasos de Ikomar y Sagarra y que desembocan por el oeste en el raso del Encinar o de Zabilde, cuyas estructuras dan origen a uno de los aportes del barranco de Riezu, con gran cantidad de dolinas y simas de más de 100 metros de profundidad, con circulación de río subterráneo, como el de la sima del Roble.

La zona límite por el sur con la formación de los grandes barrancos ya ha sido citada al mencionar los fenómenos tectónicos, así como también a los fenómenos diapíricos que cabe destacarlos como formaciones morfológicas de cierta envergadura, ya que existen una serie de fenómenos derivados de la erosión y composición de sus materiales, fáciles de una transformación en cortos periodos de tiempo.

2.4.—Estratigrafía.

La sierra de Andía tiene una estructuración compleja por el número de accidentes tectónicos producidos a lo largo de estructuras importantes que en unos ejes oeste-este se han desarrollado y en donde la existencia de unas familias de fallas en dirección NNE-SSO, cruzadas por otras NE-SO, han hecho descender escalonadamente la sierra, entre ellas la de Lizarraga, que separa el macizo de Urbasa de Andía y las estructuras de los cañones, donde las calizas penetran bajo los materiales detríticos del Terciario continental de la tierra de Estella.

Estas fallas llevan por otra parte asociadas varias familias de diaclasas, que juegan un papel importante en la evolución morfológica de las calizas.

Es de mencionar como estructuras importantes también las producidas en los bordes de los diapiros y sus reflexiones circulares y radiales en zonas próximas con grandes plegamientos y roturas, y en donde los hundimientos tienen su manifestación reiterada.

Citamos a continuación las estructuras de mayor importancia:

1.—En el macizo de Satrústegui al norte, eje oeste-este con manifestaciones en San Donato y continuidad al este por el sur de Amorro, Peñabelate, balsas de Idosia, bordes del diapiro de Valdeollo y barranco de Arteta, con manifestación o afloramiento en las calizas arcillosas del Cui-siense.

2.—Flanco norte del anticlinal de Ergoyena, eje oeste-este que es visible en la proyección del valle del mismo nombre, en las campas al norte de Peñablanca al límite con las calizas que forman un fuerte desnivel a modo de pared, continuidad por cercanías de Peñabelate a macizo de Txargain donde se aprecia en hendidura vertical anterior, en entrada a la cueva y en plena pared vertical, manifestación de afloramiento de agua en los manantiales de abastecimiento al pueblo de Arteta, con referencias anteriores de haber existido una gran balsa, y continuidad entre las calizas y estructura del borde del diapiro de Ollo a la balsa de Urcelay en posible contacto en su fondo con materiales del Keuper y para continuar la estructura hasta cercanías del manantial de Arteta.

3.—Estructura clara oeste-este, entre el puerto de Esaide en las cercanías de la carretera de Lizarraga, continuar hacia el este por balsa de Sosa, Sarasa, Sur de Peñablanca en solución de continuidad clara entre calizas y margas, con grandes alineaciones de dolinas, con progresión al norte de Treku en falla de Borderre, que une a la depresión de Lordia.

4.—De Dorroteca en el oeste, eje importante de dolinas que continúa hacia el este hacia ruinas de Santa Quiteria, paso en collado muy marcado a depresión de balsas de Lordia, con progresión a cercanías de la ermita de San Miguel de Goñi y continuar entre calcarenitas a encontrar las calizas del barranco de Arteta.

5.—Sinclinal de Arbelz, cuyo centro o eje parte de la curva de la carretera de Lizarraga, formando un pequeño valle en dirección este que remonta ligeramente hacia los rasos de Ikomar y Sagarra, penetra en el barranco de Arguiñano por su parte alta que coincide con ancho camino de carros, progresa hacia el barranco de Buron, al sur de Munarri, sur del monte Garindo, donde cruza a la falla del diapiro de Salinas con la grieta de Azanza y cercanías del embalse de Pozoberri y falla de Sarbil.

6.—Estructura norte del barranco de Guembe o Erragoz, falla importante que se observa en paredón después de pasar la foz, continuar por Ondalan a la altura de los corrales de Arguiñano, barranco de Iturgoyen a la altura del pueblo y dar con el de Arbiotz, a la situación del manantial de Riezu.

7.—Falla de Lizarraga en el polje de Zabilde con farallón calizo a lo largo de la carretera entre venta Berri y venta Zumbelz y que posteriormente se divide en dos para formar el valle de Lizarrate hacia el oeste y dar con el barranco de Arbiotz en la falla del este.

8.—De los caseríos de Urra al sur de Urbasa, estructura clara, peñas de Echavarrri al norte de Eraul, cercanías de Abárzuza a la altura de los depósitos de agua, cruce del barranco de Irazu, norte de Azcona, sur de Arizaleta y barranco de Arbiotz.

9.—Estructuras en macizos de Saldise y Sarbil, con capas de calizas margosas muy visibles en el diapiro de Ollo hacia el barranco de Arteta.

10.—En la sierra de Andía a partir de Amorro hacia Txuregui y proyección hacia Ilzarbe y Anoz.

11.—Red de diaclasas intermedias en conexión con la red anterior y en abundancia en las cercanías de los conos diapíricos.

Estas estructuras consideradas como las más importantes, están, como decimos, en conexión con esta red complicadas de diaclasas y fisuras de todo tipo, en ejes transversales que hacen a algunas de ellas de gran interés en la circulación, ya que en los puntos donde afloran pueden reunir a veces varios metros cúbicos de agua al segundo, como son los casos de Arteta y Riezu.

3.—ESPELEOLOGIA

Un resumen de las exploraciones espeleológicas en el macizo tendría que comprender por zonas a las llevadas a cabo en Satrustegui en sus bordes, destacando las dos cuevas con fuertes salidas de agua sobre la badina de Anoz, que en verano permanecen secas y abastecen a niveles más bajos el manantial existente en su ribera derecha, llamado Iboro. En su parte oeste en plena Peña de San Donato, la exploración efectuada al túnel artificial realizada para aumentar el caudal de las cascadas que después son aprovechadas para el abastecimiento de Arbizu y Lacunza, surgen las aguas en un contacto de materiales, al fondo de un túnel en herradura, con una ventana donde se precipitan las aguas hacia el lado de Torrano, están en relación con el sinclinal colgado del macizo que reparte las aguas hacia el este al manantial de Arteta y al oeste al manantial de Ubei, existiendo al norte en los derrubios y graveras algunos manantiales y cuevas elevadas, que lo mismo sucede al sur en el valle de Ergoyena o sobre el puerto de Lizarraga.

En la parte oeste del macizo es de destacar el polje de Zabilde con simas de bastante profundidad y entre ellas

destaca la del Roble, en su fondo discurre un río subterráneo que teñido nos aparece en las cercanías del manantial de Riezu a unos diez kilómetros de distancia, esta corriente en las grandes avenidas, no pudiendo evacuar con facilidad el conjunto de la cuenca cerrada va remontando de nivel hasta colmar el conjunto de las galerías de más de 500 metros de longitud y unos 120 metros de altura, aflorando al exterior forma un gran lago de varios kilómetros de longitud, que con el descenso va saliendo por la cueva llamada de Katazulo enfrente del manantial de Riezu.

La zona de captación del manantial de Arteta es la más extensa y para su exploración fue dividida en:

- 1.—Karst de Peñablanca.
- 2.—Bordas del Peloton o corrales de Urdanoz.
- 3.—Montes de Goñi.
- 4.—Sinclinal de Satrustegui.
- 5.—Macizo de Saldise, Sarbil.

De entre las simas exploradas merece destacarse en Peñablanca a la llamada de la Fonfria o Mugaleze, que en pleno karst y en sus estribaciones las aguas de la fuente Fria penetran en una diaclasa sur-norte que forma su boca, con diversas verticales en cascadas hasta llegar a galerías a doscientos metros de profundidad y que se desarrollan en dirección sureste en 500 metros de longitud, no permitiendo el paso debido a hundimientos de grandes bloques y que sin embargo los trazadores en poco tiempo afectan al manantial de Arteta, que se encuentra situado a unos 5.000 metros de distancia.

La segunda zona de las bordas del Peloton situadas al suroeste del manantial destaca por sus pérdidas y entre ellas dos que se encuentran en el camino a la ermita de San Miguel de Goñi y al sur de las bordas de Lordia, zona de mucho interés al encontrarse sobre estructura importante, con fuertes dolinas y con posibilidad de formarse un embalse subterráneo de cierta consideración. Las exploraciones no dieron gran resultado ya que los conductos se encuentran obturados por materiales del bosque existente.

Los montes de Goñi nos han dado diversas cavidades colgadas verticales sin que la mayor parte sobrepasara los cincuenta metros, también existen cuevas en los flancos de los cañones como las de Itxitxo.

En el macizo de Sarbil fueron vistas diversas cavidades en relación con la posible alimentación del barranco de Arteta en los manantiales de sus riberas y que tienen su manifestación en las crecidas y alimentación constante durante el año por el flujo subterráneo. Las simas vistas se encuentran rellenas de materiales y no permiten grandes descensos.

Dado el espesor que tienen las calizas, solamente una parte de ellas ha podido estudiarse en los descensos en el macizo en el tramo de las calizas Lutecienses, hasta 200 metros de profundidad, y también en alguna cueva, en tramos de calizas arcillosas pero con desarrollo horizontal, considerando por tanto existir en zonas más bajas, grandes huecos que dado las condiciones de colmatación de sus fondos en diversos procesos tectónicos y erosivos observados en los niveles colgados, no podemos abordarlos.

4.—HIDROLOGIA

La presencia de los grandes manantiales de Arteta en Valdeollo, con cerca de tres metros cúbicos al segundo de módulo anual, situado en la margen izquierda de un gran cañón de unos 6 kilómetros de extensión y a la cota de unos 530 metros de nivel, los de Ibero Echauri y Belascoain en las cercanías del diapiro de Salinas de Oro un poco más al sureste, manantiales que son de agua termal entre los 19 y 26 grados centígrados, que surgen entre los 385 y 395 metros, y el de Riezu en la margen izquierda del barranco de Arbíotz, al sur del macizo y a la cota de 509 metros, han sido el origen y causa de estas prospecciones y estudios.

La detección de los ríos subterráneos de más interés, así como su ubicación, derroteros y orígenes en las zonas de captación preferentes, demostraron la existencia de un gran colector, que distribuye sus aguas en tres grandes áreas geográficas, jugando un gran papel los fenómenos tectónicos, fallas, anticlinales, sinclinales, la morfología, con situación de campos de dolinas, alineaciones y clasificación de sus formas, así como simas, sumideros, cuevas, también sus fenómenos estratigráficos y litológicos, que no dieron muchas veces más que una parte de ayuda a comprobaciones mediante ensayos de trazadores en exploraciones parciales.

La disposición estructural en unos ejes paralelos oeste-este condicionan una circulación preferencial en los estiajes y el establecimiento de grandes zonas de karst donde van a desembocar estas estructuras, acrecientan en medida fuerte la recogida de grandes unidades de agua, que unidas a las grandes depresiones a modo de poljes de Peñablanca, Santa Quiteria, Lordia, Satrústegui, forman las grandes zonas de captación del manantial de Arteta. Por otro lado los rasos de Ikomar, Sagarra en donde desemboca la estructura del sinclinal de Arbelz son causa y origen a las aguas de Valdechauri que están conectadas a través de la falla del Garindo donde se encuentra la grieta de Azanza, Pozuberri, falla de Echauri y manantiales del Araquil.

La parte sur tiene una doble zona de captación, en el este desde el puerto de Guembe en estructura que condiciona la circulación hacia el manantial de Riezu estando conexonada a una red compleja de diaclasas y estructuras en el fondo de los barrancos, de otra zona que es el polje de Zabilde, el aporte se hace a través del barranco del Arbíotz y del oeste, al sur de Arizaleta, hacia la ribera derecha del río Ubagua, como es el manantial de la Mina, etc.

Los resultados de las visitas y exploraciones efectuadas clasificando cientos de dolinas (son cerca de 300), que han sido situadas en mapas 1/10.000 con direcciones de flujos, 200 cavernas exploradas con interpretación direccional de sus galerías, estudio de los niveles estratigráficos y fondos de las mismas, así como las coloraciones efectuadas en sus aguas, han determinado la existencia de seis corrientes preferenciales que forman el manantial de Arteta, así como los de Riezu y Echauri.

Por otro lado teniendo en cuenta la extensión del macizo de 210 kilómetros cuadrados y los índices medios de precipitación situados en los 1.500 litros metro cuadrado año, un volumen de unos 300 hectómetros cúbicos pueden precipitarse en el macizo de Andía, de los cuales un 40% puede suponer la evapotranspiración, lo que daría una infiltración de unos 180 hectómetros. De esta cantidad

una buena parte la lleva el manantial de Arteta, que puede estar evaluado entre los 90 a 100 hectómetros, otra cantidad alrededor de los 60 a 65 hectómetros pertenecen a Riezu y sus manantiales y el resto, unos 20 a 25 hectómetros, forman las salidas de Echauri y Ergoyena, existiendo una pequeña escorrentía formada por el río Udarbe.

Por tanto y resumiendo tenemos las siguientes zonas de alimentación:

4.1.—Drenaje sinclinal de Satrústegui

Tiene dos vergencias que se originan a la altura de la Peña de Beriain, un flujo va hacia el morro de San Donato a los manantiales de Ubei, cascadas que afloran a la cota de los 900 metros sobre los materiales margos calizos, la otra parte tiene vergencia hacia el sureste a través del eje del sinclinal cuyo derrotero ya ha sido mencionado y sobre las mismas capas de calizas margosas que dan aporte al manantial de Arteta a la cota de 530 metros y por tanto con un recorrido de cerca de 10 kilómetros.

4.2.—Drenaje anticlinal Ergoyena

Corriente subterránea que de la zona norte de Peñablanca al límite con las calizas del contrafuerte de Satrústegui, toma dirección hacia Txargain, existiendo huellas en su pared de nacedero antiguo en boca de cueva, balsa de Arteta desaparecida, manantiales de abastecimiento al pueblo, badina de Urcelay con 6 metros de profundidad que mantiene todo el año el mismo nivel y su relación directa con el manantial de Arteta en contacto entre las calizas y los materiales del Keuper de su fondo.

Río subterráneo de Arteta que en origen está formado por dos brazos, el del norte que toma el eje de calizas de Esaide a Peñablanca y que en superficie es fácilmente seguido por la proyección y alineamiento de las dolinas en el karst, formando un valle que está limitado por su parte sur por margocalizas y que desemboca al oeste en la zona cerrada al sur de Peñablanca, lugar en que es posible se embalse al no poder progresar hacia el este por obstaculizar los materiales del macizo de Treku y sin embargo en su parte norte las alineaciones de tres fuertes dolinas en estructura clara, falla de Borderre, paso clave, hacen que las aguas tomen al otro lado de la montaña bajo las bordas de Goñi las depresiones de Lordia, lugar interesante donde acude el brazo sur que del lado del oeste en zona Dorrocoteca, forma otro aporte importante hacia las ruinas de Santa Quiteria y que por paso obligado en collado al sur de Treku y con limitación por el sur de margocalizas, no tiene otro remedio que pasar hacia la depresión de Lordia, lugar en que puede formarse otro gran embalse, como lo determinan ciertas características de las dolinas existentes y el encuentro de las dos estructuras en cercanías de la ermita de San Miguel de Goñi, donde unas grandes dolinas limitan la zona de karst con el comienzo de las calcarenitas en superficie y las margas de la artesa de Goñi, condicionantes forzados del flujo hacia el barranco de Aizpuri y manantial de Arteta. El agua que en su recorrido puede hacer los doce kilómetros, puede estar situada sobre las calizas arcillosas en las campos de Peñablanca y ruinas de Santa Quiteria, para pasar por los estrechamientos en Borderre y collado de Treku hacia Lordia, el agua puede encontrarse a menor nivel según lo atestigüe el sondeo de Arguiñano, 600 a 650 metros.

4.3.—Drenaje sinclinal Arbelz

Formación de agua a lo largo del sinclinal hacia los rascos de Ikomar y Sagarra, grandes zonas de captación con paso por estructura clara en cabecera de Arguiñano u Ondalan, hacia norte de Artesa, sur de Munarriz, sobre cabecera de Erragoz-Garindo y balsa de Pozoberri que puede ser una manifestación de su circulación profunda, ya que el agua en su fondo de unos diecisiete metros se encuentra a unos siete grados de temperatura, para de aquí tomar la falla de Sarbil donde el agua penetra en profundidad y toma concentración en sales y temperatura, como lo demuestran los 19 grados de Ibero y los 26 grados de Belascoain.

4.4.—Drenaje sur Erragoz-Riezu

Todas las aguas desde la cabecera del puerto de Guembe, están condicionadas por la estructura que es observable con claridad al descender el puerto en la foz de Erragoz, que después continúa por acantilado vertical en dirección hacia la pista de Vidaurre a Zoyola, que atraviesa para seguir por los corrales de Arguiñano un poco al sur y cruzar los brazos de los barrancos de Ondalan e Iturgoyen que por su parte baja, cercana al comienzo de la pista a la Trinidad de Iturgoyen y sobre el pueblo, dar con los prados en declive fuerte sobre el manantial de Riezu. Lo mismo el agua que acude hacia la zona de Echauri desde el oeste, que la que analizamos que pasa más al sur pero en dirección contraria este-oeste, está condicionada su altura por el paso por bajo de los grandes cañones de Ondalan la primera en la parte superior del mismo, y de Ondalan e Iturgoyen a menor nivel la segunda. Los informes de la exploración de inmersión en el nacedero de Riezu dieron con un conjunto de agua de unos cinco metros de profundidad en dirección este, estructura muy clara que es continuada en pisos superiores de cavernas que quedan libres en los estiajes y en superficie en las crecidas donde se detecta salidas de agua.

Una gran red de diaclasas intermedias está conexional formando un conjunto de gran extensión a partir de las faldas de la Trinidad de Iturgoyen. El segundo aporte de agua hacia el barranco de Arbiotz o río Ubagua, procede del polje de Zabilde que a través de una de las estructuras en la fallada zona de Lizarraga forma el barranco, para dar a lo largo de él diversos manantiales y entre ellos los de Katazulo, experiencia efectuada mediante trazadores en distancia de 10 kilómetros y permanencia de 15 días. El tercer aporte de agua se hace de manera doble en el pequeño sinclinal bajo el pueblo de Arizaleta y que alimenta el cruce de las estructuras de Arbiotz en las cercanías del manantial de la Mina, que son sobrantes de un flujo profundo que viene y se alimenta de mucho más lejos, ya que esta estructura continúa por el norte y sur de Azcona para pasar por bajo de Irazu, cuya manifestación clara la tenemos en la pared o borde bajo los depósitos de abastecimiento de aguas a Abárzuza y falla paralela al sur que toma dirección al manantial de Monjaliberri. Estas dos fallas toman dirección hacia la sierra de Urbasa en la proyección de la falla de Echávarri y altos de Urrea.

Estas corrientes subterráneas que a lo largo de los macizos se encuentran a distintos niveles, no son cortadas por las aguas superficiales, de no encontrar unos fenómenos de socavamiento fuerte como son los cañones o desfiladeros de Arbiotz en Riezu en que se produce el afloramiento entre los 500 y 510 metros de nivel en tres puntos

en la margen derecha del río Ubagua y uno en su margen izquierda, así como los ya referenciados de Arteta.

En ambos casos a la proximidad del manantial correspondiente, existe un gran zona de saturación donde las distintas estructuras son los conductos preferenciales de circulación fáciles de cortar en casos de explotación y con rendimientos óptimos como es el caso de los sondeos realizados en la zona de Riezu, donde afluye el agua de tres zonas de captación diferentes y que no tienen ningún contacto hasta penetrar en los niveles inferiores a 509 metros del manantial de Riezu.

5.— HIDROQUIMICA

Desde este punto de vista es de notar la influencia que toman las aguas según los materiales por los que atraviesan sus distintas corrientes subterráneas, como son en las crecidas las arcillas y arenas en el manantial de Arteta, procedentes de las calizas margosas y calcarenitas o el poco residuo en los estiajes al estar los niveles por donde discurren las aguas en el acuífero completamente limpios, o el residuo más alto de Riezu característico de circulación en mayor proporción de calcarenitas y calizas margosas, o el caso de Ibero, Echauri y Belascoain donde la incidencia del diapiro de Salinas se hace notar en la concentración de cloruros y sulfatos así como en la temperatura que toman sus salidas, pues al penetrar de las zonas altas de Andía, que en el caso de la balsa de Pozoberri es de siete grados y una pequeña mineralización en el borde del diapiro y conectar con la falla de Sarbil podría progresar en profundidad tomando el incremento de temperatura, diferencia que en el caso de Ibero es de doce grados centígrados, considerando por otra parte que su distancia al manantial es de unos 8.000 metros, de los cuales una buena parte se realiza en profundidad en terrenos calizos y sin influencia por tanto de los materiales del Keuper, que le dieron grado y concentración. Lo mismo ocurre con las aguas de Belascoain con una mayor trayecto en los materiales del diapiro como lo demuestra la situación y proyección de la falla donde puede circular el agua y una menor distancia al afloramiento en materiales del Terciario continental, teniendo como resultado que la concentración en sulfatos es mayor que en Ibero y la temperatura es superior en siete grados centígrados.

Estas grandes disoluciones que pueden efectuarse en los materiales del diapiro y en zonas próximas a sus bordes donde se instalan sus estructuras más importantes y por tanto sus conductos preferenciales de circulación, originan en superficie grandes hundimientos de bordes con desplazamientos laterales hacia su interior, creando un paisaje completamente atormentado como es el que se encuentra bajo la Peña de Sarbil en el flanco hacia Muniain de Guesalaz, donde existen grandes grietas y corrimientos de frisos calizos de gran envergadura al perder su base de sustentación, ya que en unidades cortas de tiempo los volúmenes de disolución de sales profundas pueden ser grandes.

Así la penetración de las aguas kársticas de Andía en el diapiro de Salinas y por el lado sur origina la balsa de las Sanguiuélas que con gran desplome de materiales en el contacto entre las calizas y las sales, yesos, arcillas y al recorrer estas aguas por el interior del mismo, forma un flujo subterráneo, con hundimientos de campos de labor y originando posteriormente el nacimiento del río Salado, que es aprovechado de su concentración de sales median-

te la instalación de dos pozos de extracción de sus 20 gramos por litro que lleva de cloruro de sodio y dejando parte a su recorrido hasta el pantano de Alloz. Estas grandes disoluciones a través del tiempo han originado el descenso de los niveles de los terrenos por donde discurren estas aguas, quedando los pueblos que como en el caso de Muniain se encuentra sobre materiales duros como ofitas, elevados, a modo de castillos estando sus campos en hondonadas.

Respecto a la disolución del agua en las calizas los procesos de tipo químico están en relación con el fenómeno de la decalcificación por el ataque de las aguas ácidas a los componentes de las rocas carbonáticas con separación de las arcillas y arenas o con los depósitos in situ de los famosos travertinos, como es el caso del cerro de Leguin sobre el pueblo de Ibero lugar situado a unos trescientos metros de distancia, por donde surgían las aguas del manantial, actualmente unos cincuenta metros más bajo de nivel.

En el macizo de Andía por tanto al distribuirse el agua en tres zonas geográficas, hemos observado como cada una de ellas toma sus características químicas, así como su comportamiento está en relación directa al volumen de precipitaciones, extensión de acuífero y disposición geométrica del mismo, de acuerdo con las leyes de circulación gravitacional del mínimo esfuerzo. La gran alimentación se hace a través, del aparato kárstico más importante que es el del manantial de Arteta, con gran profusión del desarrollo y número de dolinas y espesor de los materiales calizos, acuífero muy regular y que puede estar alimentado por tres zonas de embalses subterráneos. El de Riezu en el sur puede considerarse un caso claro de circulación preferencial a través de un complejo enrejado de fallas y diaclasas en perfecta conexión, mientras que el caso de Valdechañuri, se puede considerar un sistema mixto entre los materiales calizos de Arbelz, los del borde del diapiro de Salinas y las fallas calizas de Echauri en el caso de Ibero, y los materiales del Terciario en el caso de Belascoain, a añadir a los anteriores.

6.— CONCLUSIONES

Una región como Navarra que tiene una extensión de macizos calizos de unos 1.250 kilómetros cuadrados, tiene que pensar en mejor aprovechar estos grandes recursos que se pierden en gran medida. Así que proyectos de regulación de manantiales que tanto incremento tienen en otros países, comienzan a tener en nuestra nación su importancia, pues siguiendo el caso más conocido en Francia de la ciudad de Montpellier, varias zonas españolas se abastecen con esta técnica; y fué en el VI Congreso Nacional de Espeleología celebrado en 1964 en Valence, Francia, donde se presentó una carta hidrogeológica por el profesor Paloc en la que se incluían las instalaciones de numerosos pozos y galerías de abastecimiento a poblaciones importantes, aumentando las posibilidades de explotación de los macizos calizos en que los estudios de regulación son abordados más tarde por el Dr. Avias.

Así en 1971 es abordado el abastecimiento a Montpellier mediante la regulación del caudal de las aguas de Lez, manantial que en estiaje tiene los 250 litros por segundo, cantidad insuficiente, y que consigue aumentar su dotación gracias al estudio llevado a cabo, donde el concurso de los equipos de buceo en inmersiones continuas y acompañados de magnetómetros dieron con el punto

adecuado de perforación en las galerías saturadas, detectadas desde el exterior, con el siguiente paso dado por la instalación de los pozos necesarios de captación, motobombas e instalaciones de salida.

Es en julio de 1982 cuando en el barranco de Arteta comienza un plan de explotación y regulación del manantial; han pasado 20 años desde que nuestro amigo y gran hidrogeólogo Dr. Llopis presentaba un plan de estudio para la provincia. No considero el plan desarrollado en el barranco como el más propicio o adecuado, ya que sería oportuno el haber investigado en el único conducto existente de manera natural, el que dá salida a las aguas del manantial, sobre el que hay que efectuar la debida perforación o sondeo con rendimientos totales. Sin embargo las dificultades de tipo topográfico para el acceso de la maquinaria de perforación no ha permitido acercarse en la medida adecuada al conducto preferencial de salida, siendo los rendimientos en relación al grado de fisuración o karstificación del barranco por donde discurre el agua superficial, y donde han penetrado las torres de perforación en sondeos de reconocimiento y explotación adecuados.

Se conocen los resultados de los sondeos de reconocimiento y se espera el resultado final de las pruebas de bombeo de los sondeos de gran diámetro en estiaje, esperando que las nuevas vías artificiales creadas sepan obedecer técnicamente a las demandas exigidas por el proyecto de regulación.

El plan de investigación que se planteaba ahorraría en gran medida los costes de investigación al eliminar gran parte de los sondeos de reconocimiento, por otro lado no aborda éste el problema principal de la detección de los conductos preferenciales al situarse en proyección distinta el barranco, distanciándose de las vías de alimentación.

Sin embargo la regulación es necesaria de efectuarse, pues si los recursos que están estimados en unos 90 hectómetros sólo un 10% se aprovecha, en los estiajes hay que sobreexplotar el manantial en unos 500 litros por segundo, para conseguir los 1.000 necesarios. Estos 500 litros de déficit hay que sacarlos del almacén, que en los tres meses de estiaje podrían hacer los cuatro hectómetros cúbicos... volumen que podría extraerse de las reservas. La geometría del acuífero en sus últimos 500 metros, así como los recursos existentes en el resto del mismo, tienen la palabra.

Los estratos profundos de las capas almacén están alimentadas por otros grandes reguladores, principalmente del:

- 1.—Sur de las balsas de Lordia, 5.000 metros de distancia y 630 metros de nivel.
- 2.—Suroeste de ruinas de Santa Quiteria a 6.000 metros de distancia y 630 metros de nivel.
- 3.—Campas de Peñablanca 6.000 metros de distancia y 750 metros de nivel.

Estas tres grandes zonas son las que alimentan regularmente el manantial en los grandes estiajes.

Esperamos con gran confianza los resultados de los estudios de explotación que los ingenieros y geólogos llevan adelante en el proyecto de regulación del manantial de Arteta.

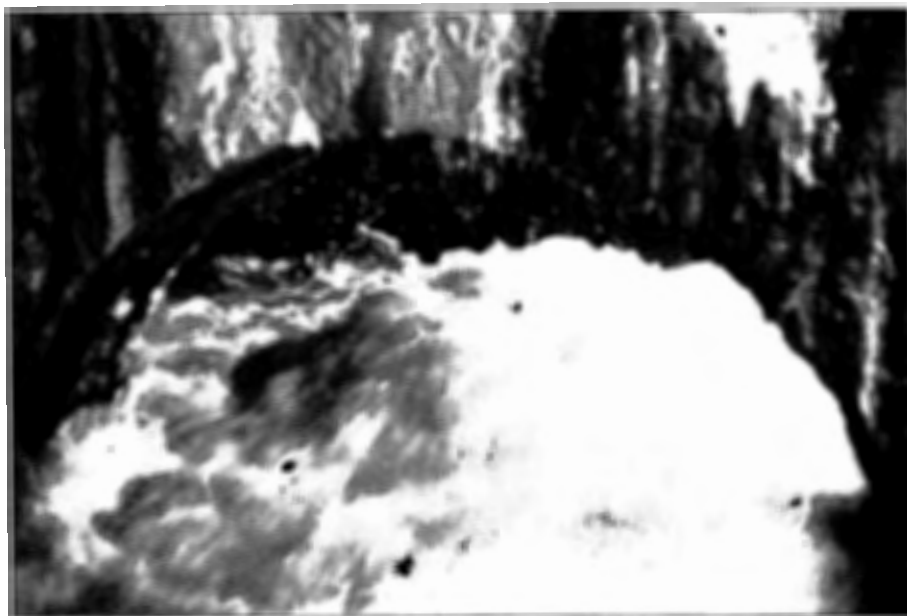
7.—BIBLIOGRAFIA

Es de destacar los magníficos trabajos y estudios llevados a cabo por el... Servicio Geológico de la Diputación Foral de Navarra, resumidos en la publicación de las

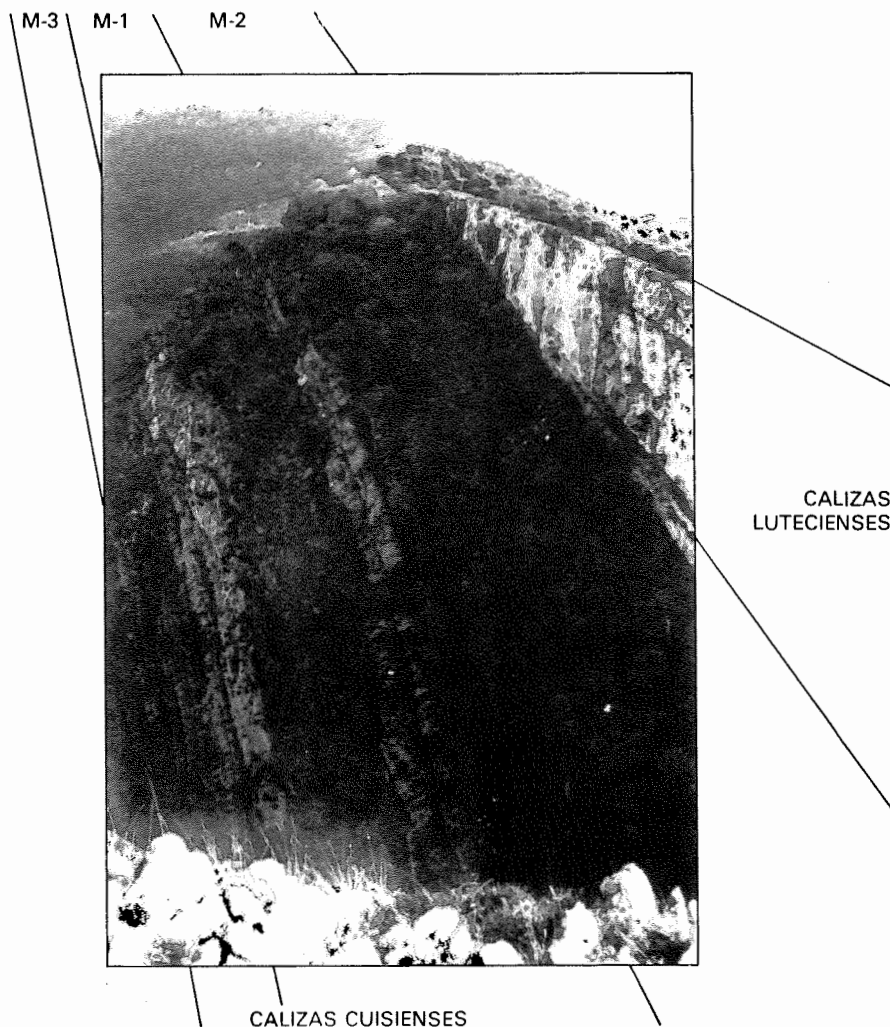
Aguas Subterráneas de Navarra, así como los publicados en Geografía por Dn. Alfredo Floristan.

Por otra parte quiero agradecer la colaboración a mis compañeros D. Carlos Acáz en los trabajos de delineación y a D. Pedro López en las visitas al manantial de Arteta.

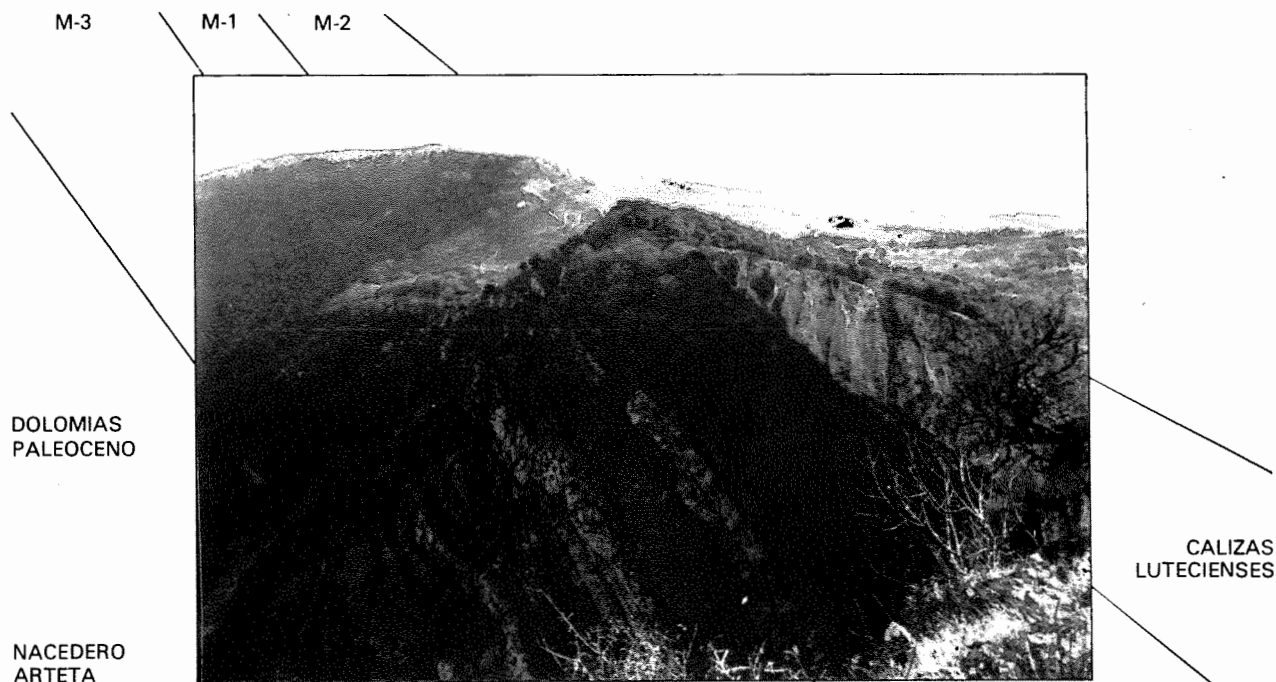
1. Nacedero Arteta



2. Sobranterío manantial Arteta



3. Barranco de Arteta



4. Niveles conductos preferenciales Arteta

KOBIE (Serie Ciencias Naturales). Bilbao
Bizkaiko Foru Aldundia - Diputación Foral de Vizcaya
N.º XV, 1985/86

ESTUDIO DE LOS FORAMINIFEROS ACTUALES DE LA RIA DE LEQUEITIO (VIZCAYA)

Por Ana Pascual Cuevas
y Xabier Orúe-Etxebarria Urquiza (*)

RESUMEN

En este estudio de la Ría de Lekeitio, se han determinado 41 especies de foraminíferos, procedentes de un muestreo realizado en el otoño de 1984. Dos de estas especies corresponden a foraminíferos planctónicos y 13 a individuos que estaban muertos en el momento de la recogida. Se han analizado también diferentes variables del medio (sustrato, pH, temperatura, oxígeno disuelto, salinidad y alcalinidad), pudiéndose comprobar la influencia de algunas de ellas en los foraminíferos.

RÉSUMÉ

Dans cette étude de la Ría de Lekeitio, on a déterminé 41 espèces de foraminifères, provenant d'un échantillonnage réalisé au cours de l'automne de 1984. Deux parmi ces espèces appartiennent aux foraminifères planctoniques et 13 à des individus qui étaient morts au moment de la récolte. On a analysé aussi différents variables du milieu (substrat, pH, température, oxygène dissous, salinité et alcalinité) ayant constaté l'influence de quelques unes dans les foraminifères.

LABURPENA

Lekeitioko itsasadarrean egindako lan honetan, 41 foraminifero espezie bereiztu dira. Hauk, 1984. eko udazkenean egin zen laginketa batetik atera dira. Hauen arteko espezie bi, foraminifero planktonikoak dira eta beste 13, batuketa momentuan hilda zeuden animalienak dira. Beste aldetik, inguruaren aldagai ezberdinak ere ikertu dira eta haietako batzuen eragina foraminiferoengan nabarmendu ahal izan da.

(*) Dpto. de Geología, Fac. de Ciencias, Universidad del País Vasco. Aptdo. 644, 48080 Bilbao, País Vasco.

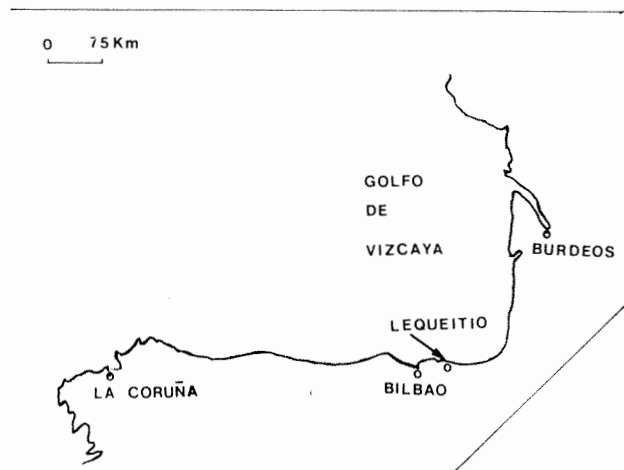


Figura 1.—Localización de los diferentes puntos de muestreo en la Ría de Lequeitio.

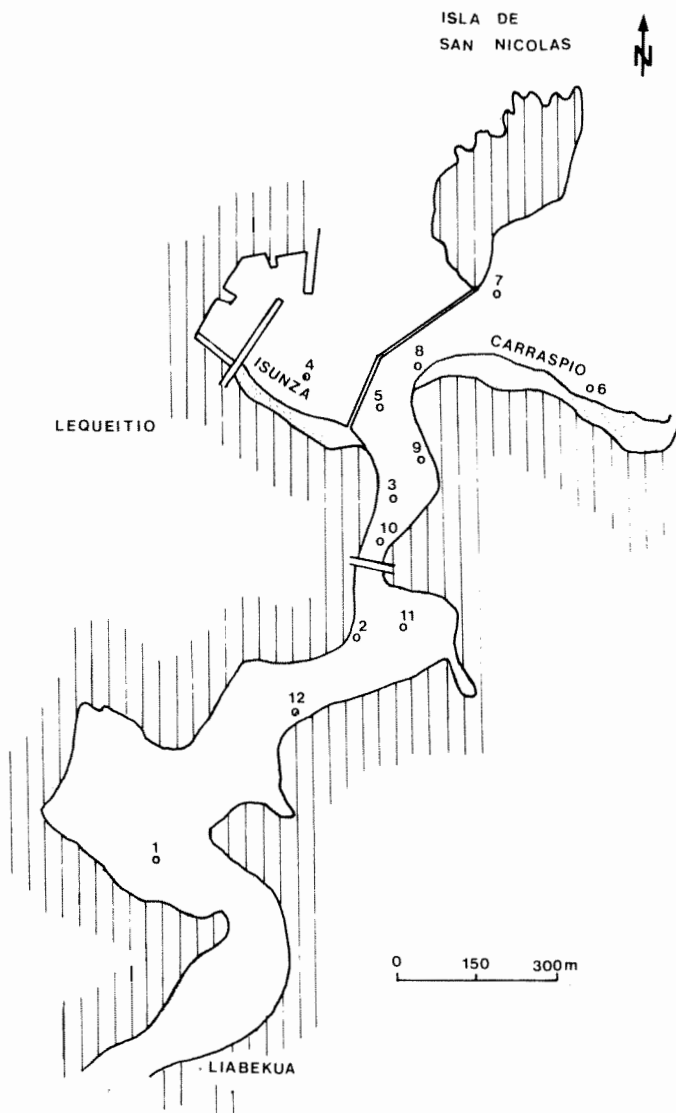
INTRODUCCION

Los foraminíferos actuales están adquiriendo un protagonismo cada vez mayor en trabajos recientes de ecología. Este hecho quizás se deba, en parte, a su utilidad, ya que últimamente son varios los estudios en los que se ha podido comprobar la relación existente entre deformaciones observadas en la morfología de la concha de estos organismos y los diferentes tipos de contaminación (MORIN, 1971; SEIGLIE, 1975; VENEC-PEYRE, 1981). En algún caso (CARBONEL y PUJOS, 1982) se han podido establecer variaciones de algunos factores del medio ambiente, como la salinidad y oxigenación, estudiando la variabilidad intraespecífica de determinadas especies de foraminíferos bentónicos. Con este estudio acerca de los foraminíferos actuales de la Ría de Lequeitio y de su desembocadura, se pretende avanzar un poco más en el conocimiento de estos organismos a lo largo de la costa vasca, así como de sus rías y estuarios.

Los primeros estudios acerca de los foraminíferos actuales de esta zona, corresponden a BILBAO y LAMOLDA (1979), que citaron varias especies bentónicas y planctónicas de la zona intermareal, en la costa vizcaína. Posteriormente, PASCUAL CUEVAS (1984) realizó un trabajo más amplio a lo largo de la mayor parte de las playas vizcainas, así como en la guipuzcoana de Saturrarán. Recientemente, se han publicado unos primeros datos acerca de los foraminíferos encontrados en el estuario de la Ría de Bilbao (PASCUAL CUEVAS y ORUE-ETXEBARRIA, 1985), que están recogidos en el informe presentado acerca del «Estudio Oceanográfico del Abra y su entorno», terminado a finales de 1985 y en el que han intervenido los autores de este trabajo. En cuanto a estudios realizados en áreas cercanas, cabe destacar el efectuado por CEARRETA (1983) en la Ría de Santoña, acerca de los foraminíferos bentónicos allí encontrados.

MATERIALES Y METODOS

El muestreo se realizó los días 21 y 22 de noviembre de



1984, habiéndose recogido un total de 12 muestras (Figura 1), en el sedimento blando cercano a las orillas de la ría, aprovechando la marea baja. Para ello se utilizaron tanto el rascador clásico, como el muestreo manual, obteniéndose de este modo la parte superficial del sedimento.

Las muestras recogidas se sumergieron en una solución colorante, de 1 l. de alcohol de quemar (metanol) por 1 g. de Rosa de Bengala, con el fin de que el protoplasma de los organismos vivos se colorease y poder diferenciar posteriormente los individuos vivos de los muertos, en el momento de la recogida. Las muestras se mantienen en el colorante un mínimo de 48 horas, para favorecer su tinción, realizándose a continuación un levigado, con tamices cuya luz de malla es de 0,1 y 1 mm. De esta forma se obtiene la fracción de tamaño adecuado, para pasar posteriormente a su estudio bajo lupa binocular.

MUESTRAS

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Arena gruesa	15,5	20,02	0,17	7,7	0,1	0,43	1,19	1,6	3	3	4,25	7,35
Arena media	3,94	12,12	13,8	3,93	14,82	16,5	4,28	8,74	6,09	11,3	2,65	19,46
Arena fina	3,81	30	76,33	64,94	75	69,42	87,3	79,66	85	81,94	19,5	17,27
Arena muy fina	4,96	24,32	9,7	23,42	10,08	13,60	7,18	10	5,2	3,76	15,82	46,34
Limo	37,74	5,6		0,01		0,05	0,01		0,71		31,05	2,39
Arcilla	34,05	7,94									26,77	7,19

Tabla 1.—Porcentajes de los diferentes tipos de sedimento para cada punto de muestreo.

Sustrato	Muestra	Acervulina	Ammonia	Asterigerinata	Bulimina	Cibicides	Dorothia	Elphidium	Eponides	Gaudryina	Globulina	Jadammina	Miliolinella	Nonion	Planorbulina	Quinqueloculina	Rosalina	Textularia	Trochammina
Arena	2	1 7	1 7	1 3	2 2	1 94		3 37			1 1		1 1	1 17		1 3	1 22	1 1	1 3
Arena fina	3		1 6			1 28		2 23							1 1	4 4		1 1	
	4	1 2	1 1	1 2	1 1	1 168	1 1	2 10	1 1		1 1			1 1	1 5	1 1	1 15	1 6	
	5	1 1	1 3	1 1		1 42		3 25	1 1							3 5	1 6		
	6	1 1	1 6	1 1		1 86	1 1	3 40	1 1	1 1	1 1				1 6	4 6	1 9	1 2	
	7		1 1			1 19		2 5								2 2	1 1		
	8		1 1	1 2		1 18		3 12	1 1									1 1	
	9	1 1	1 5			1 14		2 8										1 1	
	10							1 1											
Arena muy fina	12		1 24	1 1		1 11		1 49						2 30		1 1	1 3		1 1
Limo arcilloso con arena	1		1 5			1 1		2 35				1 4		1 13					1 10
	11		1 41			1 17		2 20						2 30		1 1	1 1		1 8

Tabla 2. —Diferentes géneros de foraminíferos bentónicos vivos encontrados en la Ría de Lequeitio y su relación con el tipo de sustrato en las diferentes muestras. La cifra superior indica el número de especies, mientras que la inferior se refiere al número de individuos.

RESULTADOS OBTENIDOS Y SU POSIBLE RELACION CON DIFERENTES VARIABLES FISICO-QUIMICAS DEL MEDIO

Al mismo tiempo que se efectuaba la recogida del sedimento fueron medidas, además, una serie de variables físico-químicas del agua, como son, la temperatura, pH, oxígeno disuelto, CL^- y alcalinidad, todas ellas a nivel del sedimento.

Sustrato. De todos es sabido la relación existente entre la naturaleza del sustrato, esté o no cubierto de sedimento y el tipo de foraminíferos bentónicos que presentan. No es de extrañar, por tanto, que en la Ría de Lequeitio se den una asociaciones características dependiendo del tipo de sedimento. De acuerdo con las granulometrías (Tabla 1) éste ha sido subdividido según su tamaño de grano en cuatro tipos diferentes: Arena, arena fina, arena muy fina y limo arcilloso con arena.

En cuanto al sedimento de limo arcilloso con arena que presentan las muestras 1 y 11, aparece como asociación típica: *Elphidium articulatum*, *Nonion depressulum*, *Ammonia beccarii*, *Trochammina inflata* y *Cibicides lobatulus* (Tabla 2), citados en orden de importancia.

Cabe señalar, asimismo, el fuerte porcentaje de ejemplares aglutinantes, que llega a alcanzar el 16 % en el caso de la muestra número 1, correspondiendo la mayoría de ellos a la especie *Trochammina inflata*. Es de destacar la presencia del foraminífero planctónico *Globorotalia inflata* en la muestra número 11.

Por su parte, la muestra número 12 fue recogida de un sustrato de arena muy fina, obteniéndose un índice n_F de 40 (Tabla 3). La asociación característica es muy semejante a la determinada en el caso anterior.

El tipo de sedimento de las muestras 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9 y 10 corresponde a una arena fina. Las asociaciones están dominadas por las especies *Cibicides lobatulus* y *Elphidium crispum*. Como foraminífero planctónico aparece *Globigerinoides conglobatus* en la muestra número 4. En la número 10, cuyo n_F es menor que 1, sólo fue posible la

extracción de 1 ejemplar vivo, correspondiente a la especie *Elphidium crispum*. En el resto de los individuos predomina la especie *Quinqueloculina seminulum*.

Por último, la muestra número 2, presenta tal heterometría en cuanto a su tamaño de grano, que hemos optado por denominarla simplemente arena. Presenta como asociación típica la compuesta por las especies *Cibicides lobatulus*, *Elphidium articulatum*, *Rosalina globularis* y *Nonion depressulum*.

Los foraminíferos planctónicos aparecen representados por la especie *Globorotalia inflata*.

Estudio de tamaños.—Se ha realizado una serie de medidas en las especies más representativas del presente estudio. Los datos analizados se refieren tanto a la longitud como a la anchura, y los individuos medidos corresponden a las especies *Elphidium articulatum*, *Nonion depressulum*, *Ammonia beccarii*, *Cibicides lobatulus* y *Elphidium crispum*. En todos ellos se observa un aumento de tamaño, a medida que lo hace el tamaño de grano del sedimento, pero es en el caso de *Ammonia beccarii* donde se dan los extremos máximos (Figura 2), pasando desde individuos con dimensiones de $0,15 \times 0,15$ mm., en sedimento limo arcilloso con arena a ejemplares de $0,65 \times 0,60$ mm. en el de arena fina.

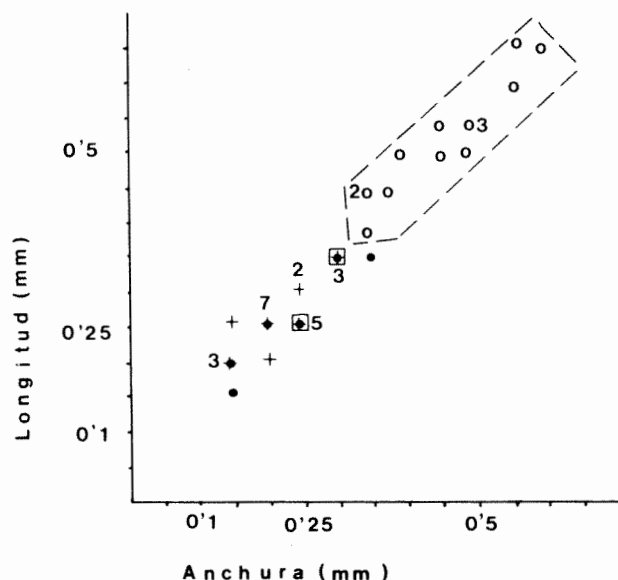


Figura 2.—Valores de las medidas en el foraminífero *Ammonia beccarii* en los diferentes tipos de sedimento.
□: Arena, ○: Arena fina, +: Arena muy fina, •: Limo arcilloso con arena.
El número indica los ejemplares, en total, que poseen el mismo tamaño.

El pH sufre pequeñas variaciones, oscilando entre 6,7 y 7,2 (Tabla 4). Parece que estas escasas diferencias no influyen directamente en estos organismos del mismo modo que ocurre con las observadas en la Temperatura con oscilaciones entre 12 y 16° C.

En cuanto al oxígeno disuelto, hay que destacar la escasa concentración existente en la muestra número 4 (0,64

Muestra	Vivos	n_F	Muertos
1	5		3
2	55		20
3	25		15
4	100		95
5	5		8
6	20		5
7	<1		<1
8	7		3
9	<1		10
10	<1		<1
11	35		<1
12	40		10

Tabla 3.—Valores del n_F (número de foraminíferos existentes en 1 g. de sedimento lavado y seco), obtenidos en los diferentes puntos muestreados.

Muestra	pH	Tempe- ratura (°C)	Oxígeno (cm ³ /l.)	CL ⁻ (g/l.)	Alcalinidad de Bicarbonato en CaCO ₃ (g/l.)
1	7	12	8	1,20	0,19
2	7	16	5,52	1,20	0,23
3	7	15	1,6	10,2	0,19
4	7	15	0,64	26,4	0,17
5	6,7	14	2	10,2	0,23
6	7	14	1,28	22,2	0,19
7	7	15	1,12	19,8	0,18
8	7	15	2,16	18,6	0,15
9	7	13	2,64	7,8	0,19
10	7	13	3,36	6,6	0,20
11	7,2	13	1,2	16,8	0,25
12	7	12	4,8	3,6	0,20

Tabla 4.—Variables fisico-químicas del agua en las distintas muestras analizadas.

cm³/l.) correspondiente a la playa de Isunza, habiéndose encontrado, sin embargo, en ella el mayor número de foraminíferos bentónicos, representado por un índice n_F de 100. Así pues, parece que esta variable no influye de forma importante en los foraminíferos aquí encontrados.

El CL⁻ analizado en gr/l., índice de salinidad, nos indica

una gradación que oscila entre 1,20 (muestra número 1) y 26,4 (muestra número 4). Salvando alguna excepción parece existir una relación directa, dentro de muestras con un mismo tipo de sedimento, entre los valores de esta variable y los índices n_F respectivos.

Por último las diferencias en los valores de la **alcalinidad** de bicarbonato en CaCO₃, no parecen influir directamente sobre estos organismos. Esta variable oscila entre 0,15 y 0,25. La alcalinidad a la fenolftaleína resultó en todas las muestras 0, por lo que la debida al hidróxido y al carbonato en CO₃Ca resultaron asimismo 0.

CONSIDERACIONES FINALES

En el presente trabajo se han determinado un total de 26 especies de foraminíferos bentónicos encontrados vivos en el momento del muestreo, siendo los más abundantes **Elphidium articulatum**, **Nonion depressulum**, **Cibicides lobatulus**, **Ammonia beccarii** y **Elphidium crispum** (Tabla 5), dependiendo del tipo de sedimento. Por el contrario, únicamente se han encontrado 2 especies de foraminíferos planctónicos, que corresponden a **Globigerinoides conglobatus** y **Globorotalia inflata**.

En cuanto a los ejemplares muertos, aunque muchas de las especies eran comunes con las determinadas entre las formas vivas, se han encontrado además otras 13 diferentes de foraminíferos bentónicos (Tabla 6), que hacen un total de 41 especies determinadas. La mayoría de los individuos extraídos, corresponden a foraminíferos con concha de naturaleza calcárea, aunque hay que resaltar la importancia que adquiere la especie aglutinante **Trochammina inflata** en algunos muestreos.

Acervulina inhaerens Schultze
Ammonia beccarii beccarii (Linné)
Ammonia beccarii punctatogranosa (Seguenza)
Asterigerinata mamilla (Williamson)
Bulimina gibba Fornasini
Bulimina sp.
Cibicides lobatulus (Walker and Jacob)
Dorothia pseudotrochus (Cushman)
Elphidium articulatum (d'Orbigny)
Elphidium complanatum (d'Orbigny)
Elphidium crispum (Linné)
Elphidium macellum macellum (Fichtel and Moll)
Elphidium macellum aculeatum (Silvestri)
Eponides repandus (Fichtel and Moll)
Gaudryina rudis Wright
Globulina gibba gibba d'Orbigny
Globulina gibba myristiformis (Williamson)

Jadammina sp.
Miliolinella circularis (Bornemann)
Nonion barleeianum (Williamson)
Nonion depressulum (Walker and Jacob)
Planorbulina acervalis Brady
Quinqueloculina gualteriana d'Orbigny
Quinqueloculina lata Terquem
Quinqueloculina quadrata Norvang
Quinqueloculina seminulum (Linné)
Quinqueloculina striata (d'Orbigny)
Quinqueloculina vulgaris d'Orbigny
Quinqueloculina sp.
Rosalina globularis d'Orbigny
Textularia sagittula Defrance
Trochammina inflata Montagu
Globigerinoides conglobatus (Brady)
Globorotalia inflata (d'Orbigny)

Tabla 5.—Relación de las especies de foraminíferos vivos encontrados en la Ría de Lequeitio.

Glabratella patelliformis (Brady)
Massilina secans (d'Orbigny)
Melonis pompilioides (Fichtel and Moll)
Planorbulina mediterraneensis d'Orbigny
Quinqueloculina aglutinans d'Orbigny
Quinqueloculina bicornis (Walker and Jacob)
Quinqueloculina costata d'Orbigny
Quinqueloculina laevigata (d'Orbigny)
Quinqueloculina oblonga (Montagu)
Quinqueloculina pulchella (d'Orbigny)
Shaerogypsina globula (Reuss)
Spiroloculina excavata d'Orbigny
Triloculina bermudezi Acosta

Tabla 6.—Lista de los foraminíferos muertos en el momento de la recogida, sin homólogos vivos entre los recogidos.

Entre las diferentes variables estudiadas, se puede observar la relación existente entre el tipo de sedimento y la asociación característica de cada muestra, así como la influencia de la concentración de Cl^- en los valores de η_F . En cuanto al resto de variables, las oscilaciones que se observan, no parecen ser lo suficientemente importantes como para influir en los foraminíferos.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a Inma Pascual la ayuda prestada en el muestreo, ya que su conocimiento de la Ría y alrededores hizo mucho más fácil la realización del mismo.

REFERENCIAS

- BILBAO, G., y LAMOLDA, M. A.: 1982. Resultados preliminares del estudio de los foraminíferos del litoral vizcaíno. Actas del 1.º Simposio Ibérico de bentos marino: vol. 1, 16 pp.
 CARBONEL, P., y PUJOS, M.: 1982. Les variations architecturales des microfaunes du lac de Tunis: relations avec l'environnement. *Océanológica Acta*, n.º Sp.: 79-86.
 CEARRETA, A.: 1983. Los foraminíferos bentónicos actuales de la Ría de Santoña. Tesis de Licenciatura. Inédita, 59 pp.
 MORIN, R. W.: 1971. Foraminiferal populations in Santa Bárbara Región. In: R. L. KOLPACK (Ed.), *Biological and Oceanographical Survey of the Santa Bárbara Oil Spill 1969-1970*, 2: 64-89, 218-275, 318-340, 391-416.
 PASCUAL, A.: 1984. Los foraminíferos actuales del litoral vizcaíno. *Kobie*. Vol. XIV: 341-350. Bilbao.
 PASCUAL, A., y ORUE-ETXEBARRIA, X.: 1985. Primeros datos acerca de los foraminíferos encontrados en el estuario de la Ría de Bilbao. I Reunión del Cuaternario Ibérico. Vol. I, 241-252.
 SEIGLIE, G. A.: 1975. Foraminifers of Guayanilla Bay and their use as environmental indicators. *Revista Española de Micropaleontología*, 7 (3): 453-487.
 VÉNEC-PEYRÉ, M. Th.: 1981. Les foraminifères et la pollution: étude de la microfaune de la cale de Dourduff (embouchure de la rivière de Morlaix). *Cahiers de Biologie Marine*, 22: 25-33.

KOBIE (Serie Ciencias Naturales). Bilbao
Bizkaiko Foru Aldundia - Diputación Foral de Vizcaya
N.º XV, 1985/86

QUELONIOS Y ARCOSAURIOS EN EL CRETACICO SUPERIOR DEL PAIS VASCO: NOTA PRELIMINAR

Por Humberto Astibia, Francisco García-Garmilla
Xabier Orue-Etxebarria y Julio Rodríguez Lázaro. (*)

RESUMEN

En los alrededores de la localidad de Laño (SW del País Vasco), aparece una sección del tránsito Cretácico-Terciario, en la que se pueden distinguir dos secuencias deposicionales separadas por una discordia. En la secuencia inferior, de edad Campaniense-Maastrichtiense, se puede apreciar una fase marina regresiva; su parte superior, atribuida al Rognaciense, contiene fósiles de vertebrados. Entre éstos, en una primera aproximación al estudio sistemático, se han podido reconocer: fragmentos óseos de dinosaurios, placas de caparazones de tortugas, y dientes de cocodrilos. Por su parte la secuencia superior incluida en el Paleoceno, presenta una fase transgresiva, con una fauna de invertebrados marinos.

ABSTRACT

At the surroundings of Laño locality (SW of the Basque Country) appears a section of the Cretaceous-Tertiary boundary where two depositional sequences, separated by one unconformity, can be distinguished. The lower sequence (Campanian-Maastrichtian) shows a marine regressive evolution; its modern levels, dated as "Rognacian", contain the vertebrate remains. In a first taxonomical approach it can be discerned, among those: several bony fragments of dinosaurs, turtle carapace-plates and crocodile teeth. The upper sequence is included in the Paleocene and exhibit a transgressive trend, with a marine invertebrate fauna associated.

LABURPENA

Laño herri inguruetan, Kretaziko/Tertziarioko trantsito bat agertzen da. Bertan sekuentzia deposizional bi bereiz daitezke, diskordantzia batez banaturik. Beheko sekuentzian, Campanientse/Maastrichtientse adinekoa, itsas fase erregresibo bat soma daiteke; goiko aldeak Rognacientsekotzat kontsideratua, ornodunen fosilak ditu. Hauen artean ondokoak bereiztu ahal izan dira: dinosaurioen hezur-zati batzu, dortoka-oskolen plakak eta krokodiloen hortzak. Bestalde, Paleozenoan barne emana dagoen goiko sekuentzian, fase transgresibo bat agertzen da, itsas ornogabeen fauna batekin.

(*) Dpto. de Geología, Fac. de Ciencias. Univ. del País Vasco. Apartado 644. 48080 BILBAO.

INTRODUCCION

La potencia y extensión geográfica de las facies continentales del Cretácico en la Cuenca Vasco-Cantábrica, contrasta con la total ausencia en la literatura paleontológica, escrita hasta el momento, de datos en relación con faunas de tetrápodos fósiles.

No ocurre lo mismo en áreas cercanas peninsulares, donde se han venido estudiando diversos restos óseos de dinosaurios (Lapparent et al., 1957; Sanz, 1983) e icnitas (Casanovas y Santafé, 1974; Viera y Aguirrezabala, 1982).

Sin duda, este vacío se debe a una falta de prospección en estas formaciones geológicas, pero, en nuestra opinión, comienzan ya a darse las condiciones para que el futuro sea prometedor.

Esta breve nota incluye los primeros datos sobre la herpetofauna del Cretácico superior del País Vasco. La fauna considerada proviene de los términos superiores, maastrichtienses, de una secuencia regresiva más amplia que aflora al sur de la provincia de Alava. Sólo se trata, por el momento, de unos pocos restos óseos recogidos en superficie, y, por lo tanto, todavía no se puede abordar un estudio sistemático profundo, habiéndose centrado este trabajo en realizar una primera aproximación al contexto estratigráfico-sedimentológico del yacimiento.

La edad de estos niveles añade otro aspecto de interés a estos restos, ya que las faunas de vertebrados del Cretácico superior europeo son todavía poco conocidas (Sanz, 1984).

LOCALIZACION

Este yacimiento de vertebrados, descubierto por uno de los autores (X.O.) en el verano de 1984, se sitúa en los alrededores de la localidad de Laño, a unos 20 Km. al SE de la ciudad de Vitoria (Provincia de Alava) (Fig. 1). Dentro de un contexto geológico, el yacimiento se encuentra en el flanco S del Sinclinorio de Miranda-Treviño (parte central del surco Navarro-Cántabro, Cuenca Vasco-Cantábrica).

ESTRATIGRAFIA

La sección en la que aparece esta fauna de vertebrados, puede dividirse en dos secuencias deposicionales, separadas por una discordancia de bajo ángulo (Fig. 2).

- **La secuencia inferior**, presenta en su base una alternancia de margas y areniscas calcáreas con estratificación cruzada, con una abundante macrofauna de ostréidos y pectínidos principalmente. La microfauna de estos niveles presenta unas asociaciones de ostracodos y foraminíferos, características del comienzo del Campaniense. Los datos sedimentológicos y paleontológicos, indican unas condiciones ambientales afines a un medio de offshore superior-shoreface inferior, con esporádicos fenómenos de tormentas que hacían descender el nivel base de las olas.

Hacia la parte media, hay un incremento de sedimentos de grano fino con laminación paralela, pasando posteriormente a unas areniscas dolomíticas con estratificación cruzada. Esta parte de la sección en la que no se ha encontrado fauna, podría corresponder a un medio ambiente de shoreface, quizás en transición al foreshore inferior.

En la parte superior de esta unidad, aparecen arenas con laminación cruzada, microconglomerados y areniscas con laminación paralela. Se puede observar también algún nivel de tipo hardground así como ocasionales intercalaciones de yesos y lignitos. En cuanto a la fauna, se han encontrado algunos pectínidos, orbitoididos y restos de vertebrados. Entre estos últimos hay gran abundancia de placas de caparzones de tortuga (*Chelonia*) y dientes de cocodrilos (*Crocodylia*). Así mismo se han recogido diversos restos óseos de gran tamaño (porciones de diáfisis de huesos largos y fragmentos vertebrales) que pueden atribuirse a Dinosaurios (*Saurischia* y/o *Ornithischia*).

De acuerdo con Mangin (1959-1960) y teniendo en cuenta su posición estratigráfica, estos niveles pueden considerarse como del Maastrichtiense. En relación con los datos sedimentológicos, se puede pensar en la existencia de un ambiente de foreshore superior y backshore, con episodios subaéreos intermitentes y quizás esporádicas condiciones de subaridez. En conjunto, esta unidad inferior representa una fase marina claramente regresiva, que en su parte final puede ser atribuida al Rognaciense (Plaziat, 1983).

- Por lo que respecta a **la secuencia superior**, presenta en la base un banco de unos 15 m. de espesor, constituido principalmente de areniscas dolomíticas y conocido en la literatura como "calizas de Belabia" (Mangin, 1959-1960).

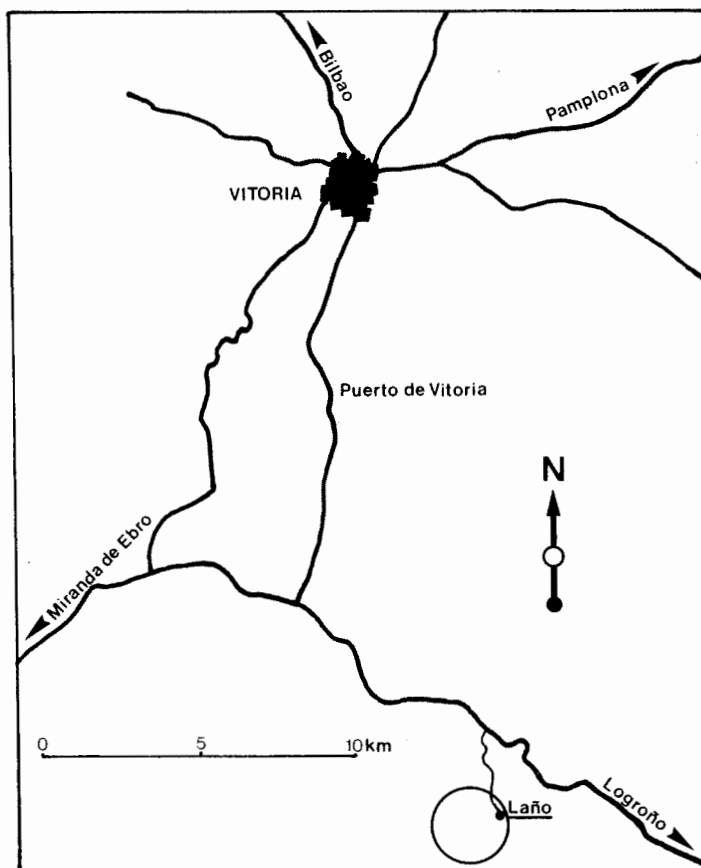


Figura 1.—Plano de situación del área del yacimiento.

Los foraminíferos bentónicos y ostracodos encontrados en las muestras son escasos y generalmente presentan una mala conservación. Los datos suministrados por estos organismos, junto con los sedimentológicos, parecen caracterizar un medio ambiente marino litoral. A continuación aparece una alternancia monótona de arenas y margas, muy pobre en contenido faunístico. En la parte superior de esta alternancia, se ha reconocido una microfauna de foraminíferos bentónicos y ostracodos, que puede considerarse, con algunas reservas, como del Paleoceno superior. Es difícil atribuir este tramo de la serie a un medio ambiente determinado, si bien se puede pensar en un depósito de carácter marino somero restringido. En la parte final de esta unidad superior, aparece un banco calcáreo-dolomítico, de 15-20 m. de espesor, que presenta una mi-

crofauna característica de un medio ambiente de plataforma carbonatada, infralitoral. Esta unidad, presenta en conjunto una tendencia transgresiva, más evidente en la parte final, si bien la alternancia intermedia puede contener episodios recurrentes.

CONSIDERACIONES FINALES

La abundancia de restos óseos en superficie, así como los resultados de una pequeña prospección, con lavado de sedimento, parecen augurar unas perspectivas optimistas para este yacimiento. La excavación y estudio del mismo reviste si cabe un interés adicional, ya que, según hemos indicado anteriormente, las faunas finicretáceas de

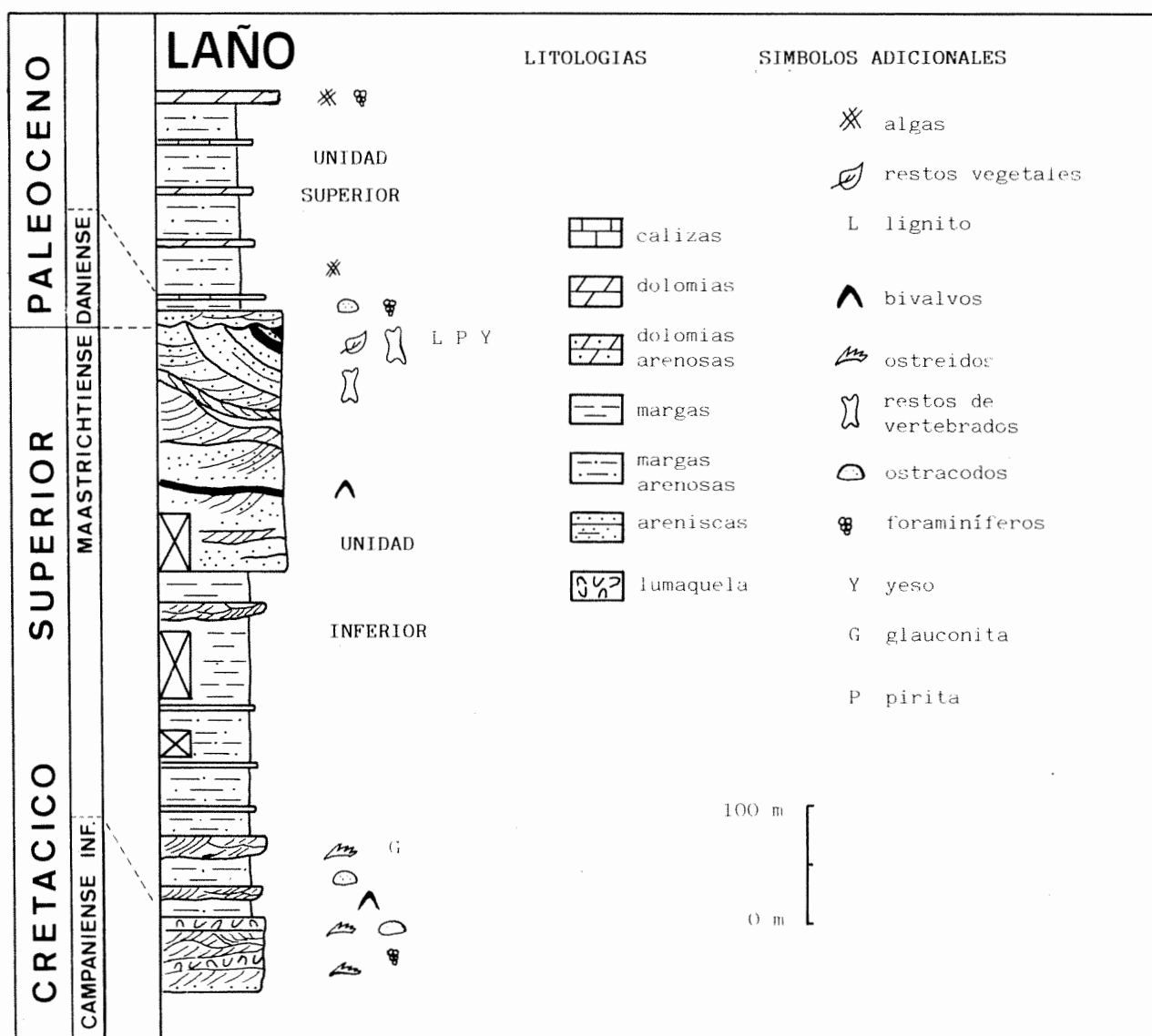


Figura 2. — Columna estratigráfica de la sección de Laño.

dinosaurios son todavía poco conocidas en Europa.

Por otro lado, en un contexto más general, el estudio de la secuencia estratigráfica de Laño, que incluye el tránsito Cretácico-Terciario, adquiere mayor importancia, habida cuenta de la controversia existente hoy en día, en torno a los cambios faunísticos ocurridos en dicho límite y sus posibles causas. Un estudio más detallado de la fauna de vertebrados de este yacimiento, está en curso de preparación.

REFERENCIAS

- CASANOVAS, M. L., y SANTAFE, J. V.: 1974. Dos nuevos yacimientos de icnitas de dinosaurios. *Act. Geol. Hisp.*, vol. 9, n.º 3, p. 88-91.
- LAPPARENT, A. F. de; QUINTERO, I., y TRIGUEROS, E.: 1957. Descubrimientos de huesos de dinosaurios en el Cretáceo terminal de Cubilla (Provincia de Soria). *Not. y Com. I. G. M. E.*, vol. 45, p. 3-5.
- MANGIN, J. P.: 1959-1960. Le Nummulitique sud-pyrénéen à l'Ouest de l'Aragón. *Pirineos*, n.º 45, 631 pp.
- PLAZIAT, J. C.: 1983. Problèmes écologiques et paléogéographiques à l'origine des difficultés de corrélations stratigraphiques du début du Tertiaire en Europe occidentale: discussions et propositions de corrélation du Maastrichtien et de l'Ilerdien. *Newsl. Stratigr.*, vol. 13, n.º 1, p. 1-20.
- SANZ, J. L.: 1983. A nodosaurid ankylosaur from the Lower Cretaceous of Salas de los Infantes (Province of Burgos, Spain). *Geobios*, vol. 16, n.º 5, p. 615-621.
- SANZ, J. L.: 1984. Las faunas españolas de Dinosaurios. *Actas del I Congreso Español de Geología*. Tomo 1, p. 497-506.
- VIERA, L. I., y AGUIRREZABALA, L. M.: 1982. El Weald de Munilla (La Rioja) y sus icnitas de dinosaurios (I). *Munibe*, vol. 34, n.º 4, p. 245-270.

COMUNIDADES VEGETALES EN LOS AMBIENTES DE TURBERA DE VIZCAYA: VEGETACION DE CARACTER RELICTO EN NUESTRO TERRITORIO

Por M. Onaindia Olalde (1)
y C. Navarro Aranda (2)

RESUMEN

En el presente estudio se trata de realizar una síntesis de la vegetación de turberas en Vizcaya. Comunidades éstas muy específicas y de carácter finícola en el territorio.

Para la descripción de las formaciones vegetales se ha seguido el método fitosociológico, levantando inventarios según las reglas de la Fitosociología clásica. Así se ha estudiado la vegetación de la turbera activa (turbera propiamente dicha) y la que se sitúa en las cinturas externas a ésta y en los riachuelos de desagüe.

Hemos diferenciado seis asociaciones distintas, que se distribuyen a lo largo de la turbera, siguiendo un gradiente de humedad principalmente.

SUMMARY

In this work we have tried to synthesize the knowledge of plant communities in mires of Bizkaia.

Plant lists have been developed to describe each association of these plant communities, using a Phytosociologic method.

We have known that position of these plants in bands is due to different influences, such as: the water level and the time they spend under it, the characteristics of the soil, and so on.

All these characteristics are reflected in the distribution of each community along the mire, as we can see in picture I.

LABURPENA

Lan honetan Bizkaiko turbategietako landareri-komunitateen sintesia burutzen saiatu gara. Komunitate hauek oso bereziak dira eta beraien kondizio egokienak ipar eta zentro-Europan aurkitzen dira, horregatik gure lurraldean dugu hegoalderantzako azkenengo agerpena.

(1) Dpto. de Biología. Fac. de Ciencias. Universidad del País Vasco.

(2) Dpto. de Botánica. Fac. de Farmacia. Universidad Complutense. Madrid.

Komunitateen deskribapena egiteko Fitosociologiaren metodoa erabili dugu, landare zerrendak edo inbentarioak eta taulak osotuz asoziazioak lortzeko eta aztertzeko.

Lan honetan azaladu dugunez, landareri-komunitateak zonaka kokatzen dira turbategietan zehar, hezetasun gradientea jarraituz lurdian agertzen den moduan.

1.—INTRODUCCION

Este trabajo pretende realizar una síntesis de la vegetación turfófila y la directamente relacionada con ella en Vizcaya.

La vegetación de turberas oligótrofas se presenta en el territorio en lo que denominamos el piso montano, es decir, entre los 600 y 1.000 metros de altura. Está bien representada en la Sierra de Gorbea, Puerto de Barazar, y en la cadena de Ordunte: monte Zalama, Peña Alta, Kolutxa, etc. Su extensión puede llegar a ser en algunos casos de varios kilómetros de largo, en el monte Zalama, por ejemplo, tenemos turberas de hasta cinco kilómetros de largas. Se presentan formando un mosaico, y en ocasiones es difícil individualizarlas, pero siempre se encuentran bien diferenciadas de la vegetación circundante.

Se asientan en exposiciones N y NW, y son zonas donde se da una apreciable acumulación de nieblas a lo largo de todo el año. Los sustratos sobre los que se presentan estas formaciones son areniscas que, debido a la relativamente alta pluviosidad y a la baja temperatura, han dado lugar a suelos más o menos podsolizados.

Estas comunidades por su especificidad y su carácter finícola en el territorio, al ser los puntos más occidentales en los que aparecen taxones norte y centroeuropeos, creemos muy importante y necesario su conservación y protección.

En el presente trabajo estudiamos varios grupos de comunidades: por un lado aquellas situadas en las cinturas externas de las turberas, riachuelos de desagüe o enchar-

camientos, por otro las zonas de turbera propiamente dicha o turbera activa, constituida por cojinetes mullidos, que vibran al ser pisados y en los cuales predominan los esfagnos, y que conforme se va desecando, la turba adquiere una gran profundidad y predominan los brezos propios de estos medios.

2.—METODOLOGIA

Para la descripción de las comunidades vegetales se ha seguido el método fitosociológico, levantando inventarios según las reglas de la Fitosociología clásica (cada especie va acompañada en el inventario de dos índices: el primero es índice de abundancia y el segundo de sociabilidad). De esta manera se han elaborado una serie de tablas que definen las asociaciones vegetales de estos medios turbosos, y donde se indican las especies que caracterizan a cada una de estas fitocenosis.

3.—RESULTADOS Y DISCUSION

Las asociaciones observadas son las expresadas en la Figura 1.

3.1.—Comunidades de las cinturas externas de la turbera

3.1.1.—*Hyperico-Potamogeton oblongui* (Allorge, 1921). Br-BI. & Tx. 1952.

Ocupa el centro de los arroyos de agua corriente, así

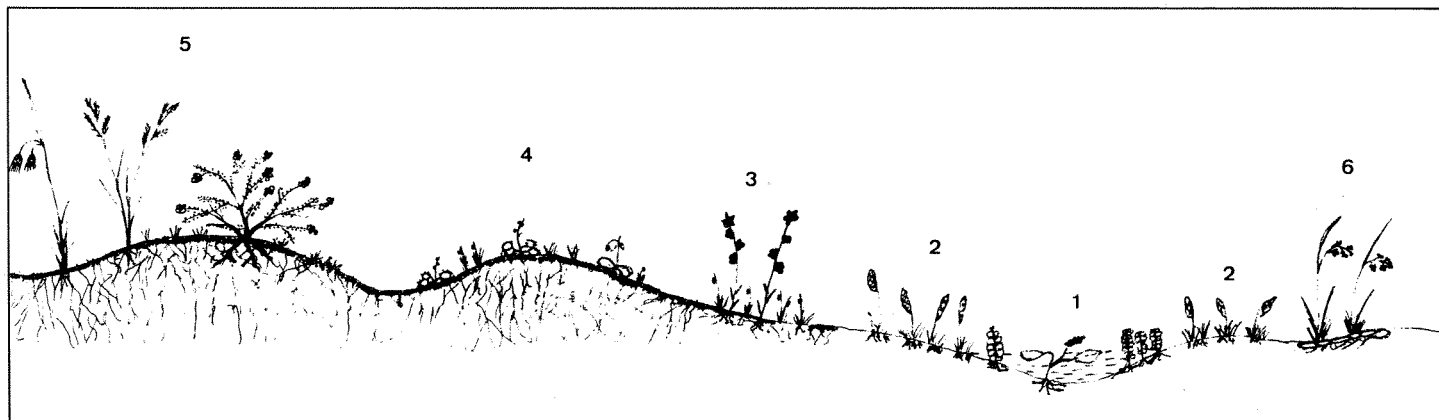


Figura 1.—Esquema catenal de la vegetación de turberas.

- 1.—As. *Hyperico - Potamogeton oblongui*.
- 2.—As. *Eleocharicetum multicaulis*.
- 3.—As. *Carici echinatae - Juncetum bulbosi*.
- 4.—As. *Pleurozio - Ericetum*.
- 5.—As. *Ericetum tetralicis*.
- 6.—As. *Senecio - Juncetum acutiflori*.

TABLA 1

As. **Hyperico - Potamogetum oblongui** (Allorge, 1921) Br.-Bl. Tx. 1952 (Eleocharition multicaulis, Littorelletalia uniflorae, Littorelletea uniflorae).

Altitud 1 = 10 m.	105	100	100	110	70	70	70
Cobertura %	95	90	80	80	80	90	90
Area m ²	8	8	8	8	6	10	10
N.º especies	6	5	4	8	5	6	8
N.º orden	1	2	3	4	5	6	7
Características de asociación:							
Potamogeton polygonifolius	2.2	1.1	2.2	4.4	2.2	2.2	2.2
Hypericum elodes	2.2	2.2	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1
Características de unidades superiores:							
Ranunculus flammula	3.3	2.2	1.1	2.2	1.1	1.1	2.2
Anagallis tenella	+	—	+	1.1	+	1.1	1.1
Compañeras:							
Ranunculus tripartitus	+	1.1	—	+	—	—	—
Menyanthes trifoliata	3.3	—	—	1.1	—	—	3.4
Sparganium rectum	—	+	—	+	—	3.3	2.2
Carum verticillatum	—	—	—	1.1	—	—	1.1
Alisma platago-aquatica	—	—	—	—	+ .1	2.2	1.1

1 y 2 = Mte. Zalama. 3 = Mte. Gorbea, Pagomakurre. 4 = Peña Alta, Carranza. 5 = Barazar. 6 y 7 = Barazar.

TABLA 2

As. **Eleocharitetum multicaulis** (Allorge, 1922) Tx. 1937 (Eleocharition multicaulis, Littorelletalia uniflorae, Littorelletea uniflorae).

Altitud 1 = 10 m.	70	105	100	80	70	100
Cobertura %	80	95	90	90	90	80
Area m ²	6	8	8	1	10	8
N.º especies	6	4	3	5	8	7
N.º orden	1	2	3	4	5	6
Características de asociación:						
Eleocharis multicaulis	2.2	2.2	3.3	4.4	5.5	1.1
Características de la subas.:						
Hypericetum elodis:						
Hypericum elodes	+	+	+	—	1.1	1.1
Potamogeton polygonifolius	—	—	—	—	2.2	+
Características de unidades superiores:						
Juncus bulbosus	2.2	2.2	1.1	—	2.2	2.3
Compañeras:						
Juncus articulatus	+ .2	+	—	—	1.1	—
Carex echinata	—	—	—	1.1	2.2	—
Anagallis tenella	—	—	—	—	+	+
Carex flava	—	—	—	2.2	1.1	—

Además: Veronica scutellata + en 1 y 6; Mentha aquática 1.1 en 6; Danthonia decumbens 1.1 en 4; Pedicularis sylvatica 1.1 en 4.

1 y 5 = Barazar. 2 y 3 = Zalama. 4 = Amboto (Pol-Pol). 6 = Mte. Gorbea, Pagomakurre.

como las cubetas de turberas en pendiente, está caracterizada por **Potamogeton polygonifolius** y **Hypericum elodes** (Tabla 1).

Se trata de una asociación de óptimo atlántico, que fue definida en Irlanda y que ha sido denunciada en Vizcaya por C. Navarro (1981) y M. Onaindía (1985), y en Guipúzcoa por J. Loidi (1983).

En las zonas más eutrofizadas, debido a la influencia del ganado, entran especies de **Glycerio-Sparganium**, como: **Sparganium erectum** y **Alisma plantago-aquatica** (inventarios 6 y 7 de la Tabla). En algunas cubetas observamos zonas con una gran abundancia de **Menyanthes trifoliata**, que a veces ocupa extensiones de varios metros cuadrados. Dado el carácter pionero de esta especie, pensamos que representa estadios jóvenes de la evolución hacia la turbera.

3.1.2.—*Eleocharitetum multicaulis* (Allorge, 1922). Tx. 1937.

La comunidad anterior, cuando hay una fuerte fluctuación del nivel de agua es sustituida por esta asociación atlántica, constituida por una agrupación de hidrófitos en

la que predomina **Eleocharis multicaulis** (Tabla 2). En esta zona aún no se observa la presencia de esfagnos, o si bien aparecen, es de forma muy puntual.

Ha sido descrita una subasociación con **Hypericum elodes**, la **hypericetum elodis** (Lemée, 1937), que necesita algo más de acidez, y es característica en el área atlántica, corresponden a ella los inventarios 5 y 6 de la Tabla.

3.1.3.—*Carici echinatae - Juncetum bulbosi*. Br.-Bl. & Tx. 1952.

Bordeando a los abombamientos de esfagnos de la turbera, pero en lugares algo encharcados y con un cierto movimiento de agua, se sitúan juncuales de **Juncus bulbosus** y **Carex echinata**, junto con algunas especies de esfagnos, como **Sphagnum subsecundum**, característica de la clase **Scheuchzerio - Caricetea nigrae**, a la que pertenece esta asociación (Tabla 3) y que fue descrita para Irlanda por Braun-Blanquet & Tuxen en 1952.

Para el encuadre sintaxonómico de esta unidad hemos seguido a Braun-Blanquet & Tuxen en su trabajo sobre la vegetación de Irlanda antes mencionado (1952). Otros au-

TABLA 3

As. *Carici echinatae - Juncetum bulbosi*. Br.-Bl. Tx. 1952 (*Caricion nigrae*, *Caricetalia nigrae*, *Scheuchzerio - Caricetea nigrae*).

Altitud 1 = 10 m.	70	65	100	105	80
Cobertura %	100	80	95	95	100
Area m ²	10	5	8	6	1
N.º especies	7	8	7	8	6
N.º orden	1	2	3	4	5
Características de asociación:					
<i>Juncus bulbosus</i>	4.4	2.2	2.2	2.2	2.2
<i>Carex echinata</i>	1.1	1.1	1.1	+	—
<i>Anagallis tenella</i>	—	1.1	2.2	1.1	—
<i>Agrostis stolonifera</i>	—	—	—	—	1.1
Características de unidades superiores:					
<i>Pinguicula lusitánica</i>	—	2.2	2.2	+	—
<i>Ranunculus flammula</i>	+ 1	—	—	—	—
<i>Juncus articulatus</i>	—	—	—	+	+ 2
<i>Eriophorum latifolium</i>	—	—	+	—	—
<i>Carex flava</i>	—	—	—	—	1.1
<i>Eriophorum angustifolium</i>	—	—	—	—	1.1
<i>Sphagnum subsecundum</i> s.l.	2.2	1.1	1.1	1.1	2.2
Compañeras:					
<i>Pinguicula grandiflora</i>	—	2.2	+	+	1.1
<i>Scutellaria minor</i>	1.1	—	—	+	—
<i>Lotus pedunculatus</i>	1.1	—	—	—	—
<i>Scirpus cernuus</i>	—	1.2	—	—	—
<i>Parnassia palustris</i>	3.3	—	—	—	—
<i>Wahlenbergia hederacea</i>	—	—	—	—	1.1
<i>Scorzonera humilis</i>	1.1	+	+	+	+
<i>Sphagnum papillosum</i>					

1 = Barazar. 2 = Mte. Koltixa, Valmaseda. 3 = Mte. Zalama. 4 = Mte. Gorbea, Arraba. 5 = Amboto.

TABLA 4

As. **Senecio - Juncetum acutiflori**. Br.-Bl. Tx. 1949 (Junción acutiflori, Molinieta caeruleae, Molinio Arrhenatheretea).

Altitud 1 = 10 m.	70	70	89	53
Cobertura %	100	100	100	100
Area m ²	15	15	5	10
N.º especies	11	12	10	15
N.º orden	1	2	3	4
Características de asociación:				
Juncus effusus	4.4	3.4	5.5	4.5
Juncus acutiflorus	1.1	+	—	1.1
Carum verticillatum	3.3	3.3	1.1	1.2
Scutellaria minor	3.3	2.2	+	1.1
Senecio aquaticus	—	—	+	1.2
Características de unidades superiores:				
Lotus pedunculatus	2.2	2.2	1.1	1.1
Hypericum elodes	1.1	—	—	1.1
Anagallis tenella	—	—	+	1.2
Holcus lanatus	+	+	—	1.1
Trifolium repens	—	—	+	—
Compañeras:				
Ranunculus flammula	1.1	1.1	+	1.1
Carex distans	1.1	2.2	—	—
Mentha aquatica	+1	—	2.3	2.2
Equisetum palustre	—	1.1	—	3.3
Galium palustre	—	1.1	—	1.1
Juncus bulbosus	1.1	—	—	—
Salix atrocinerea	—	+	—	1.2
Potentilla erecta	—	+2	—	—
Juncus articulatus	—	—	—	2.2
Anthoxanthum odoratum	—	+	+	—

Además: Carex echinata 1.1 en 4; Pteridium aquilinum + en 2; Wahlenbergia hederacea + en 2; Stellaria alsine + en 2; Ranunculus nemorosus + 2n 1.

1 y 2 = Barazar. 3 = Mte. Gorbea, Arraba. 4 = Mte. Zalama.

tores, como Diersen, en su «Prodromus de las agrupaciones vegetales de Europa» (1975) consideran esta asociación dentro de la clase **Littorelletea**, pero sin darle ningún rango sintaxonómico, en cambio este mismo autor en 1978, da precisamente como características de la **Scheuchzeria - Caricetea: Carex echinata y Sphagnum subsecundum**, taxones presentes en nuestra asociación.

3.1.4. — Senecio - Juncetum acutiflori. Br.-Bl. & Tx. 1949.

En los bordes de las formaciones anteriores, con un nivel freático alto, se sitúa este juncal de alta talla que, como es frecuente en el territorio, presenta una gran abundancia de **Juncus effusus**, faltando en muchas ocasiones, o siendo poco abundante **Juncus acutiflorus** (Tabla 4).

3.2. — Comunidades de turbera propiamente dicha

Dentro de la turbera diferenciamos dos asociaciones,

ambas finícolas en la zona de estudio y, por lo tanto, carentes de varios taxones característicos. A pesar de su pobreza florística, tanto por el aspecto fisionómico como por el tipo de formación, con: **Sphagnum papillosum** y **Sphagnum tenellum**, ericáceas como **Erica tetralix**, acompañadas de algunas cárices, son asociaciones típicas de la clase **Oxycocco-Sphagnetes**.

3.2.1. — Pleurozio-Ericetum tetralicis. Br.Bl. & Tx. 1962 emend. More 1968.

La parte central de la turbera, mamelonada, presenta un gran espesor de esfagnos, dominando **Sphagnum papillosum** y **Sphagnum tenellum**, así como la hepática **Odontochisma sphagni**, acompañados de otras especies como: **Sphagnum auriculatum** y **Sphagnum cuspidatum**. Además, aparecen algunas plantas palustres como **Drosera rotundifolia**, **Narthecium ossifragum**, etc. (Tabla 5).

Diersen en 1978 presenta como característica de esta

asociación **Schoenus nigricans**. Allorge (1941) da esta especie para el País Vasco de Jaizquibel. Sin embargo, en nuestro territorio no aparece este taxón en este tipo de formaciones, aunque sí se presenta en zonas del flich costero, donde existen afloramientos de caliza.

En la descripción original de la asociación de Braun-Blanquet & Tuxen (1952) en la Vegetación de Irlanda, presenta los inventarios en los que está presente esta especie como una variante de la asociación. Después de consultar el trabajo original pensamos que nuestras comunidades pertenecen a este sintaxon, a pesar de la falta de **Schoenus nigricans**.

Esta comunidad, en los lugares más secos se enriquece con elementos de **Rhynchosporion albae**, como: **Drosera intermedia** y **Rhynchospora alba** (inventarios 8 y 9 de la Tabla), elementos muy poco frecuentes en la Península Ibérica. Estas zonas constituyen un estado intermedio en la evolución hacia estadios más secos de la turbera.

3.2.2.—*Ericetum tetralicis* (Allorge, 1922). Jonás, 1932.

Conforme la capa de turba va aumentando y se deseca, aparecen las ericáceas como dominantes, concretamente **Erica tetralix**, y la comunidad anterior es sustituida por un brezal higroturboso, **Ericetum tetralicis** (Tabla 6).

4.—ESQUEMA SINTAXONOMICO

LITTORELLETEA UNIFLORAE. Br.-Bl. & Tx. 1943.

Littorelletalia uniflorae W. Koch 1926.

Eleocharition multicaulis Vanden Berghen 1964.

As. **Hyperico-Potamogeton oblongui** (Allorge, 1921). Br.-Bl. & Tx. 1952.

As. **Eleocharitetum multicaulis** (Allorge, 1922). Tx. 1937.

CHEUCHZERIO-CARICETEA NIGRAE (Nord. 1936) Tx. 1937.

TABLA 5

As. **Pleurozio - Ericetum**. Br.-Bl. & Tx. 1952 emend. Moore 1968 (Oxycocco-Ericion tetralicis, Erico-Sphagnetalia, Oxycocco-Sphagnetalia).

Altitud 1 = 10 m.	70	100	105	65	70	60	75	100	70
Cobertura %	100	80	95	90	100	100	70	95	100
Area m ²	10	10	8	10	10	8	8	8	10
N.º especies	13	9	10	10	12	10	9	7	9
N.º orden	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Características de asociación y alianza:									
Sphagnum papillosum	4.4	4.4	4.4	5.5	5.5	5.5	3.3	3.3	5.5
Sphagnum auriculatum	1.1	1.1	1.1	+	.	+	.	+	.
Características de unidades superiores:									
Drosera rotundifolia	3.3	3.3	3.3	2.2	2.2	—	—	3.3	—
Drosera intermedia	—	—	—	—	—	—	—	2.2	2.2
Narthecium ossifragum	—	1.1	+	—	—	—	—	1.1	—
Potentilla montana (dif.)	1.1	—	—	—	1.1	—	—	—	1.1
Sphagnum cuspidatum	1.1	+	1.1	+	.	—	.	+	+
Compañeras:									
Juncus bulbosus	1.1	1.1	+	1.1	1.1	2.2	1.1	1.1	—
Carex echinata	1.1	+	+	+	+	2.2	+	+	1.1
Menyanthes trifoliata	1.1	—	—	—	—	—	—	+	—
Juncus articulatus	—	—	—	—	—	—	—	—	1.2
Anagallis tenella	1.1	—	+	+	1.1	1.1	+	+	+
Carum verticillatum	+	+	1.1	+	+	—	—	+	+
Hypericum elodes	+	+	+	+	+	1.1	1.1	+	—
Ranunculus flammula	+	—	—	+	—	—	—	—	+
Wahlenbergia hederacea	1.1	—	—	—	+	+	+	—	—

Además: *Lotus pedunculatus* 1.1 en 5; *Parnassia palustris* + en 6; *Mentha aquatica* + en 6; *Potamogeton polygonifolius* + en 7; *Eleocharis multicaulis* 2.2 en 9.

1 = Barazar. 2 = Peña Alta, Carranza. 3 = Mte. Gorbea, Arraba. 4 = Mte. Koltixa, Valmaseda. 5 = Barazar. 6 y 7 Peña Alta, Carranza. 8 = Mte. Zalama. 9 = Barazar.

TABLA 6

As. *Ericetum tetralicis*. (Allorge, 1922). Jonás, 1932 (Erición tetralicis, Erico-Sphagnetalia, Oxycocco-Sphagnetea)

Altitud 1 = 10 m.	90	83	90	83	80	80
Cobertura %	100	100	100	100	100	100
Area m ²	15	5	15	5	5	5
N.º especies	21	13	18	14	12	13
N.º orden	1	2	3	4	5	6
Características de asociación y alianza:						
<i>Sphagnum tenellum</i> (dif.)	2.2	2.2	3.3	2.2	2.2	.
<i>Juncus squarrosus</i> (dif.)	1.1	—	2.2	1.1	1.1	—
Características de unidades superiores:						
<i>Molinia caerulea</i> (dif.)	3.3	1.1	2.2	1.1	1.1	1.1
<i>Erica tetralix</i>	3.3	3.3	1.1	2.2	—	3.3
<i>Drosera rotundifolia</i>	2.2	+	3.3	2.2	1.1	+
<i>Narthecium ossifragum</i>	2.2	—	3.3	2.2	1.1	—
<i>Drosera intermedia</i>	1.1	—	1.1	—	—	—
<i>Potentilla erecta</i>	1.1	1.1	—	1.1	2.2	1.1
<i>Eriophorum angustifolium</i>	—	1.1	—	2.2	1.1	+
<i>Polygala serpyllifolia</i>	1.1	—	—	—	—	—
<i>Sphagnum papillosum</i>	+	+	.	.	1.1	2.2
<i>Sphagnum palustre</i>	.	+	+	.	—	+
Compañeras:						
<i>Rhynchospora alba</i>	2.2	—	1.1	4.4	3.3	—
<i>Eriophorum latifolium</i>	4.4	—	3.3	—	—	—
<i>Carex echinata</i>	1.1	1.1	+	1.1	1.1	+
<i>Carex laevigata</i>	1.1	1.1	+	—	—	—
<i>Agrostis stolonifera</i>	1.1	—	1.1	—	—	—
<i>Carum verticillatum</i>	1.1	—	+	—	—	—
<i>Calluna vulgaris</i>	1.1	1.1	+	—	—	1.1
<i>Dactylorhiza maculata</i>	1.1	—	—	—	—	—
<i>Sphagnum subsecundum</i>	+	.	+	.	.	.
<i>Sphagnum cuspidatum</i>	+	.	.	1.1	1.1	2.2

1 y = Mte. Zalama (Pto. de Los Tornos) 2, 4, 5 y 6 - Pto. de Urquiola.

Caricetalia nigrae (Koch, 1926) Nordh. 1936.
Caricion nigrae Koch, 1926.
As. *Carici echinatae* - *Juncetum bulbosi*. Br.-Bl. & Tx. 1952.
MOLINIO-ARRHENATHERETEA. Tx. 1937.
Molinietalia caeruleae Koch, 1926.
Juncion acutiflori. Br.-Bl. 1947.
As. *Senecio* - *Juncetum acutiflori*. Br.-Bl. & Tx. 1949.

OXYCOCCO-SPHAGNETEA. Br.-Bl. & Tx. 1943.
Erico-Sphagnetalia Schwich, 1940 emend. Br.-Bl. 1949.
Oxycocco-Ericion tetralicis (Nordh., 1936). Tx. 1937 emend. Moore, 1968.
As. *Pleurozio-Ericetum*. Br.-Bl. & Tx. 1952 emend. Moore, 1968.
Ericion tetralicis Schwich. 1933.
As. *Ericetum tetralicis* (Allorge, 1922), Jonás, 1932.

5.—BIBLIOGRAFIA

- ALLORGE, P.: 1941. Essai de synthèse phytogéographique du Pays basque. Bull. Soc. Bot. France, 88: 45-60. Paris.
- BRAUN-BLANQUET, J., & TUXEN, R.: 1952. Irische Pflanzengesellschaften. Veröff. Geobot. Inst. Rubel. Zurich.
- DIERSEN, K.: 1978. Some aspects of the classification of oligotrophic and mesotrophic mire communities in Europe. Colloques Phytosociologiques. VII: 401-423. Lille.
- LEMEE, G.: 1937. Recherches écologiques sur la végétation du Perche. Thèse Doct. Etat., Libr. gén. Enseig., 338 p., Paris.
- LOIDI, J.: 1983. Estudio de la flora y vegetación de las cuencas de los ríos Deva y Urola en la provincia de Guipúzcoa. Tesis Doctoral. Madrid.
- NAVARRO, C.: 1981. Contribución al estudio de la flora y vegetación del Duranguesado y la Busturia (Vizcaya). Tesis Doctoral. Madrid.
- ONAINDIA, M.: 1985. Estudio florístico, fitosociológico y ecológico de la comarca de Las Encartaciones y Macizo del Gorbea. Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco.

KOBIE (Serie Ciencias Naturales). Bilbao
Bizkaiko Foru Aldundia - Diputación Foral de Vizcaya
N.º XV, 1985/86

“VARIACIONES EN LA CONCENTRACION DE NUTRIENTES EN LA BAHIA DE PLENCIA DURANTE LA TRANSICION INVIERNO-PRIMAVERA”

Por Arturo Elósegui
y Enma Orive (*)

RESUMEN

Se han realizado un total de dieciséis muestreos entre febrero y junio de 1985, a fin de determinar las variaciones temporales en la concentración de nutrientes en la Bahía de Plencia.

El silicato, fosfato, nitrato y nitrito presentan concentraciones más altas en superficie, evidenciando esto su origen fluvial. Los tres primeros decrecen al acercarse el verano, mientras el nitrito aumenta de concentración, posiblemente como consecuencia de una mayor actividad biológica.

La concentración de nutrientes no parece limitar el crecimiento de las poblaciones, y tampoco conlleva una gran eutrofia del sistema.

SUMMARY

Sixteen sampling trips been carried out from february to june 1985, in order to determine the temporary variations in nutrient concentration in Plencia Bay.

Results have shown that silicate, phosphate, nitrate and nitrite had higher concentrations in the upper layer of the water column, due to the river runoff.

The first three of them decreased in concentration with time, while nitrite rised up to their highest values, possibly by effect of a greater biological activity.

Nutrient concentrations did not carry the system to a great degree of eutrophication, and seems not to limite the growth of phytoplankton.

LABURPENA

1985eko Otsailatik Ekainara hamasei laginketa burutu ziren elikagaien kontzentrazioaren denborarekiko aldaketak baha ahal izateko.

(*) Laboratorio de Ecología. Universidad del Pais Vasco. Apdo. 644. Bilbao

Silikato, fosfato, nitrato, eta nitritoak kontzentrazio altuagoa azaldu zuten ur azalean, beraien jatorria flubiala bait zen. Lehenengo hiruen kontzentrazioa udara hurbiltzean urruti egin zen, baina nitritoarenak gehipen nabaria pairatu zuen, kausa, agian, aktibitate biologiko handiagoa zela.

Elikagaien kontzentrazioa, sistemaren eutrofia handia erakarri ez bazuen ere, ez zen populazioen ugalkuntza mugatzekoa adinakoa izan.

INTRODUCCION

Los estuarios y zonas costeras son las áreas más productivas del medio marino por contener suficientes nutrientes y luz a disposición de los productores primarios del plancton y bentos. Esto hace que adquiera un gran interés el estudiar en estas áreas los parámetros que controlan su producción, entre los cuales merecen destacable importancia los compuestos inorgánicos de nitrógeno, fósforo y silicio, que utilizan las algas como fuentes de nutrientes.

La bahía de Plencia por su profundidad y por la ausencia de industrias en su entorno más inmediato, constituye una zona idónea para poder determinar la evolución de las variables que controlan la producción primaria planctónica durante la transición invierno primavera, en la que se producen cambios sustanciales en la composición de plancton y en la concentración de nutrientes, muy influidos por la actividad de estos organismos.

La ría de Plencia aporta grandes cantidades de nutrientes procedentes fundamentalmente del lavado del terre-

nos agrícolas, lo que podría alterar el patrón de comportamiento habitual de estas variables en ecosistemas templados y fríos y su incidencia, por lo tanto, en la producción planctónica.

El objetivo de este trabajo es conocer la evolución de la concentración de los principales nutrientes del fitoplancton durante la transición invierno primavera, en relación con variables hidrográficas como temperatura, pH, salinidad y concentración de oxígeno.

MATERIALES Y MODOS

Se eligió una estación localizada frente a la playa de Muriola en Barrica por estar fuera de la influencia directa de la ría y por su profundidad, próxima a los 12 m..

Se llevaron a cabo 16 muestreos entre enero y junio de 1985 en las siguientes fechas: 4, 18 y 26 de febrero; 14 y 29 de marzo; 1, 17, 25 y 30 de abril; 10, 23 y 27 de mayo; 3, 12, 17 y 25 de junio.

Las muestras de agua para los diferentes análisis físico-químicos se tomaban desde una embarcación con botellas oceanográficas tipo Van Dorn, a intervalos de 2 m. de profundidad desde la superficie hasta el fondo (unos 12 m.). Se tomaban siempre durante la pleamar.

Se realizaron perfiles verticales de temperatura utilizando un termistor acoplado a un multímetro Beckman.

El pH se determinó con un pHmetro Orion 221 y la salinidad con un salinómetro de inducción Beckman situado en los laboratorios de hidrología de IBERDUERO.

Las muestras para la determinación de oxígeno se fijaban "in situ" para proseguir su determinación en el laboratorio según el método de Winkler.

Las técnicas de análisis utilizadas para la determinación de los nutrientes se basan en las descritas en el manual de Strickland & Parsons (1972). Se determinó también la concentración de amonio, pero los datos no nos parecieron fiables por lo que no se discute este nutriente.

Para las determinaciones de las concentraciones de los nutrientes se utilizó un espectrofotómetro Shimadzu UV 240.

RESULTADOS Y DISCUSION

En la figura 2 aparecen representadas las isotermas observándose que durante el periodo invernal la columna de agua aparece mezclada, formándose una ligera termoclina, muy inestable, en primavera.

La concentración de oxígeno (figura 3) estuvo siempre próxima a la saturación o saturada y en general es más elevada en los primeros niveles de la columna de agua. Sólo se ha observado cierta limitación en junio en profundidad, coincidiendo con la columna de agua estratificada y

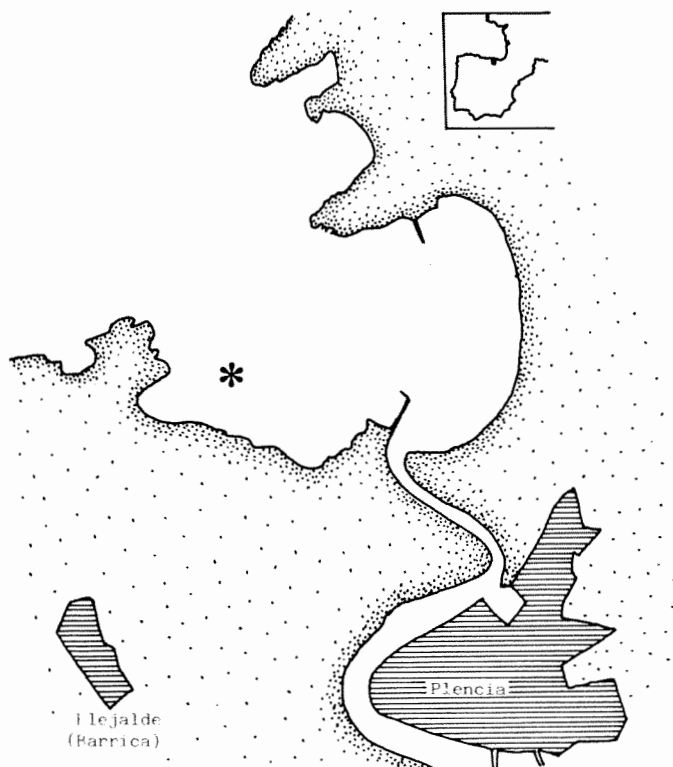


Figura 1.—Área de estudios y posición de la estación de muestreo.

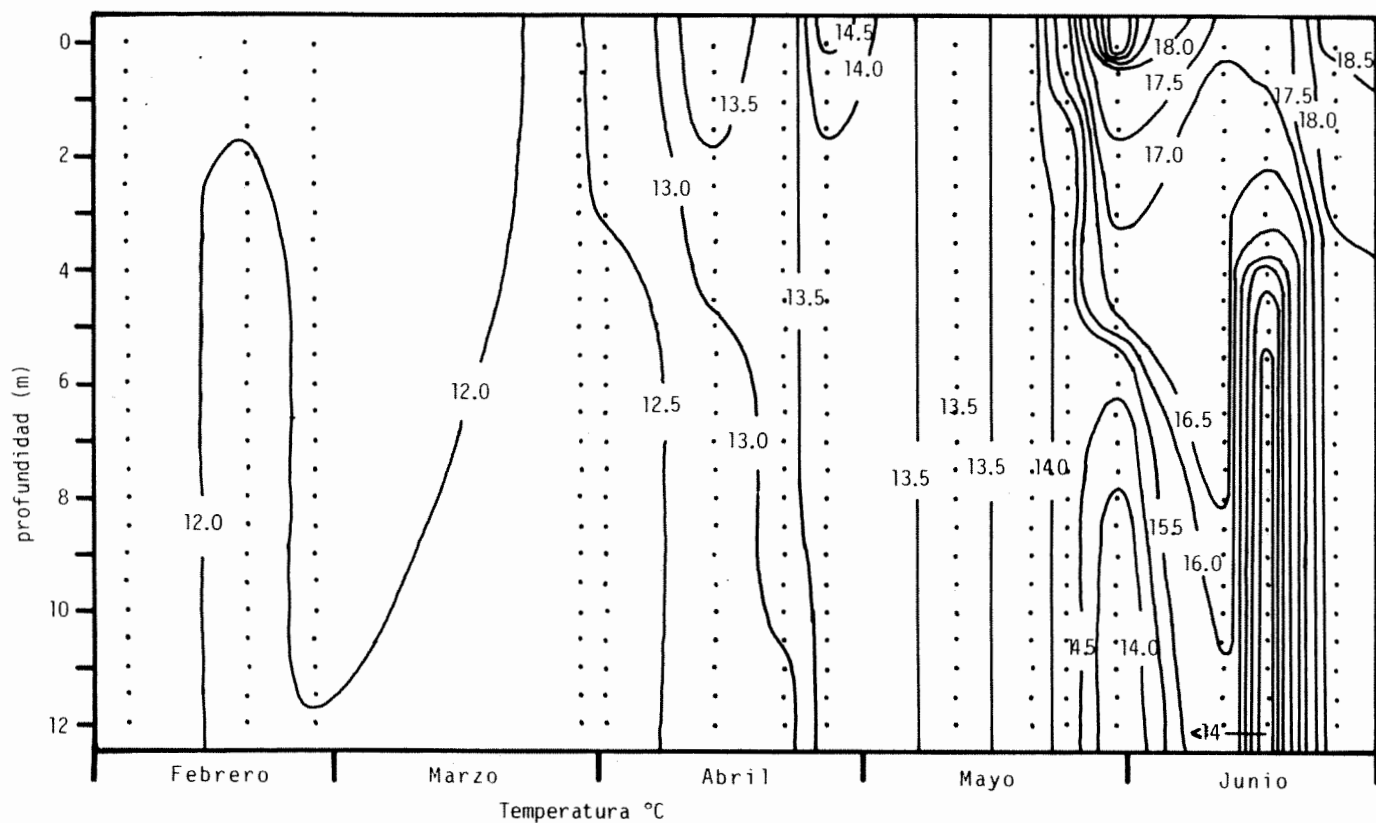


Figura 2.—Distribución de las isotermas durante el periodo estudiado.

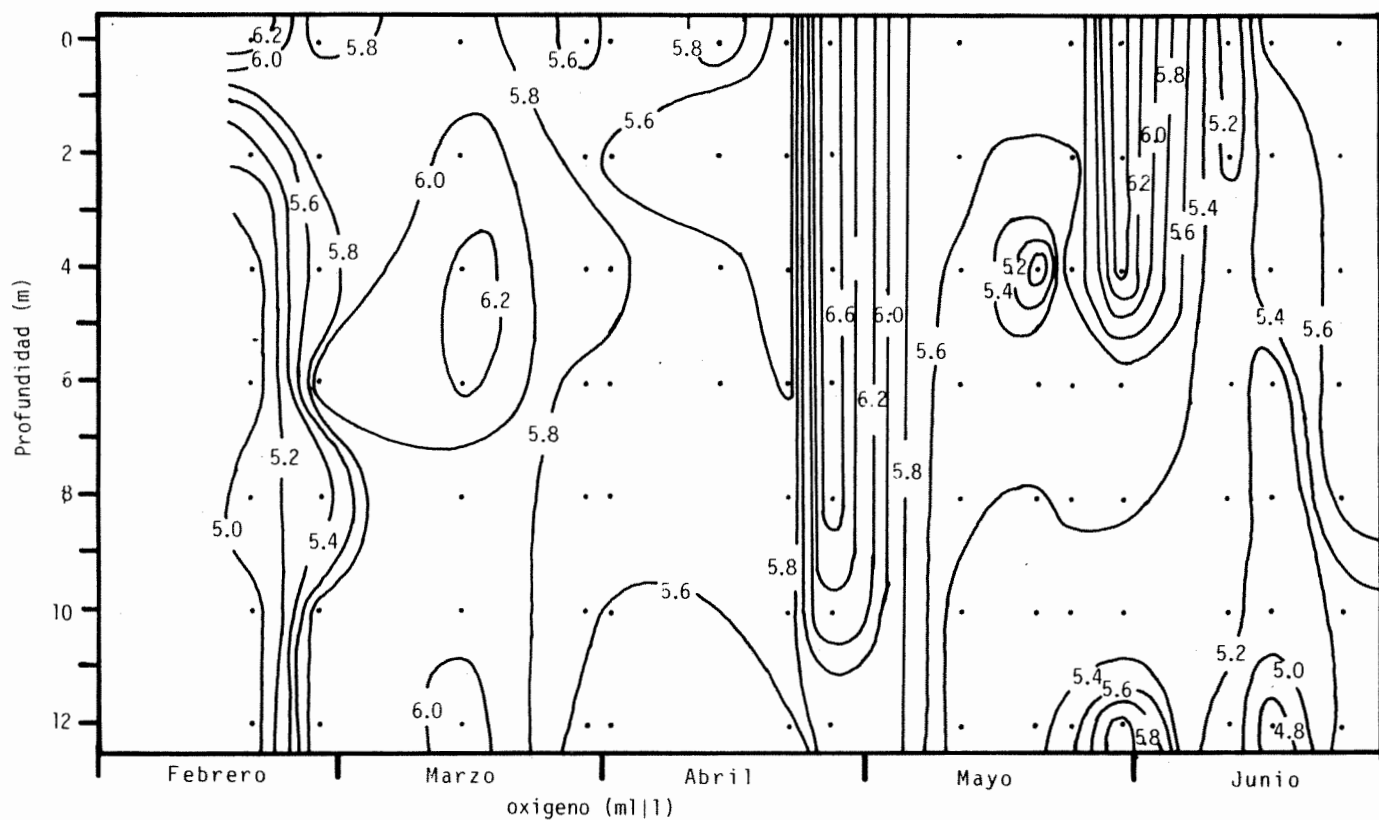


Figura 3.—Variaciones temporales y verticales de la distribución de oxígeno.

con dificultades, por lo tanto, para la difusión turbulenta del oxígeno desde las capas superiores, más cargadas de oxígeno por su mayor contacto con la atmósfera y por ser la zona de máxima fotosíntesis.

La salinidad de la zona de estudio es típicamente nerítica (figura 4), observándose dos mínimos superficiales en febrero y en mayo, por un mayor aporte fluvial. Hay un mínimo a nivel de los 12 m. el 3 de junio, como consecuencia de alguna surgencia, ya que esta disminución de la salinidad a este nivel se produce también en otras ocasiones si bien no es tan acusada. Su distribución es característica de estuarios moderadamente estratificados (Ketchum, 1983).

En la figura 5 se representa la distribución del pH, observándose valores más bajos en superficie como corresponde a una zona de mezcla de aguas de drenaje.

La alcalinidad es muy fluctuante en invierno, atenuándose sus variaciones con el tiempo (figura 6).

En las figuras 7, 8 y 9 se observa la evolución de los valores de la concentración de nitrato, silicato y fosfato a las distintas profundidades.

Se observa que los tres nutrientes siguen la misma tendencia, disminuyendo a medida que avanza la primavera. Este es un patrón de comportamiento similar al registrado en otros sistemas acuáticos (Mann, 1982), y atribuido al consumo por el fitoplancton, cuya densidad aumenta en primavera.

A esta tendencia general se superponen variaciones a pequeña escala temporal, que se pueden atribuir a cam-

bios en la turbulencia del agua y a diferencias en el caudal aportado por el río.

Según el patrón de distribución vertical más repetido se produce un máximo de estos nutrientes en superficie (0 a 2 m.) decreciendo progresivamente hasta los 8 ó 10 m., para volver a aumentar, a veces de forma notable, al nivel de 12 m., como consecuencia de la resuspensión del sedimento.

Por esta razón la concentración de nutrientes en el fondo es independiente de la de los demás niveles.

El nitrato (figura 10) no muestra una tendencia clara de aumento o disminución con la época del año y presenta un comportamiento independiente del nitrato.

Los valores de nutrientes detectados en este estudio no son lo suficientemente bajos como para limitar la producción fitoplanctónica a excepción del silicato, que en los últimos muestreos presenta concentraciones muy bajas atribuibles al consumo por el fitoplancton.

REFERENCIAS

- KETCHUM, B. H.: 1983 *Estuarine characteristics*. In: Estuaries and enclosed seas. Ketchum, B. H. (ed). Elsevier. Amsterdam.
- MANN, K. H. 1982.: *Ecology of coastal waters. A systems approach*. Blackwell. Oxford.
- STRICKLAND, J. D. H. & PARSONS, T. R. 1972.: *A practical handbook of seawater analysis*. Fisheries Research Board of Canada. 167.

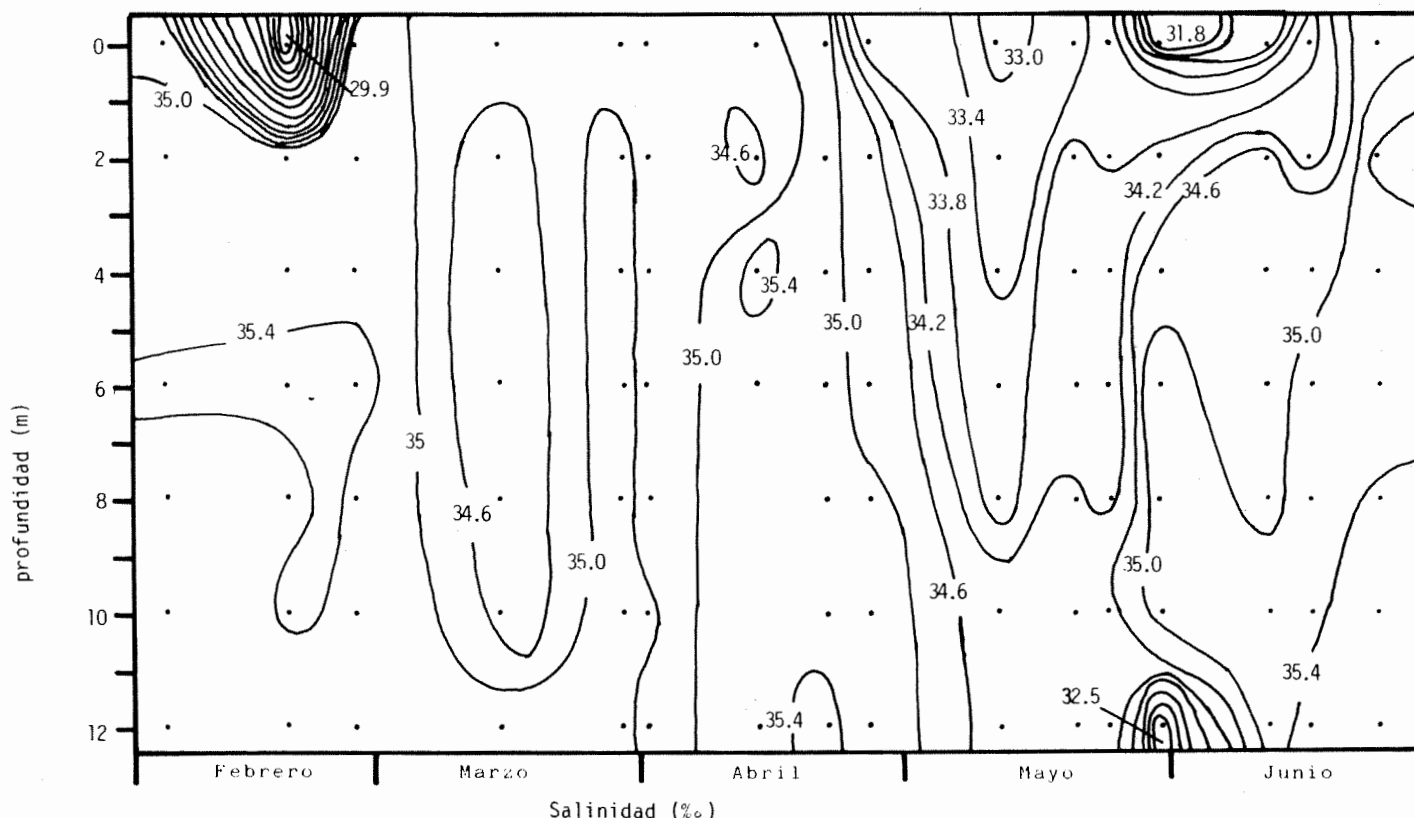


Figura 4.—Distribución de la salinidad.

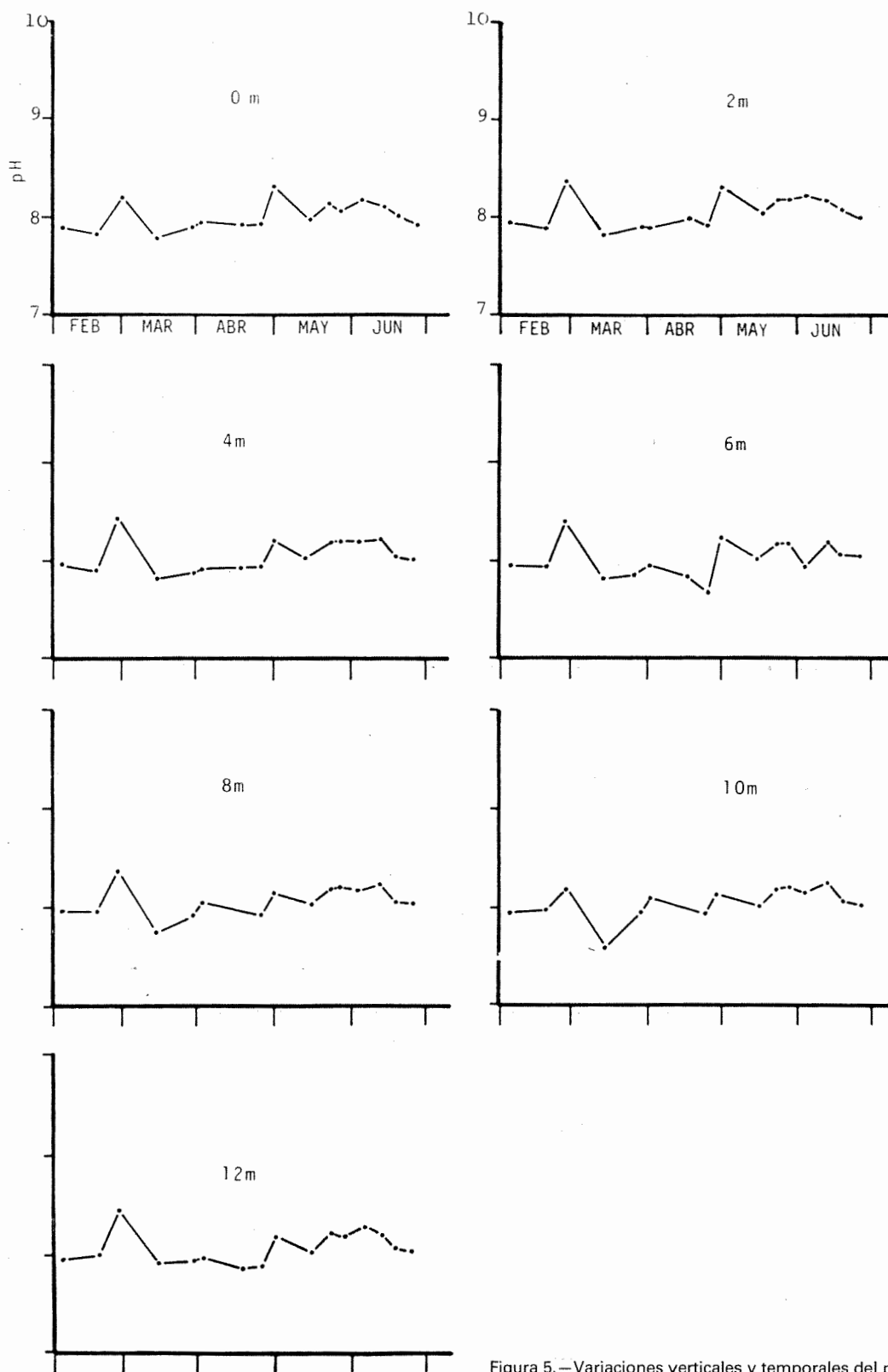


Figura 5.—Variaciones verticales y temporales del pH.

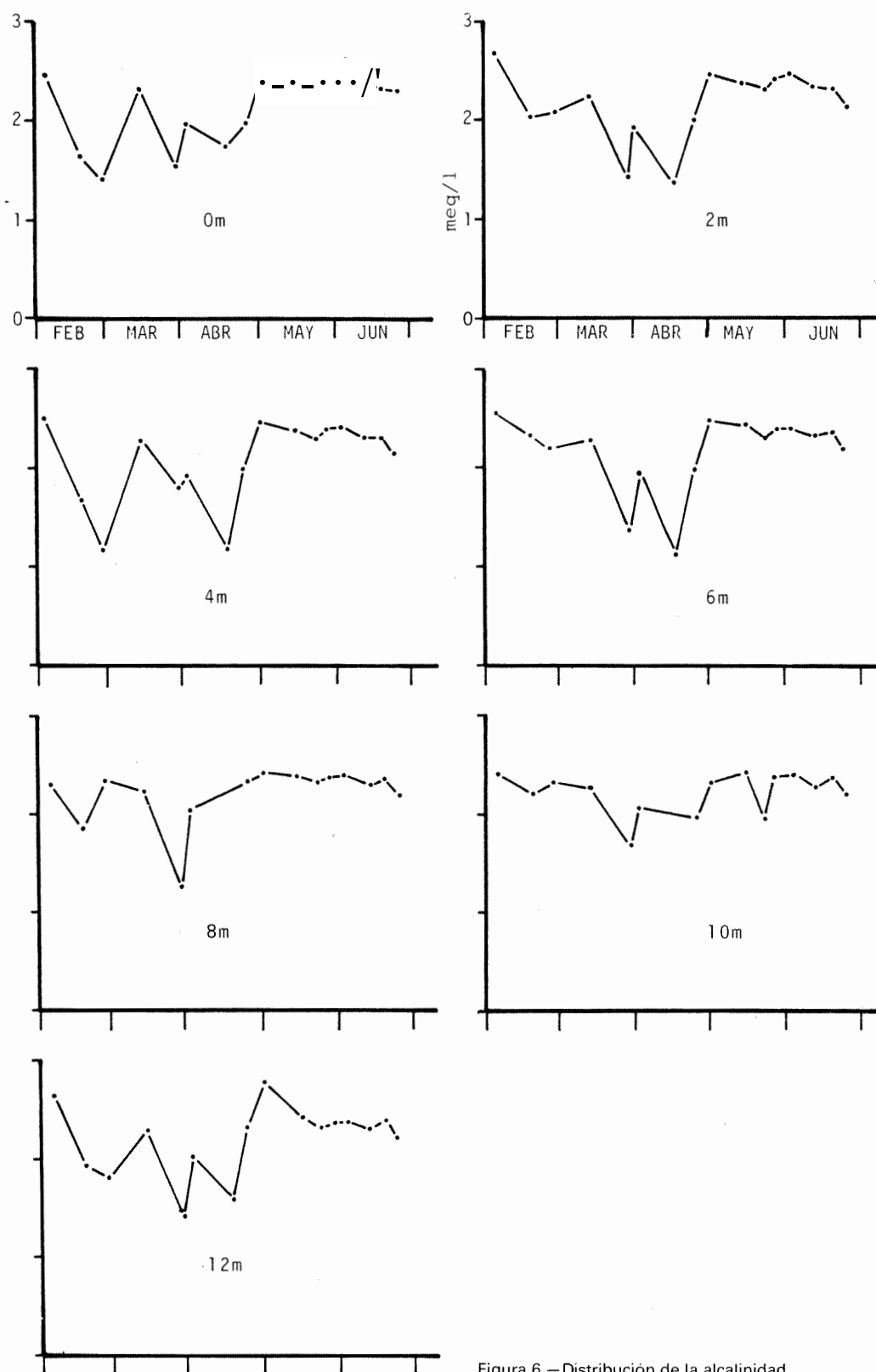


Figura 6.—Distribución de la alcalinidad.

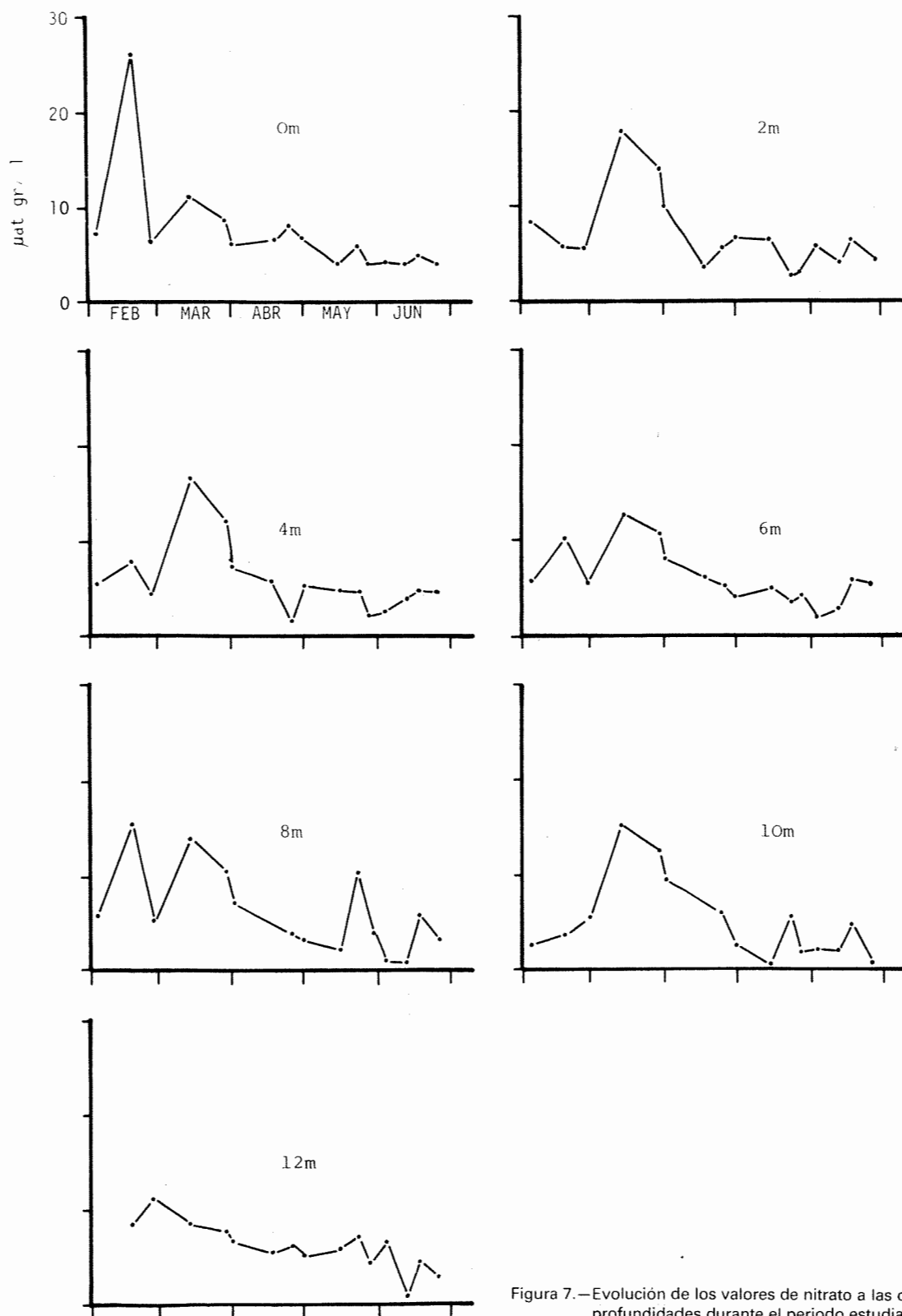


Figura 7.—Evolución de los valores de nitrato a las distintas profundidades durante el periodo estudiado.

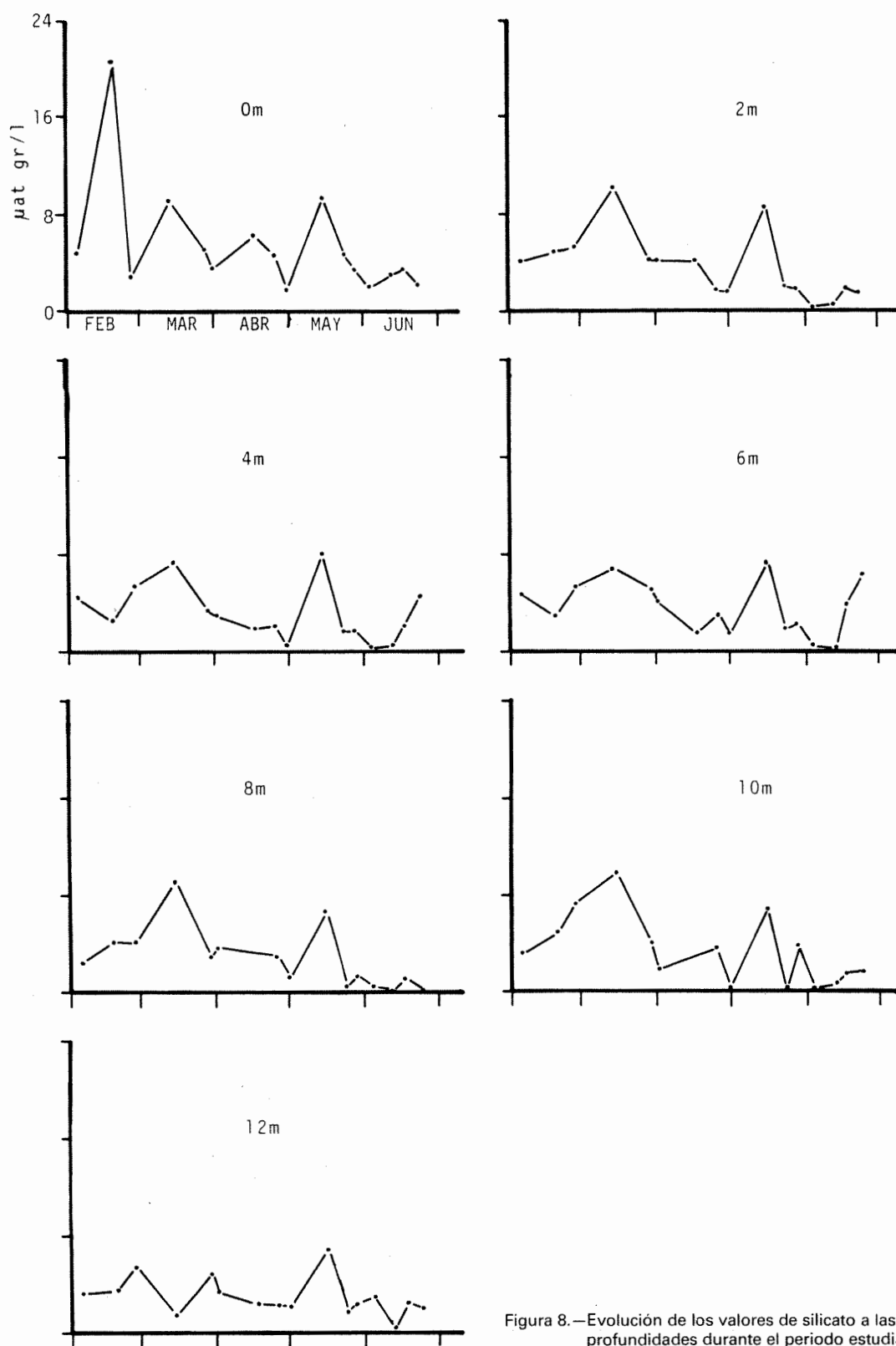


Figura 8.—Evolución de los valores de silicato a las distintas profundidades durante el periodo estudiado.

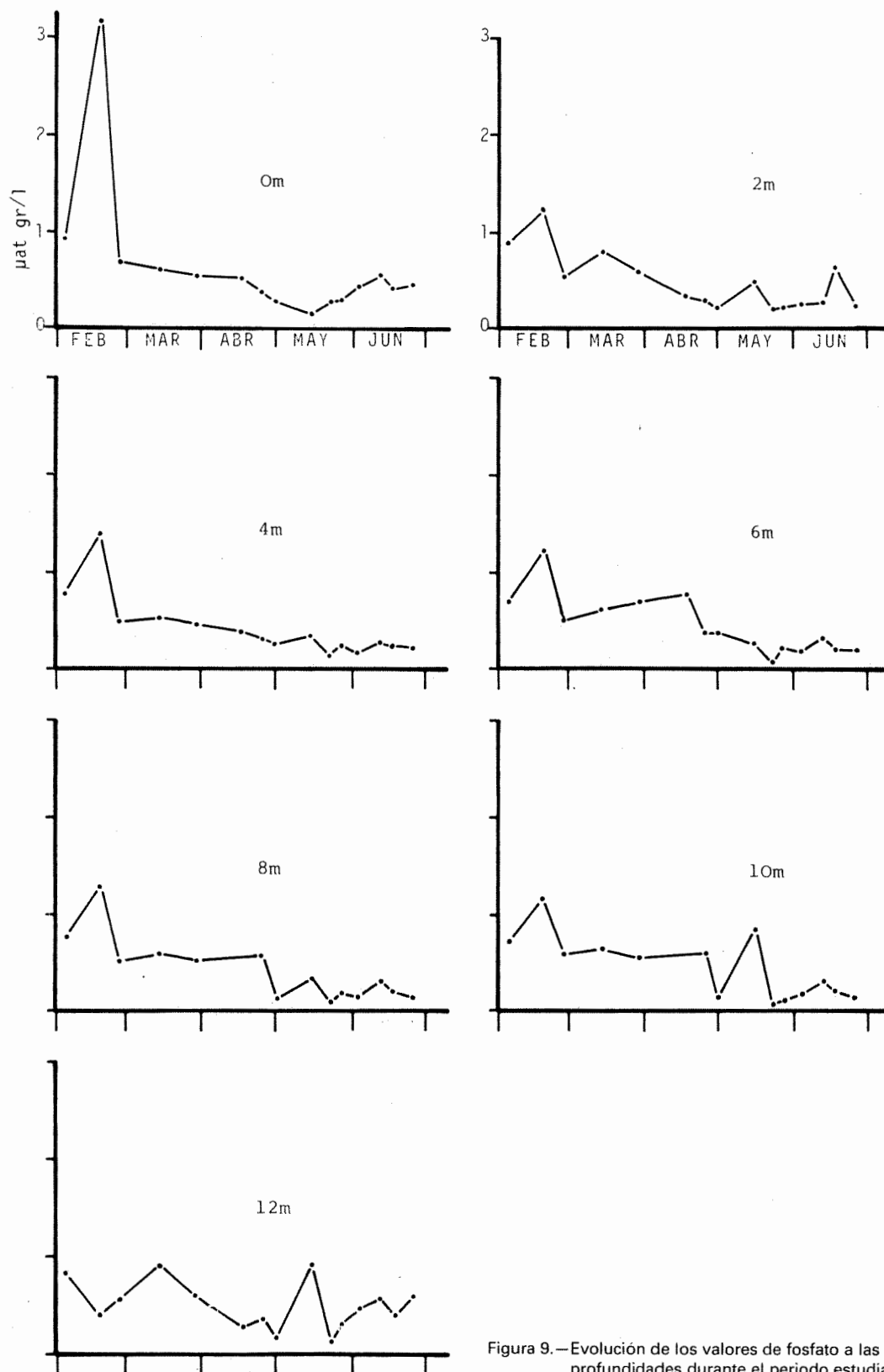


Figura 9.—Evolución de los valores de fosfato a las distintas profundidades durante el periodo estudiado.

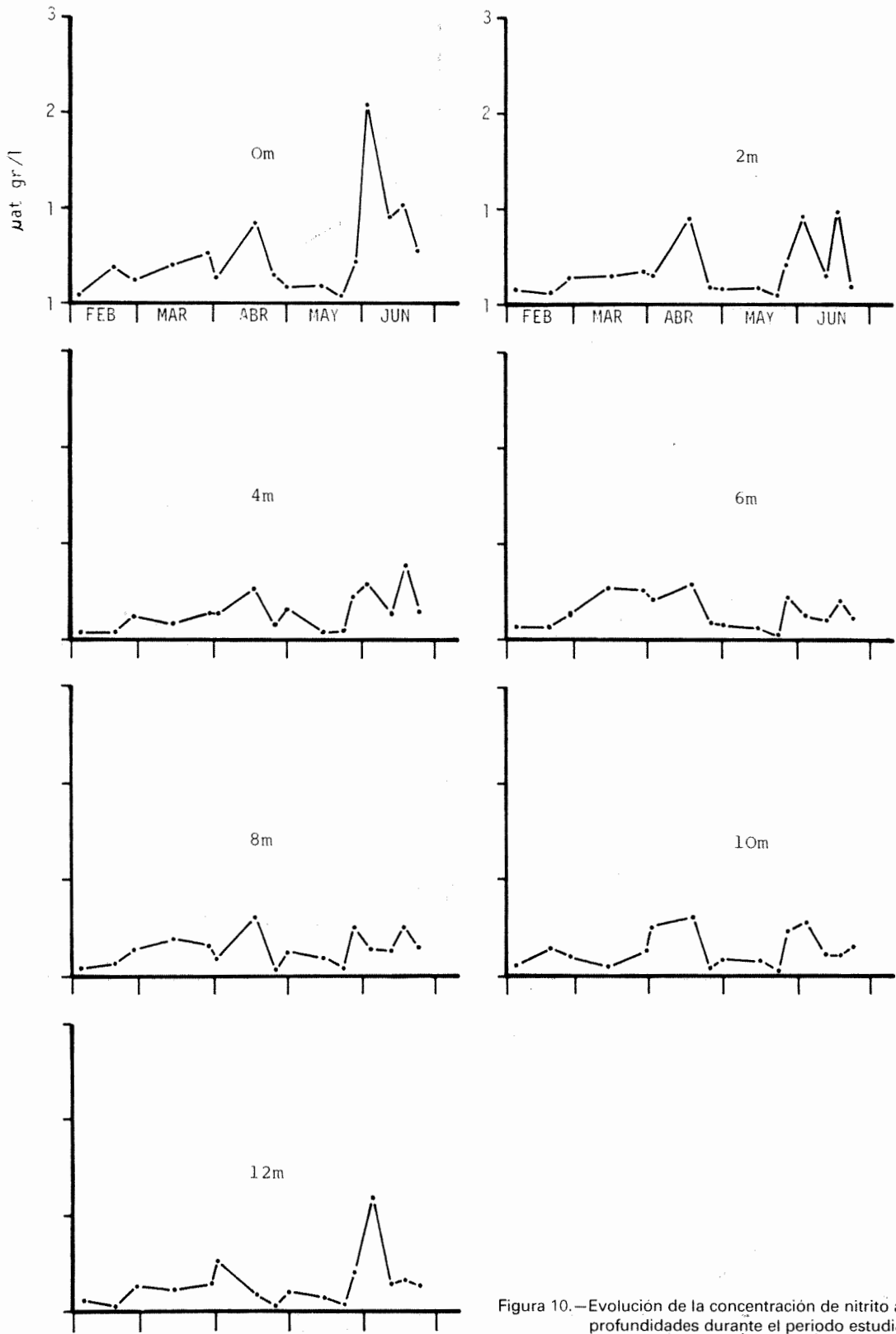


Figura 10.—Evolución de la concentración de nitrito a las distintas profundidades durante el periodo estudiado.

«ANÁLISIS DE LAS VARIACIONES SOMATOMETRICAS ENTRE POBLACIONES FEMENINAS»

Por E. Rebato (*)

RESUMEN

La comparación simultánea de cinco poblaciones femeninas para 27 caracteres somatométricos, realizada mediante el diagrama de los índices de desviación y la relación de correlación, nos ha permitido evaluar el grado diferenciador de dichos caracteres. La altura nasal y el índice cefálico son los que mejor expresan las diferencias entre las series estudiadas.

RESUME

La comparaison simultanée de cinq populations féminines et 27 caractères somatométriques, réalisée par le diagramme des indices d'écart et rapport de corrélation, nous a permis d'évaluer le degré différenciateur de ces caractères. L'hauteur du nez et l'indice céphalique sont ceux qui mieux expriment les différences entre les séries étudiées.

LABURPENA

Desbidazio- eta korrelazio-indizeen diagramaren bidez buruturiko, 27 karaktere somatometrikorekiko bost populazio femeninoren aldibereko konparaketak, aipaturiko karaktereen desberdintzapen-gradua ebaluatzea baimendu digu, aztertutako serieen arteko desberdintasunak hobekien adierazten dituztenak altuera nasala eta indize zefalikoa izan direlarik.

(*) Departamento de Biología. Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco. Bilbao.

INTRODUCCION

El diagrama de Mollison-Breitinger (Breitinger, 1938), ha sido utilizado por los investigadores como método gráfico de comparación simultánea entre varias poblaciones para un conjunto de variables antropométricas. No obstante, este método ha sido criticado recientemente por distintos autores (Twisselmann, 1979; Leguebe, 1980), habiéndose sugerido un nuevo modo de representación, que tiene en cuenta:

a) El grado de discriminación de los caracteres utilizados en la comparación de las series, calculado mediante la llamada **Relación de correlación** (R.c.).

b) La posición relativa de cada uno de los grupos respecto a los demás que se comparan; la cual se establece mediante la obtención de los valores de los **índices de desviación**.

En el presente trabajo nos proponemos analizar el valor diferencial de un conjunto de caracteres somatométricos en la comparación de cinco poblaciones femeninas.

MATERIAL Y METODOS

Las series femeninas comparadas para un total de 14 dimensiones absolutas (6 corporales y 8 cefalofaciales) y 13 índices de proporciones (7 referidos al cuerpo y 6 a la cabeza y cara), son las siguientes:

1.—Serie vasca de la provincia de Vizcaya (V) (Rebato, E., datos no publicados). Compuesta por 273 mujeres de origen vizcaíno, de edades entre los 18 y 69 años (M = 36,3 años).

2.—Serie leonesa de los Ancares (A) Rodríguez Otero, 1980). Muestra de 197 mujeres, entre los 20 y 60 años (M = 39,01 años).

CARACTER	VIZCAINAS			ANCARESAS			BEARNESAS			VASCO ESPAÑOLAS			VASCO FRANCESAS		
	N	M	s	N	M	s	N	M	s	N	M	s	N	M	s
ALTURA NASAL	273	56,59	3,48	197	46,97	3,70	358	51,7	4,31	131	52,8	3,9	57	53,1	3,3
I. CEFALICO	273	79,95	3,02	197	78,02	3,12	358	83,7	3,46	130	79,8	3,5	57	81,4	2,4
ALTURA BUSTO	161	84,04	2,86	188	80,12	3,47	358	84,4	3,24	126	83,8	2,8	56	84,1	3,2
ANCH. MAX. CABEZA	273	149,33	4,46	197	145,63	4,46	358	152,0	5,01	130	147,2	3,4	57	148,8	4,5
I. ACROM.-ILIACO	161	76,39	6,21	188	85,56	6,51	358	80,3	5,28	113	82,1	4,7	55	82,3	5,0
I. NASAL	273	56,7	5,59	197	65,82	8,63	358	60,0	6,62	131	56,3	6,2	57	56,9	5,3
ANCH. BICRES. REL.	160	17,97	1,43	188	19,72	1,61	358	18,2	1,18	121	18,5	1,2	55	18,9	1,4
LONG. MAX. CABEZA	273	186,92	5,95	197	187,24	6,18	358	181,6	5,93	130	184,6	6,9	57	182,8	6,2
I. FRONTOPIRIETAL	273	71,03	3,74	197	73,58	3,12	358	70,3	3,39	130	70,0	3,0	57	69,3	2,9
ANCH. BIACR. REL.	160	23,56	1,42	188	23,00	1,12	358	22,7	0,98	121	22,5	1,0	55	22,9	0,9
I. FRONTOCIGOM.	273	79,58	4,19	197	82,48	3,56	358	79,3	4,89	130	77,6	3,0	57	76,8	3,1
LONG. REL. M. SUP.	160	43,09	1,64	188	44,05	1,46	358	43,6	1,22	123	42,7	1,0	55	43,1	1,1
ANCH. BIACROMIAL	161	37,01	2,14	195	35,23	1,66	358	35,9	1,65	123	35,6	1,6	55	35,9	1,5
I. GONIOCIGOM.	272	75,97	4,96	197	79,87	4,69	358	76,1	4,61	129	77,4	3,3	56	77,6	3,1
ESTATURA	160	157,24	5,62	188	153,30	5,71	358	158,1	5,52	126	157,3	5,3	56	156,4	6,4
ANCH. BICRESTAL	161	28,22	2,13	195	30,25	2,65	358	28,8	1,95	116	29,4	2,1	55	29,4	1,8
ANCH. BICIGOMATICA	273	133,29	4,54	197	130,65	4,91	358	134,7	5,52	130	132,7	4,7	57	134,3	3,9
ALT. MORFOL. CARA	272	117,95	6,06	197	112,93	6,43	358	116,1	6,36	125	117,5	6,6	55	115,0	6,0
I. CORMICO	160	53,47	1,53	188	52,41	1,75	358	53,4	1,43	125	53,1	1,3	56	53,7	1,5
ANCH. FTAL. MIN.	273	106,00	5,26	197	107,03	4,05	358	106,8	5,27	131	103,2	4,8	57	103,4	3,9
ANCHURA NASAL	273	31,97	2,56	197	30,68	3,70	358	30,8	2,68	131	29,8	2,3	57	30,3	2,0
LONG. REL. M. INF.	160	55,76	1,56	188	56,80	1,59	358	56,2	1,22	118	56,0	1,3	55	56,0	1,2
LONG. ABS. M. SUP.	161	67,70	3,27	195	67,33	3,32	358	69,0	2,93	126	67,3	2,8	55	67,6	3,4
I. FACIAL	273	88,5	4,75	197	87,06	5,67	358	86,3	5,10	125	88,4	5,0	55	85,3	4,3
LONG. ABS. M. INF.	161	87,62	3,87	188	86,92	4,25	358	88,9	4,06	118	88,3	3,6	56	87,6	4,3
I. INTERMEMBRAL	161	77,31	2,94	188	77,46	3,22	358	77,6	2,41	121	76,3	2,3	55	77,0	1,9
ANCH. BIGONIACA	272	101,64	6,93	197	103,42	6,75	358	102,4	5,79	130	103,1	5,4	56	104,2	4,9

Tabla 1.—Efectivos, promedios y desviaciones standard de las poblaciones comparadas.

3.—Series vascas de Marquer (1963):

—Serie vasco-española (VE), de 131 mujeres de 18 a 57 años ($M = 33,2$ años), con un 65,6 % de efectivo guipuzcoano, 14,5 % vizcaino, 1,5 % alavés, 1,5 % navarro y un 16,7 % de sujetos «mezclados».

—Serie vasco-francesa (VF), compuesta por 57 mujeres de 20 a 56 años ($M = 32,4$ años), pertenecientes a Labourd (54,3 %), Basse Navarre (29,8 %) y Soule (3,5 %), así como un 12,2 % de individuos «mezclados».

4.—Serie femenina de Béarn (B), (Marquer y Jakobi, 1978). Muestra de 358 mujeres de origen bearnés, vecinos de los vascos situados al oeste del mismo departamento pirenaico. La edad oscila entre los 18 y 55 años.

Relación de correlación

La evaluación del grado de diferenciación entre los grupos comparados nos lo proporciona el cálculo de la relación de correlación (R.c.) según la expresión:

$$\frac{S_f^2}{S_f^2 + S_r^2} \quad \text{donde}$$

S_f^2 : dispersión factorial.

S_r^2 : dispersión residual.

$S_f^2 + S_r^2$: dispersión total.

El valor de este cociente oscila entre 0 y 1, si bien, por motivos prácticos lo expresamos en %. A mayor valor de R.c., el carácter en cuestión posee mayor valor discriminatorio entre las poblaciones que se comparan.

Índices de desviación

Establecen la posición relativa de los grupos comparados. Para cada variable este índice viene expresado por la relación porcentual entre la diferencia de la media de la muestra (M) y la media general o ponderada de los promedios comparados (M_p), y esta última media (M_p):

$$\frac{M - M_p}{M_p} \cdot 100 \quad \text{siendo } M_p = \sum n.M / n$$

La media ponderada elimina la influencia de los diferentes efectivos de muestra, mientras que los índices de desviación compensan las diferencias debidas a las unidades de medida o al tamaño de las mediciones.

Representación gráfica

Para la representación de los perfiles de las series estudiadas se emplea un diagrama bidimensional, situándose en abscisas, a intervalos iguales, los distintos caracteres en función del valor de R.c. (%) (en orden decreciente) y en ordenadas se emplazan los índices de desviación, positivos y negativos.

Paralelamente al eje de abscisas se traza un eje de referencia, de índice de desviación cero en todos los caracteres, recta que corresponde a la media ponderada de las poblaciones que se comparan.

Los valores medios y desviaciones standard de las medidas absolutas e índices de proporciones de las cinco poblaciones comparadas se muestran en la Tabla 1, ordenadas de forma decreciente según el valor de R.c. (%).

RESULTADOS Y DISCUSION

En la Tabla 2 se muestran las variables estudiadas, los valores correspondientes a R.c. (%) y los del análisis de la varianza (F) entre las series comparadas, que han resultado altamente significativos ($P < 1\%$) en todos los casos.

Como puede observarse, existe cierta correspondencia entre los valores de R.c. y los del Test de Fisher (F), ya que los componentes de la Relación de correlación, S_f^2 y S_r^2 , son los elementos en los que se basa el análisis de la varianza (ANOVA) (Ruiz Sastre y Caro, 1983).

El carácter que mejor discrimina a la población es la altura nasal, con un valor de R.c. = 41,47 %, destacándose notablemente las vizcainas (V) por su gran altura nasal, frente a las ancaresas que poseen la nariz más corta (Figura 1). Le sigue en valor diferenciador el índice cefálico (R.c. = 31,38), que separa a las poblaciones braquicéfalas (vasco-francesas y bearnesas, estas últimas de sustrato dominante alpinoide), del conjunto mesocéfalo formado por vizcainas, vasco-españolas y ancaresas. A continuación se sitúa un grupo de caracteres con valores de R.c. muy similares (entre el 20 y 21 %): altura del busto, anchura máxima de la cabeza, índice acromio-ilíaco e índice nasal.

CARACTERES	R.c. %	F (4,∞)
1. Altura nasal	41,47	117,11
2. Índice cefálico	31,38	115,49
3. Altura del busto	21,85	61,80
4. Anchura máxima de cabeza	21,79	70,34
5. Índice acromio-ilíaco	21,62	60,55
6. Índice nasal	20,61	65,60
7. Anchura bicrestal relativa	18,48	49,73
8. Longitud máxima de cabeza	14,07	41,35
9. Índice frontoparietal	13,40	39,08
10. Anchura biacromial relativa	13,21	33,37
11. Índice frontocigomático	13,03	37,83
12. Long. relativa miembro superior	9,98	24,38
13. Anchura biacromial	9,94	24,48
14. Índice goniocigomático	9,82	27,40
15. Estatura	9,61	23,46
16. Anchura bicrestal	9,37	22,76
17. Anchura bicigomática	8,08	32,75
18. Altura morfológica de la cara	7,45	20,22
19. Índice córmico	7,26	17,27
20. Anchura frontal mínima	6,99	18,99
21. Anchura nasal	6,73	18,25
22. Long. relativa miembro inferior	5,92	13,75
23. Long. absoluta miembro superior	5,77	7,71
24. Índice facial total	4,30	11,26
25. Long. absoluta miembro inferior	3,68	8,38
26. Índice intermembral	2,54	5,71
27. Anchura bigoniaca	1,54	3,68

Tabla 2.—Valores de R.c. y resultados del análisis de la varianza en la comparación de cinco poblaciones. Nivel de significación $P = 0,01$, $F = 3,32$.

Respecto a la altura del busto (21,85 %), es notable la semejanza de todas las series vascas y la bearnesa, situadas en los valores positivos del índice de desviación y bastante próximas a la línea de referencia, mientras que las ancaresas se desvían notablemente del conjunto anterior dado su tronco más corto, que las sitúa en los valores negativos de la gráfica (Figura 1).

La anchura máxima de la cabeza (21,79 %) es el factor de más peso en la diferenciación debida al índice cefálico, con un valor de R.c. superior al de la longitud máxima cefálica (14,07 %). Respecto al índice acromio-iliaco (21,62 %) que expresa la configuración del tronco, es notable la desviación tanto de ancaresas (A), en sentido positivo, como de vizcainas (V), en sentido negativo, respecto al eje de referencia (Figura 1). Si bien ambas series poseen troncos de tipo rectangular, las vizcainas muestran tendencia a troncos intermedios dada su gran anchura de espaldas (9,94 %), superior a la de todas las series comparadas, y su pelvis más estrecha (9,37 %).

En cuanto al índice nasal (20,61 %) las series vascas de

Marquer y nuestra serie de Vizcaya se sitúan próximas entre sí, en los valores negativos del índice de desviación, con narices muy leptorrinas, mientras que ancaresas, dada su menor altura nasal, muestran una gran desviación positiva, y Béarn se emplaza en los valores positivos, muy próxima al eje de referencia (Figura 1).

Algunas dimensiones presentan promedios muy dispares, pero no alcanzan la capacidad discriminadora de las variables comentadas, dada su gran variabilidad intragrupal: anchura biacromial relativa (13,21 %), anchura bicrestal (9,37 %), altura morfológica de la cara (7,45 %) y anchura nasal (6,73 %), entre otras.

Las variables menos diferenciadoras entre las poblaciones comparadas son el índice intermembral (R.C. = 2,4 %) y la anchura bigoniaca (R.c. = 1,44 %); observándose en la gráfica la situación de las series próximas entre sí y a la línea media.

No obstante los bajos valores de R.c. para dichas variables, la comparación «dos a dos» por medio del Test de

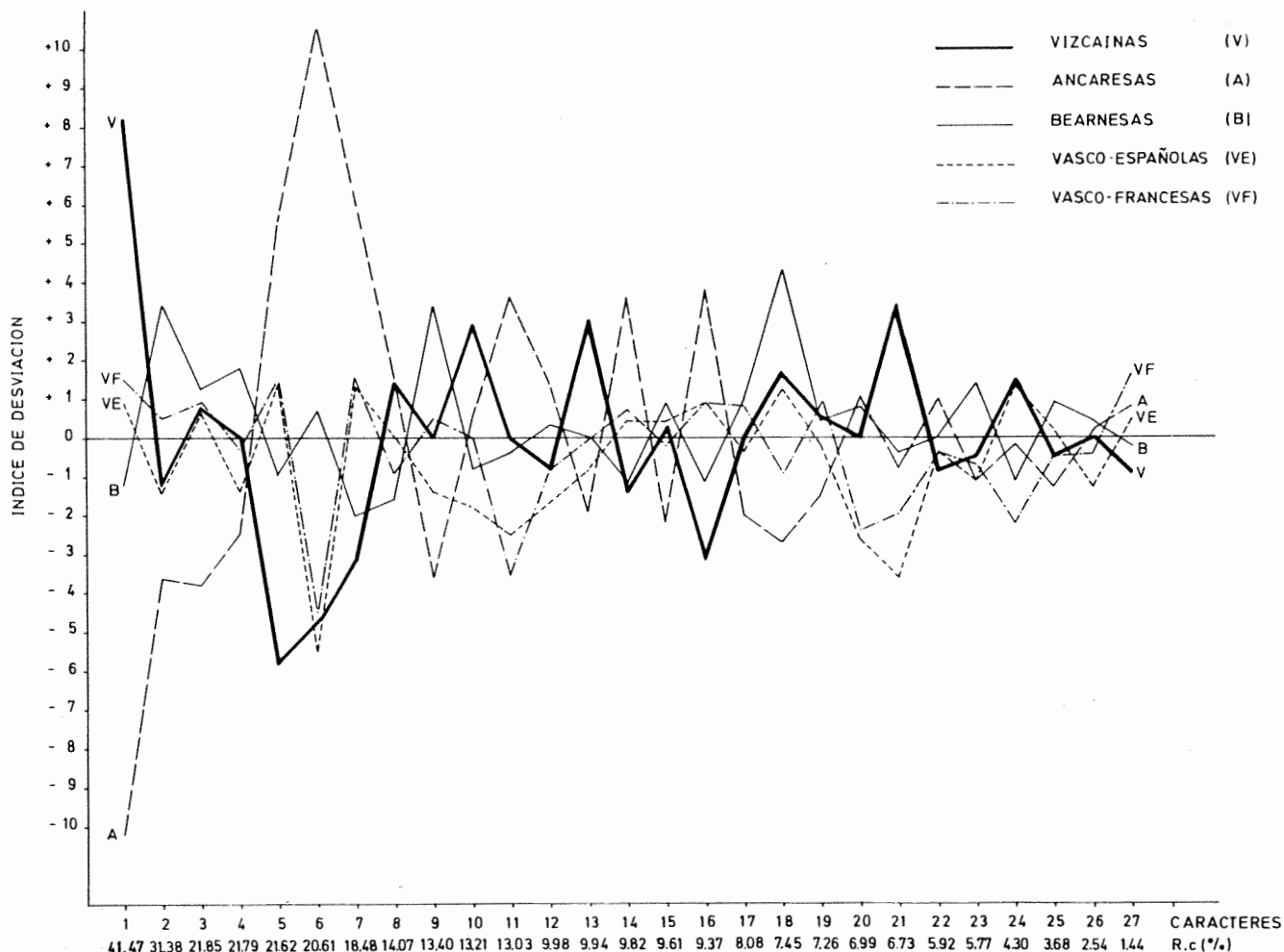


Figura 1.—Diagrama de índices de desviación y Relación de correlación (R.c. %) para cinco poblaciones femeninas. Los números 1 a 27 situados en abscisas corresponden a las variables somatométricas ordenadas de forma decreciente según su valor de R.c. (%), tal y como se muestran en la Tabla 2.

Student (Prueba «t»), ha resultado con significación estadística entre algunas poblaciones:

—Para el índice intermembral son muy significativas las comparaciones V-VE, A-VE y B-VE ($P < 1\%$); y significativas ($P < 5\%$) B-VF y VE-VF.

—Para la anchura bigoniaca han resultado con significación las comparaciones V-A y V-VF ($P < 1\%$); V-VE y B-VF ($P < 5\%$).

El valor máximo de R.c. encontrado por nosotros y correspondiente a la altura nasal (41,47 %) resulta notablemente inferior a los valores obtenidos en población masculina por Leguebe y Twiesselmann (1980) para la estatura (64,2 %), carácter con mayor valor discriminativo entre

seis poblaciones africanas, y el encontrado por Ruiz y Caro (1983) para la altura auricular (61,94 %), variable diferenciadora entre poblaciones de sustrato mediterráneo (Córcega, Montaña y Cabrera) y de tipología alpinoide (Saboya).

En nuestro caso son las vizcainas por una parte y las ancaresas, de tipología mediterránea dominante en su variedad grácil (67,86 %) (Rodríguez Otero, 1980), de otra, las que más divergencias muestran entre sí y con el resto de poblaciones comparadas: vasco-españolas, vasco-francesas y bearnesas (éstas con claro predominio del sustrato alpinoide), series que muestran, en conjunto, mayores afinidades entre sí.

BIBLIOGRAFIA

- BREITINGER, E.: 1938. Zur differentialdiagnose zwischen nordischen und mittelländischen Schädeln. *Verh. Deutsch. Ges. Rassenforsch.*, 9, Pp: 113-122.
- LEGUEBE, A.: 1980. Méthodologie de la comparaison univariée de groupes. *Bull. et Mém. Soc. Anthropol. Paris*, XIII s, 7, Pp: 97-108.
- LEGUEBE, A., y TWIESELDMANN, F.: 1980. Etude anthropométrique univariée de populations nilotiques et de l'Oasis de Kharga. *Bull. Soc. roy. belge Anthropol. Préhist.*, 91, Pp: 123-137.
- MARQUER, P.: 1963. Contribution à l'étude anthropologique du Peuple Basque et au problème de ses origines raciales. *Bull. et Mém. Soc. Anthropol. Paris*, T. 4, XI s, Pp: 1-240.
- MARQUER, P. y JAKOBI, L.: 1978. Etude anthropologique de la population du Béarn (Pyrénées Atlantiques). *Données métriques générales. Bull. et Mém. Soc. Anthropol. Paris*, T. 5, XIII s, Pp: 255-260.
- RODRIGUEZ OTERO, H.: 1980. Estudio antropológico de la comarca de los Ancares leoneses. Tesis Doctoral. Universidad de León.
- RUIZ SASTRE, Y., y CARO DOBON, L.: 1983. Valor discriminatorio de los caracteres antropométricos en estudios comparativos. *ACTA III Congres. Antropol. Biol. España (Santiago de Compostela)*, T. II, Pp: 720-733.