

MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA
SECRETARIA DE LA ENERGIA Y RECURSOS MINERALES

**INVESTIGACION GEOTERMICA DE ROCAS
CALIENTES SECAS EN LA ZONA SEPTENTRIONAL
DE LA PROVINCIA DE ORENSE**

MEMORIA

Diciembre 1982



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

6

00746

INVESTIGACION GEOTERMICA DE ROCAS CALIENTES SECAS
EN LA ZONA SEPTENTRIONAL DE LA PROVINCIA DE ORENSE

00746

INDICE

	N°	pág.
1. INTRODUCCION		1
2. GEOLOGIA		5
2.1. Introducci6n		6
2.2. Estratigrafía		8
2.2.2. Precámbrico-Ordovicico (PC-O)		9
2.3. Serie Cámbrico-Silúrica (CA-S)		11
2.4. Cuaternario (Q)		
2.4.1. Aluviales y terrazas del Río Miño		12
2.4.2. Cuenca del Raigoso		13
2.4.3. Cuenca de Maceda		13
2.5. Tectónica		14
2.5.1. Fase I		14
2.5.2. Fase II		14
2.5.3. Fase III		15
2.5.4. Fase IV		15
2.6. Rocas graníticas		16
2.6.1. Granitos sincinemáticos adamellíticos		16
2.6.1.1. Granito de grano medio a grueso (mg)		16
2.6.1.2. Granito porfidico (p)		17
2.6.1.3. Granito de grano medio ()		17
2.6.1.4. Granito de grano grueso (g)		17
2.6.1.5. Granito de moscovita de grano medio a grueso (m)		17
2.6.1.6. Granitos orientados (0 bm)		17

2.6.2. Granitoides posthercínicos	18
2.6.2.1. Porfídicos granodioríticos ()	18
2.6.2.2. Granodiorita de grano medio a grueso (b)	18
3. FRACTURACION	20
3.1. Introducción	21
3.2. Resultados	22
3.2.1. Zona de Carballino	22
3.2.2. Zona de Orense	23
3.2.3. Zona de Maceda	24
3.2.4. Zona de Ribadavia	24
3.2.5. Zona de Junquera de Ambia	25
3.2.6. Total del area investigada	26
3.3. Conclusiones	27
4. GEOQUIMICA	58
4.1. Hidroquímica	59
4.1.2. Hidroquímica de las aguas frías de infiltración reciente	59
4.1.2. Hidroquímica de las aguas termales	60
4.2. Estudio Isotópico	62
4.2.1. Isótopos estables	62
4.2.2. Análisis de tritio	70
4.3. Análisis de gases	71
4.4. Geotermometrías	79
4.4.1. Geotermometrías de fase líquida	79
4.4.2. Geotermometrías de fase gaseosa	81
4.4.3. Conclusiones geotermométricas	83
4.5. Delimitación de las anomalías geotérmicas por métodos geoquímicos	87
4.5.1. Mapa de isocontenidos de SiO ₂	88
4.5.2. Mapa de isocontenidos de boro	88
4.5.3. Mapa de isocontenidos de fluor	91
4.5.4. Mapa de anomalías Na/K	91
4.5.5. Mapa de anomalías Ca-Na	91

4.5.6. Mapa de Isoequilibrios feldespatos-agua	94
4.5.7. Metodología de trabajo	96
4.5.7.1. Resistividades SEV	96
5. GEOFISICA	97
5.1. Estudio regional	98
5.1.1. Antecedentes y objetivos	98
5.1.2.2 Sondeos audio magnetoteluricos	103
5.1.3. Trabajos realizados	107
5.1.3.1. Sondeos eléctricos verticales	107
5.1.3.2. Sondeos audio -MT-	108
5.1.4. Tratamiento de los datos	109
5.1.4.1. Sondeos eléctricos verticales	109
5.1.4.2. Sondeos audio -MT-	111
5.1.5. Resultados obtenidos	113
5.1.5.1. Sondeos eléctricos verticales	113
5.1.5.2. Sondeos audio -MT-	117
5.1.5.2.1. Mapa de isorrestividades	117
5.1.5.2.2. Perfiles de seudorresistividad	122
5.1.6. Conclusiones	123
5.2. Sondeos eléctricos verticales en Junquera de Ambía	127
5.2.1. Introducción	127
5.2.2. Trabajo de campo	127
5.2.3. Interpretación	128
5.2.4. Conclusiones	130
5.3. Polarización espontanea en Junquera de Ambía	132
5.3.1. Introducción	132
5.3.2. Trabajo de Campo	132
5.3.3. Elaboración de datos	134
5.3.4. Interpretación	134
5.3.5. Conclusiones	136

5.4. Polarización espontanea en Orense-Barbantes	137
5.4.1. Introducción	137
5.4.2. Labor efectuada	137
5.4.3. Elaboración de datos	138
5.4.4. Interpretación	139
6. RESUMEN Y RECOMENDACIONES	141
6.1. Resumen	142
6.1.1. Geología	142
6.1.2. Fracturación	143
6.1.3. Geoquímica	143
6.1.3.1. Hidroquímica	143
6.1.3.2. Isotopos	144
6.1.3.3. Gases	145
6.1.3.4. Geotermometrias	145
6.1.3.5. Anómalias geoquímicas	146
6.4.1. Geofísica	147
6.1.4.1. Sondeos A.M.T.	147
6.1.4.2. Sondeos Eléctricos Verticales	148
6.1.4.3. Potencial Espontaneo	148
6.2. Recomendaciones	150

1. INTRODUCCION

El presente estudio tiene como finalidad el investigar una parte de la provincia de Orense desde el punto de vista geotérmico.

En este área, son numerosas las manifestaciones termales con temperaturas de salida altas, cercanas a los 70°C, -- que están asociadas a fallas profundas en rocas de tipo granítico.

La existencia de estas anomalías térmicas, se puso de manifiesto con el Inventario Nacional de Manifestaciones Termales desarrollado por el IGME en 1976, y completado en una segunda fase en 1980 (Estudio de las Manifestaciones Termales de Galicia, orientadas a su posible explotación como Recursos Geotérmicos).

Este estudio se ha desarrollado durante los años 1981 y 1982 dentro del Programa Energético Nacional. Se han aplicado técnicas geoquímicas y geofísicas de forma paralela y con un objetivo común, delimitar áreas geotérmicamente anómalas.

Para conseguir estos fines se ha seguido el siguiente plan de trabajo:

- Un estudio fotogeológico orientado al conocimiento de la fracturación de la zona.

- Estudio geoquímico consistente por una parte en la caracterización química de las aguas termales, y en el cálculo de las temperaturas de equilibrio roca-fluido en profundidad.

Por otra parte, y para conocer las zonas de anomalías geoquímicas, como consecuencia de procesos de mezcla de fluidos termales con aguas frías, se estableció una malla geoquímica a tal fin.

- Estudio isotópico del agua para localizar las zonas de recarga de estos fluidos termales, y la entalpía del almacén.

- Estudio de gases en las surgencias termales, para calculos termométricos y su contraste con las termometrías líquidas.

- Una malla de sondeos Audio-magnetotelúricos para delimitar, con este método, zonas de anomalías de origen geotérmico.

- Una investigación mediante sondeos Eléctricos Verticales para localizar zonas conductoras de origen termal en profundidad.

- Una serie de perfiles de autopotencial con los mismos fines.

La ejecución del presente proyecto, publicado en el BOE nº 159 del 4 de Julio de 1981, fué adjudicada a la empresa Ibérica de Especialidades Geotécnicas (IBERGESA) mediante concurso público. Para su realización se contó con la colaboración de la Compañía General de Sondeos (C.G.S.).

En el presente proyecto han intervenido los siguientes técnicos:

IBERGESA

- José M. Mena Inglés. Geólogo. Responsable del Proyecto.
- Emilio Dorado Osorio. Ingeniero Técnico de Minas.

- Ernesto Orellana Silva. Doctor en C. Físicas.
- Mariano Higuera Gil. Físico.
- Javier Navas Madrazo. Físico.

C.G.S.

- José Albert Beltrán. Doctor en C. Geológicas.
- José Corominas Blanch. Geólogo
- Luis Ocaña Robles. Químico.
- Angel Granda Sanz. Ingeniero de Minas.

2. GEOLOGIA

2.1. INTRODUCCION

El área de estudio se encuentra situada en la parte occidental de la provincia de Orense, abarcando las hojas del Mapa Topográfico Nacional 1/50.000 de Orense (187), Nogueira de Ramuín (180), Ribadavia (225) y Allariz (226).

Se sitúa dentro de la zona IV (Galicia Media-Tras Os Montes), que P. MATTE divide al noroeste de la Península Ibérica. Se caracteriza por la ausencia de sedimentos devónico-carboníferos, por un Ordovícico y Silúrico esquistoso, y por la ausencia de Cámbrico en ciertas regiones; también por la presencia de rocas básicas metamórficas, consideradas como Precámbrico - Antiguo.

En el área aparecen terrenos metamórficos de naturaleza pelítico-arenosa, en los que se desarrollan secuencias gruesas, siendo los neises glandulares y metarriolitas, aparte de secuencias cuarcíticas, las principales intercalaciones en estos meta sedimentos.

Las rocas granitoides de variada composición y de características sin y poscinemáticas, ocupan la mayor parte del --
área estudiada.

2.2. ESTRATIGRAFIA

Dos grandes unidades se pueden distinguir dentro de los metasedimentos:

- Precámbrica-Cámbrica
- Cámbrica-Silúrica.

2.1. PRECAMBRICO-CAMBRICO (PC-CA)

Esta serie aflora en la parte meridional de la zona -- (Allariz-Baños de Molgas) como enclaves dentro de los granitos.

Está constituida por esquistos y neises glandulares, con algún nivel de cuarcitas, neises de piroxeno y anfíbol con plagioclasas.

Los niveles más inferiores están constituidos por esquistos ocre y grises, con intercalaciones de cuarcitas de espesor variable (varios metros). También dentro de los esquistos se encuentran neises con cristales de cuarzo azulado y feldspatos de tamaño variable, glandulares. Por su aspecto macroscópico, su carácter esquistoso y su posición estratigráfica, esta formación corresponde al "Ollo de Sapo".

En cuanto a la edad no han aparecido restos para poder datar la formación, pero por correlación con otras regiones - (sinclinal de Verín), se le atribuye una edad Precámbrico-Cámbrica.

Al S de la zona, esta serie se halla transformada por la intrusión de las rocas graníticas, en unas migmatitas (Ψ). Estas se caracterizan por la alternancia de bandas melanocráticas con otras de material granitoide.

2.2.2. PRECAMBRICO-ORDOVICICO (PC-O)

Esta unidad es la de mayor extensión dentro del grupo de los metasedimentos, aflorando especialmente en la mitad occidental. Es una monótona serie esquistosa con intercalaciones de tramos más competentes.

La serie tipo puede ser encontrada en un corte N-S, -- perpendicular a las estructuras, en las carreteras de Orense a Celanova o de Celanova a Ribadavia.

De muro a techo esta serie sería la siguiente:

- MICAESQUISTOS DE DOS MICAS. Son rocas de color gris rojizo a verdoso muy alteradas en superficie. Su espesor es de 200-250 m. Suprayacentes están los neises glandulares ("Ollo de Sapo") sin que existan pruebas de discordancia.
- NEISES GLANDULARES. Se presentan como un nivel gufa regional con ciertas discontinuidades litológicas tanto en sentido -- longitudinal como transversal. Son rocas claramente nefíticas de grano medio. También es frecuente encontrar una roca formada por una pasta feldespática con cristales de cuarzo y -- moscovita, que recuerda a las metarriolitas superiores. Hacia el N, este nivel está formado por una facies vulcano- -- sedimentaria (esquistos y metavulcanitas) con un espesor de unos 50-200 m.

- MICAESQUISTOS SUPERIORES. Se pasa de la unidad anterior a ésta de una manera insensible. Es una unidad muy extensa y monótona donde se sitúan neises, cuarcitas, anfiboles y bancos grafitosos de colores grisáceos a verdosos.

Hacia la parte superior se intercalan lentejones de neises anfibólicos de 0,2-1,2 m. de espesor al S de la zona, y lentejones carbonatados de unos 4 m de espesor al N.

Por encima de estos niveles, se sitúan otros de cuarcitas y ortocuarci^{tas} masivas al N y como lechos aislados al S.

El espesor total de esta serie es de más de 600 m.

- FORMACION VOLCANO-SEDIMENTARIA. Constituye un segundo nivel guía, intercalado dentro de la secuencia de micaesquistos. Son cuarcitas moscovíticas sobre las que descansa material piroclástico removido, y alternancias de esquistos y cuarcitas. El espesor total es superior a los 600 m.

2.3. SERIE CAMBRICO-SILURICA (CA-S)

Aflora en la parte centro sur de la zona formada por sericito-esquistos y cuarcitas.

De muro a techo se puede distinguir:

a) Esquistos micáceos de tonos grises con intercalaciones de cuarcitas oscuras y grafitosas.

b) Sericito-esquistos azulados u oscuros, con lentejones aislados de brechas con clastos de cuarcitas y esquistos. También lentejones de cuarcitas blancas muy compactas de hasta - 30 cm de espesor.

Estas cuarcitas, en el límite oriental de la zona adquieren un gran espesor (unos 300 m) y son fundamentalmente una -- alternancia de niveles pelíticos y samíticos (O).

2.4. CUATERNARIO (Q)

Se pueden distinguir cuatro tipos de depósitos:

- Aluvial y terrazas del río Miño.
- Cuenca del Raigoso.
- Cuenca de Maceda.
- Eluviales.

2.4.1. ALUVIALES Y TERRAZAS DEL RIO MIÑO

Dos niveles de terrazas se pueden observar en el río Miño. El superior a unos 60-80 m sobre el cauce, es un complejo de arcillas y arenas con indentaciones de cantos rodados de cuarzo y cuarcita.

El inferior a 20-30 m sobre el cauce, está mejor representado que el anterior y litológicamente es muy semejante, - aunque los cantos son de mayor tamaño.

La frecuente asociación de los depósitos de terrazas del nivel inferior con la concavidad de los meandros del río, hace

pensar que el periodo de estabilidad del río contemporáneo con estos depósitos no fue muy duradero. Este encajamiento que --colgó la terraza, se produjo en un momento que la faja meándrina se encontraba todavía en formación, debido muy posiblemente a causas tectónicas o de subsidencia.

2.4.2. CUENCA DEL RAIGOSO

Situada al S.E. de Ribadavia, es una zona morfológicamente deprimida constituida por depósitos arcillosos, amarillentos o rojizos, con gran contenido de cantos esquistosos. La potencia debe de ser de 10-15 m.

2.4.3. CUENCA DE MACEDA

Es un importante conjunto de sedimentos recientes situados al E de Baños de Molgas. Los materiales que lo constituyen van desde arcillas hasta gravas. También se encuentran depósitos arcillo-arenosos de color negro que indican una sedimentación palustre.

2.5. TECTONICA

Cuatro han sido las fases de deformación reconocidas en la zona, aunque al S sólo se encuentran las tres últimas.

2.5.1. FASE I

Se observa que los pliegues de la fase II deforman una esquistosidad de flujo, y que los planos de esquistosidad S_2 interrumpen una de flujo (S_1) que suele aparecer entre ellos. Esta esquistosidad se ha producido durante la I fase. No se observan megaestructuras correspondientes a esta fase.

2.5.2. FASE II

Es la más importante. Da lugar a la esquistosidad S_2 que se trata de una esquistosidad de flujo. Los pliegues que da lugar esta fase son isoclinales, muy apretados. El plano axial de los pliegues sería subhorizontal, y la dirección del eje de los mismos estaría comprendida entre N-30° y N-16-°E.

Asociada a esta fase se encuentra un metamorfismo de -- presión intermedia que comenzaría antes de los principales -- esfuerzos tectónicos y continuaría hasta la fase III, dando -- migmatitas que heredan la S_2 .

2.5.3. FASE III

Esta fase está bien datada en Galicia y se puede situar entre el Westfaliense Superior y el Estefaniense. Produce una esquistosidad S_3 de fracturas o crenulación, según los casos. El plano de esquistosidad S_3 buza hacia el O unos $70-75^\circ$, y su dirección es N-S.

2.5.4. FASE IV

Se observa en la zona una esquistosidad de fractura o crenulación (S_4) discontinua, vertical o buzando fuertemente hacia el E.

Tras estas fases de plegamiento, se producen deformaciones de fracturación, según las direcciones NE-SO, NO-SE y E-O.

Tras las fases del ciclo hercínico pasó la zona a ser un zócalo rígido. En épocas recientes, posiblemente esfuerzos debidos al ciclo alpino, han hecho rejugar las antiguas fracturas produciendo una tectónica de bloques, con la formación de cubetas rellenas de materiales sedimentarios (p.e. cuenca de Maceda, Monforte, etc.).

2.6. ROCAS GRANITICAS

Ocupan la mayor parte de la zona estudiada y son de dos tipos fundamentalmente: granitos adamellíticos y granodioritas posthercénicas. La intrusión de los primeros se efectúa entre la fase III y principios de la IV.

2.6.1. GRANITOS SINCENEMATICOS ADAMELLITICOS

2.6.1.1. GRANITO DE GRANO MEDIO A GRUESO (γ mg)

Es el más extendido y engloba rocas de tamaño de grano comprendido entre 2-6 mm. Sus componentes esenciales son el feldespató potásico, la plagioclasa, cuarzo, biotita y moscovita.

Como accesorios aparece el apatito, circón y en algunos casos la sillimanita.

La textura es granuda de hipidiomorfa a panalotriomorfa.

Este macizo granítico se encuentra muy fracturado.

2.6.1.2. GRANITO PORFIDICO (p δ)

Localmente y dentro del granito de grano medio a grueso, se producen concentraciones de fenocristales de feldespato que dan al granito un cierto aire porfídico. El tamaño de los fenocristales puede llegar a ser de 2 cm.

2.6.1.3. GRANITO DE GRANO MEDIO (γ)

Esta facies, por oposición al tipo porfídico, carece casi completamente de fenocristales de feldespato. Es mucho más equigranular, y tiene una mayor proporción de moscovita.

2.6.1.4. GRANITO DE GRANO GRUESO (γ_g)

Aparece en la zona de Junquera de Ambia. Tiene un tamaño de grano del orden de 5-8 mm. Es un granito de dos micas en láminas bien desarrolladas, muy heterogranular, hipidiomorfo, -- con abundante feldespato potásico, en fenocristales, sustituyendo a la plagioclasa.

2.6.1.5. GRANITO DE MOSCOVITA DE GRANO MEDIO A GRUESO (γ_m)

La moscovitización se produce en zonas muy tectonizadas y a favor de fracturas muy importantes, o por acumulación de volátiles en la parte alta del plutón. Destaca en el terreno por su color blanco, que contrasta con el circundante.

2.6.1.6. GRANITOS ORIENTADOS (O γ bm)

Afloran al SW de la zona. Suelen ser de grano medio a -- grueso, a veces algo porfídicos, de colores más bien claros.

2.6.2. GRANITOIDES POSTHERCINICOS

Son las granodioritas tardías que representan intrusiones magmáticas relativamente moderadas. En otras regiones de Galicia han sido datadas por medios radioactivos como carboníferas, por lo que esta datación puede ser generalizada a la zona de estudio.

2.6.2.1. PORFIDICOS GRANODIORITICOS (ηe)

Son granodioritas de estructura porfídica que afloran en pequeños retazos al SW de la zona. Los fenocristales están constituidos por feldespato potásico y cuarzos idiomorfos o subidiomorfos, englobados en una matriz cuarzo feldespática, con biotita bastante fina. Estos pórfidos granodioríticos corren a la granodiorita, por lo que ha habido dos intrusiones de granodioritas tardías.

2.6.2.2. GRANODIORITA DE GRANO MEDIO A GRUESO (ηb)

Dos son los macizos granodioríticos, uno al S de Orense y el otro en Ribadavia, siendo intrusivos en la serie metasedimentaria y en los granitos adamellíticos, dando lugar a una aureola de metamorfismo de contacto.

Se puede distinguir una zona de borde de la granodiorita con características petrográficas peculiares.

En su conjunto la granodiorita es una roca de aspecto gris blanquecino o rosado, en esta caso cuando tiene feldespatos potásicos. El tamaño de grano suele ser grueso, localmente con megacristales de feldespato K de hasta 5 cm. En el macizo de Orense presenta una distribución de tamaño caótica; en el de Ribadavia el grano es más homogéneo. Casi siempre sólo con biotita, aunque en pequeñas zonas o irregularmente distribuidos pueden verse pequeños cristales de moscovita.

La facies de borde es de grano fino, rara vez con megacristales de feldespato potásico, con cuarzos globulares y moscovita en pequeños cristales. Esporádicamente, puede encontrarse asociada con esta facies otra de contacto, cuyas características reconocibles "de visu" son la presencia de cuarzos globulares y de fenocristales de plagioclasas y feldespato potásico de hasta 1 cm., dentro de una matriz microgranuda formada por estos mismos minerales, en este caso las micas suelen ser accesorias.

Es frecuente encontrar enclaves de rocas básicas anteriores como tonalitas y dioritas. Cerca de los bordes con las rocas metamórficas pueden encontrarse corneanas y esquistos.

Las manifestaciones filonianas tardías más abundantes - suelen ser microgranitos porfídicos de matriz afanítica o microgranuda. Menos frecuentes son las aplitas y pegmatitas.

3. FRACTURACION

3.1. INTRODUCCION

Para el estudio de la fracturación se ha seguido la siguiente metodología:

- Fotointerpretación de la red de fracturación sobre fotografías aéreas a escala 1/33.000 (vuelo americano).
- Medida de la orientación y longitud de cada una de ellas. - (Anejo n°1).
- Representación en un histograma de estas para cada zona, y para el total del área investigada (gráficos 1,2,3,4,5 y 6).
- Estudio estadístico de cada "set" en sus respectivas zonas (gráficos 7 al 30).

El total de fracturas censadas es de 2.250.

3.2. RESULTADOS

Para este estudio se ha dividido el área investigado en cinco zonas:

- Carballino
- Orense
- Ribadavia
- Maceda
- Junquera de Ambia

3.2.1. ZONA DE CARBALLINO

El total de fracturas censadas en esta zona es de 731 (de la n°1 a la n°731). Cuatro familias o "set" se pueden observar en el gráfico de distribución (gráfico n°1).

- Set n°1 (10°-60°)
N°de fracturas= 294 (40,2%)
Orientación media= N-35°.
Longitud media= 2.011,8 m.

- Set n°2 (111°-145°)
N°de fracturas= 138 (18,8%)
Orientación media= N 129°
Longitud media= 1508,0 m.

- Set n°3 (147°-180°)
N°de fracturas= 153 (20,9%)
Orientación media= N 162°
Longitud media= 1.825,4 m.

- Set n°4 (61°-110°)
N°de fracturas= 124 (16,9%).
Orientación media= 84°
Longitud media= 1.541,3

3.2.2. ZONA DE ORENSE

En esta zona se han censado un total de 773 fracturas - (de la n°732 a la n°1.505). La distribución de las distintas familias se puede observar en el gráfico n°2.

- Set n°1 (3°-68°)
N°de fracturas: 361 (46,6%)
Orientación media: N 35°
Longitud media: 1.675,3 m.

- Set n°2 (101°-152°)
N°de fracturas: 129 (27,5%)
Orientación media: N 129°
Longitud media: 1.645,3 m.

- Set n°3 (154°-180°)
N°de fracturas: 120 (15,5%)
Orientación media: N 165°
Longitud media: 1.623,5 m.

- Set n°4 (69°-100°)
N°de fracturas: 71
Orientación media: N 82°
Longitud media: 1.325,2 m

3.2.3. ZONA DE MACEDA

Un total de 144 fracturas se han censado en esta zona - (de la 1.506 a la 1.650). La distribución de estas se puede - observar en el gráfico n°3.

- Set n°1 (3°-66°)
N°de fracturas: 73 (50,3%)
Orientación media: N 34°
Longitud media: 1.235,5 m.
- Set n°2 (111°-142°)
N°de fracturas: 24 (16,5%)
Orientación media: N 128°
Longitud media: 1.097,7 m.
- Set n°3 (152°-174°)
N°de fractura: 27 (18,6%)
Orientación media: N 163°
Longitud media: 1.310,7 m.
- Set n°4 (67°-110°)
N°de fracturas: 17 (11,7%)
Orientación media: N 89°
Longitud media: 1.419,5 m.

3.2.4. ZONA DE RIBADAVIA

En esta zona se han censado 357 fracturas (de la n°1651 a la n°2008). La distribución de éstas se puede observar en - el gráfico n°4.

- Set n°1 (5°-52°)
N°de fracturas: 125 (34,9%)
Orientación media: N 27°
Longitud media: 1.948,0 m

- Set n°2 (109°-142°)
N°de fracturas: 73 (20,3%)
Orientación media: N 124°
Longitud media: 1.570,9 m.

- Set n°3
N°de fracturas: 87 (24,3%)
Orientación media: N 163°
Longitud media: 1.778,7 m.

3.2.5. ZONA DE JUNQUERA DE AMBIA

Son 242 fracturas las censadas en esta zona (de la n°-2.009 a la n°2.250). La distribución de las fracturas se puede observar en el gráfico n°5.

- Set n°1 (9°-66°)
N°de fracturas: 121 (50%)
Orientación media; N 35°
Longitud media: 1.467,7 m.

- Set n°2 (111°-153°)
N°de fracturas: 45 (18,5%)
Orientación media: N 134°
Longitud media: 1.219,3 m.

- Set n°3 (156°-183°)
N°de fracturas: 42 (17,3%)
Orientación media: N 168°
Longitud media: 1.242,7 m.

- Set n°4 (67°-110°)
N°de fracturas: 26 (10,7%)
Orientación media: N 86°
Longitud media: 1.475,3 m.

3.2.6. TOTAL DEL AREA INVESTIGADA

En toda la zona se han censado 2.250 fracturas y su distribución puede observarse en el gráfico n°6.

- Set n°1 (7°-66°)
N°de fracturas: 973 (43,2%)
Orientación media: N 35°
Longitud media: 1778,8 m

- Set n°2 (96°-146°)
N°de fracturas: 529 (23,5%)
Orientación media: N 125°
Longitud media: 1548,2 m

- Set n°3 (148°-188°)
N°de fracturas: 449 (19,9%)
Orientación media: N 163°
Longitud media: 1607°

- Set n°4 (67°-95°)
N°de fracturas: 214 (9,5%)
Orientación media: N 80°
Longitud media: 1443,7 m

3.3. CONCLUSIONES

La primera conclusión que se observa es la gran homogeneidad en la fracturación. Todas las familias o "set" presentan casi idénticas orientaciones en cada una de las zonas estudiadas.

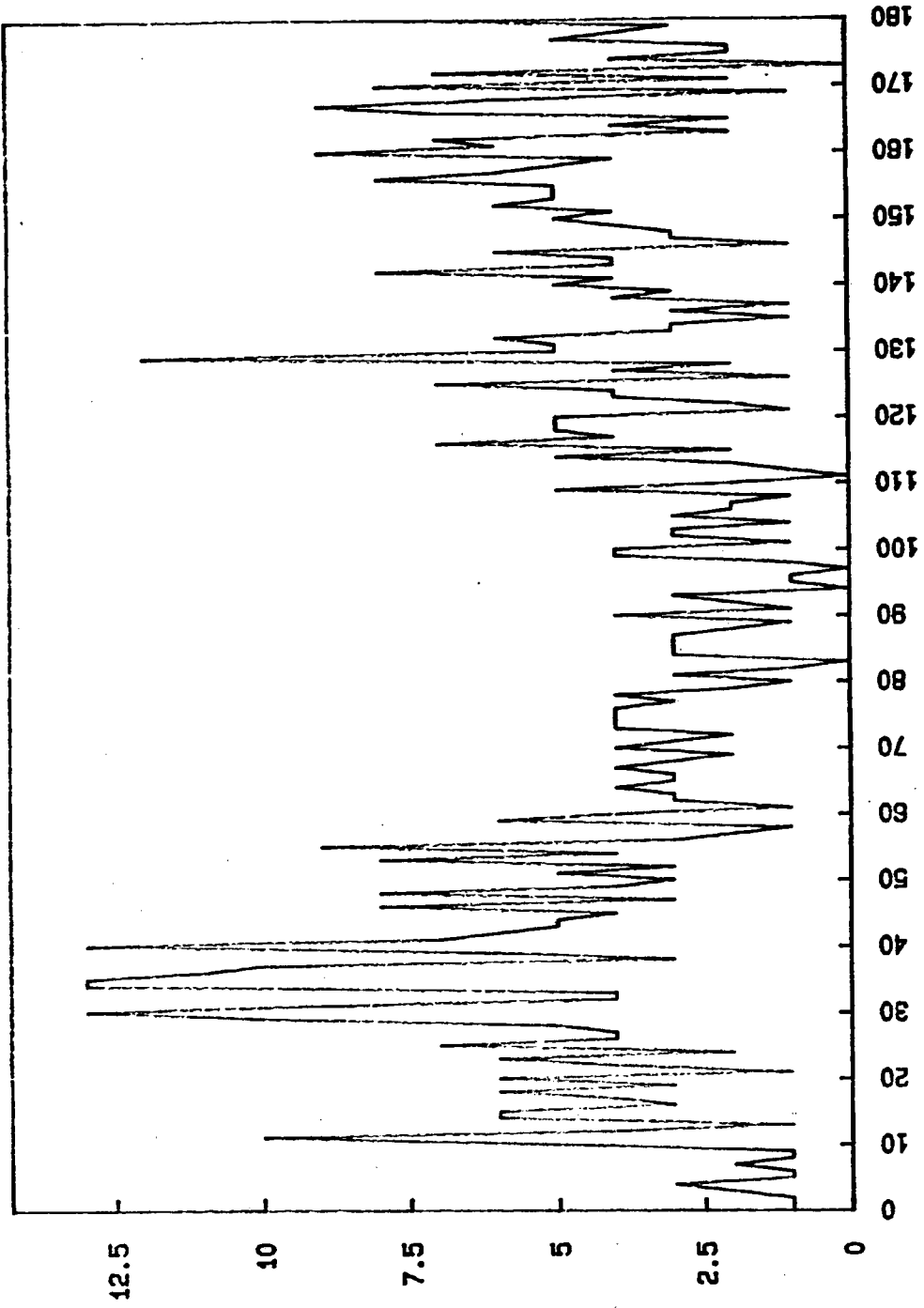
En segundo lugar el "set" 1 es más importante con casi el 50% del total de las fracturas. Su orientación media es de N 35° oscilando según las zonas entre los 27° y 35°.

Los "set" 2 y 3 tienen parecida importancia. El "set" 2 tiene una orientación media de N 125° y varía entre 124° y 134°.

El "set" 3 tiene como orientación media N 163° y según las zonas oscila entre los 162° y 168° .

Por último el "set" 4 es el de menor importancia. Su orientación es de N 80° y varía entre los 80° y 89°.

En cuanto a las dimensiones de las fracturas las de mayor longitud son las que corresponden a la familia 1 (1788m). El resto es de parecidas dimensiones.



DISTRIBUCION DE FRACTURAS ZONA: CARBALLINO

DISTRIBUCION DE FRACTURAS ZONA: OFENSE

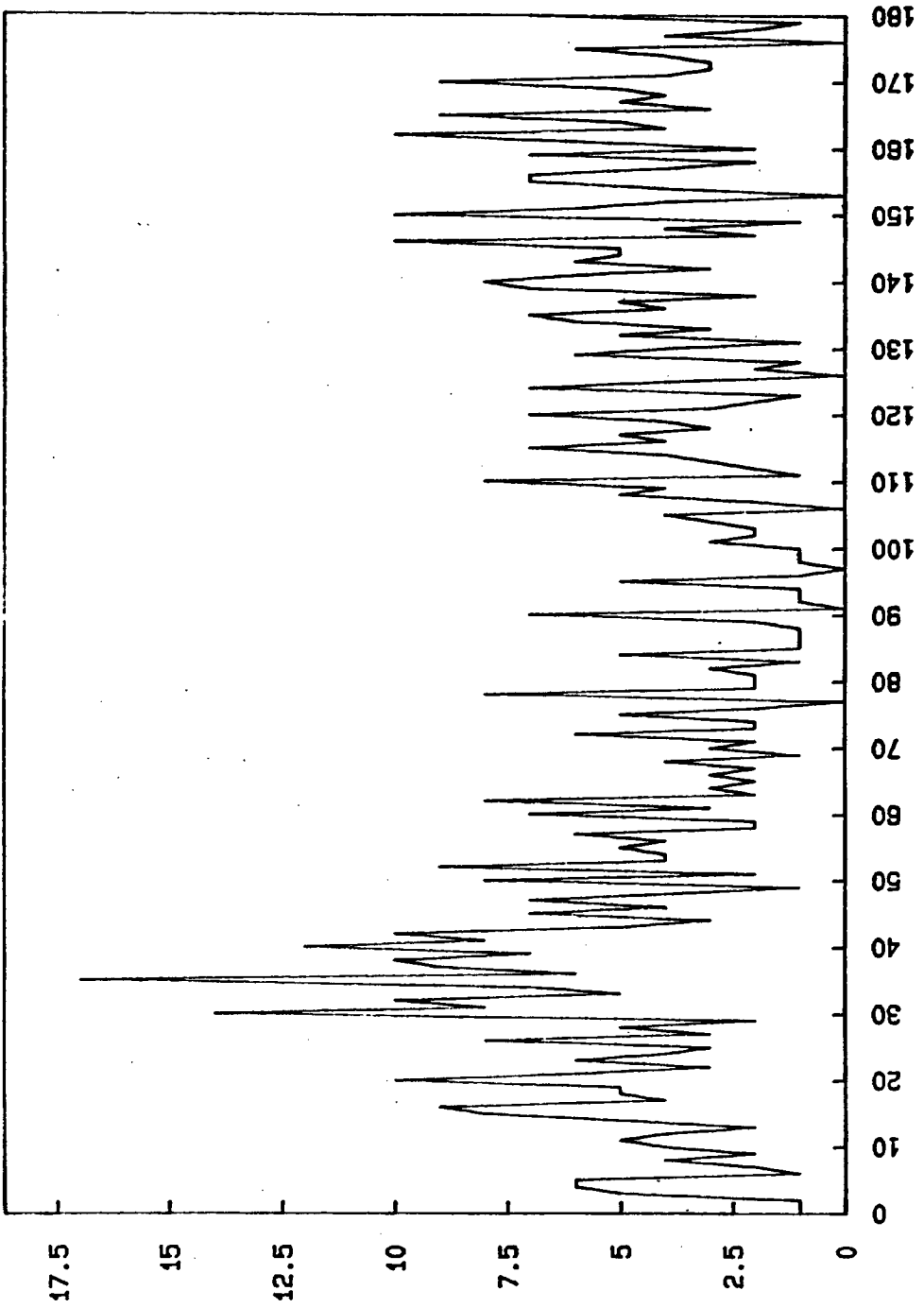
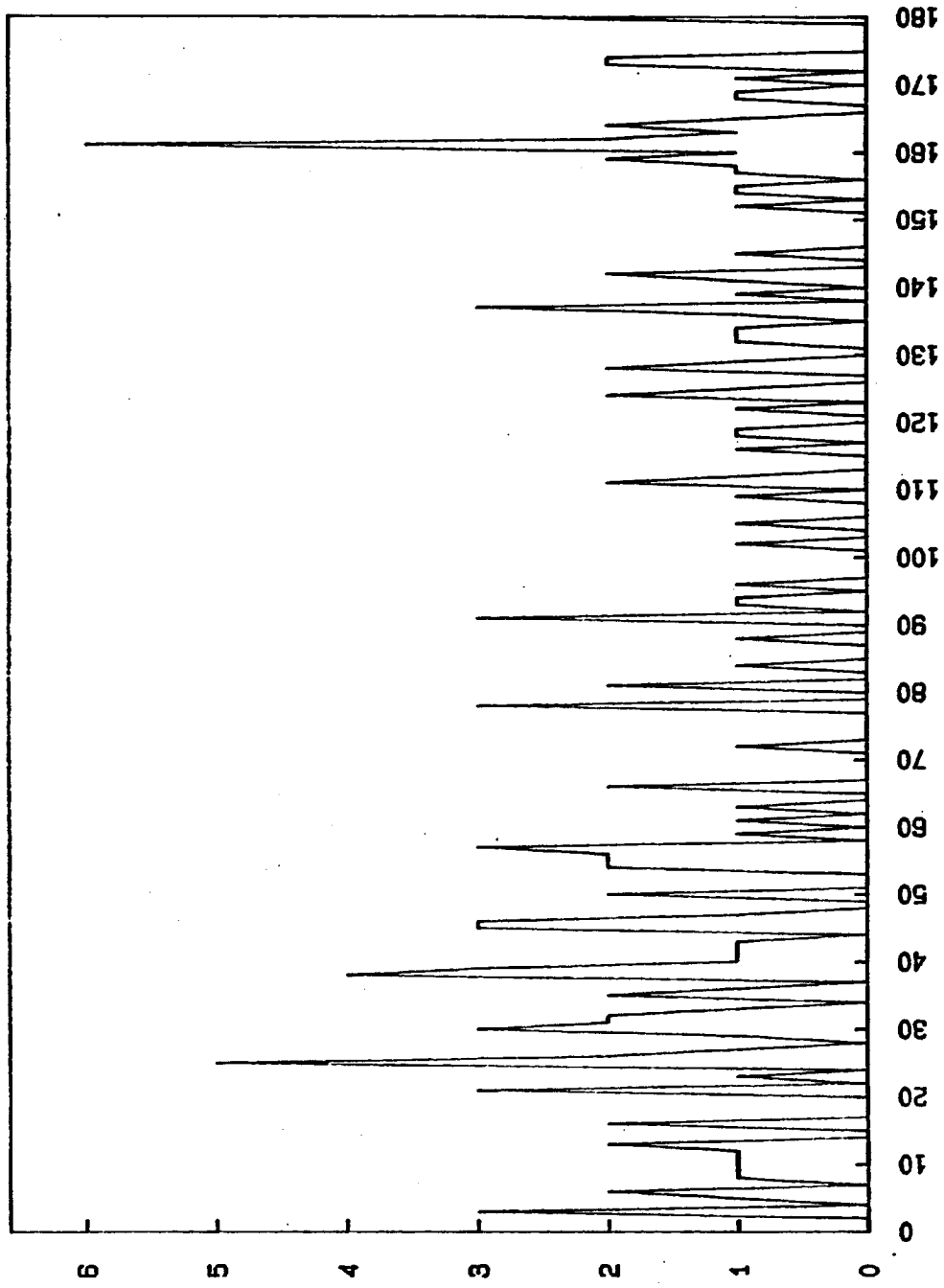
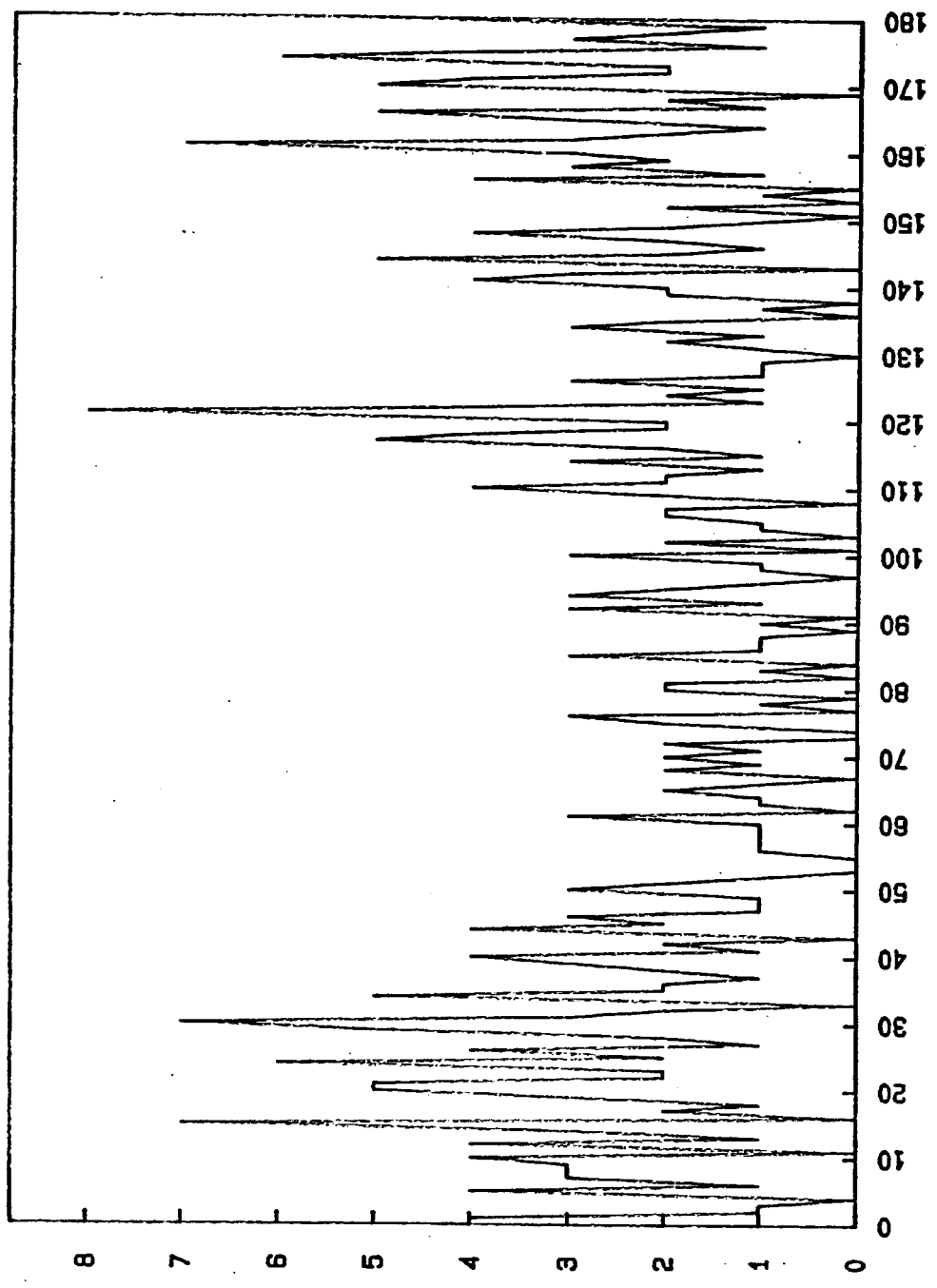


GRAFICO 3

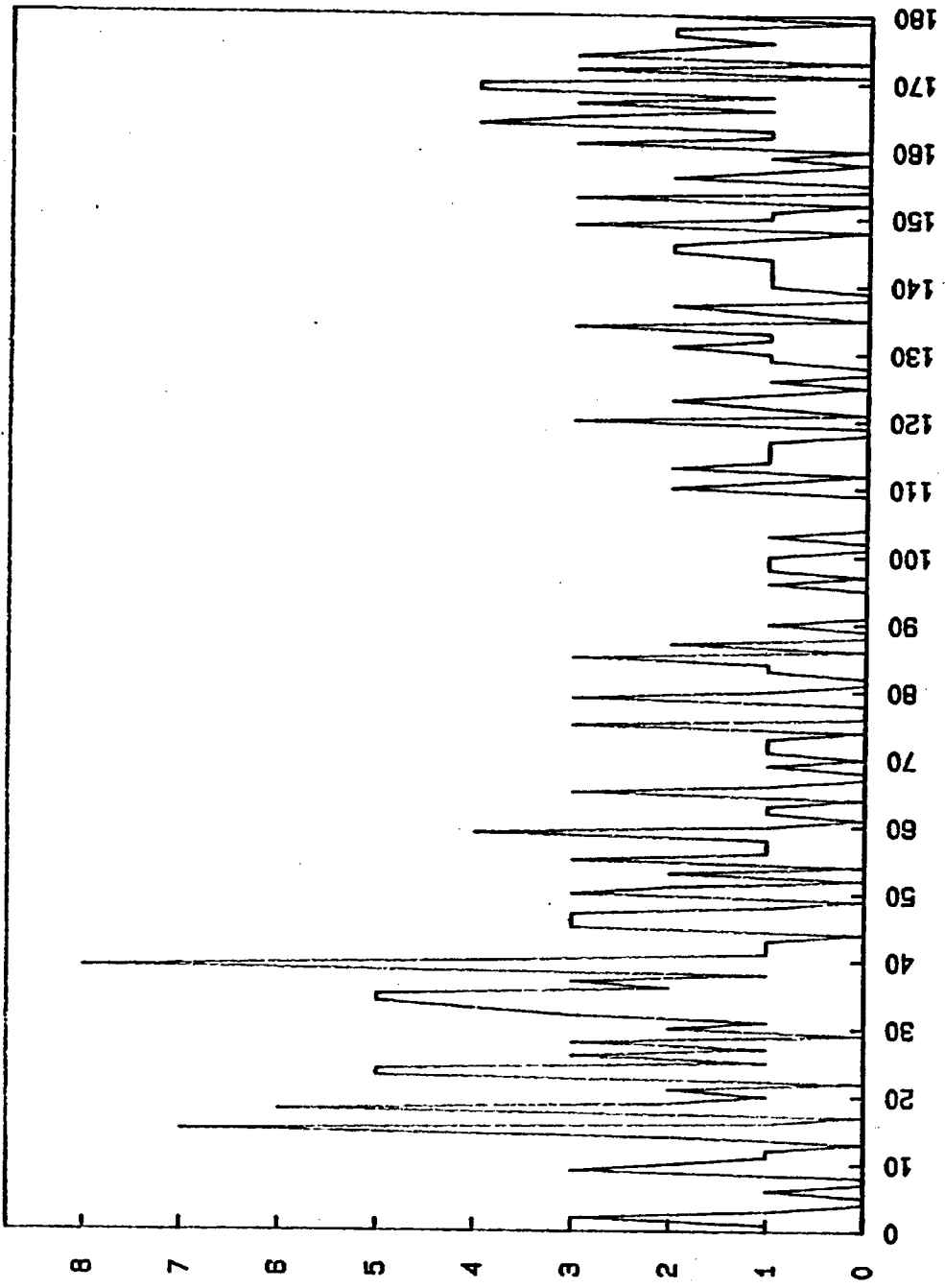
DISTRIBUCION DE FRACTURAS ZONA: MACEDA

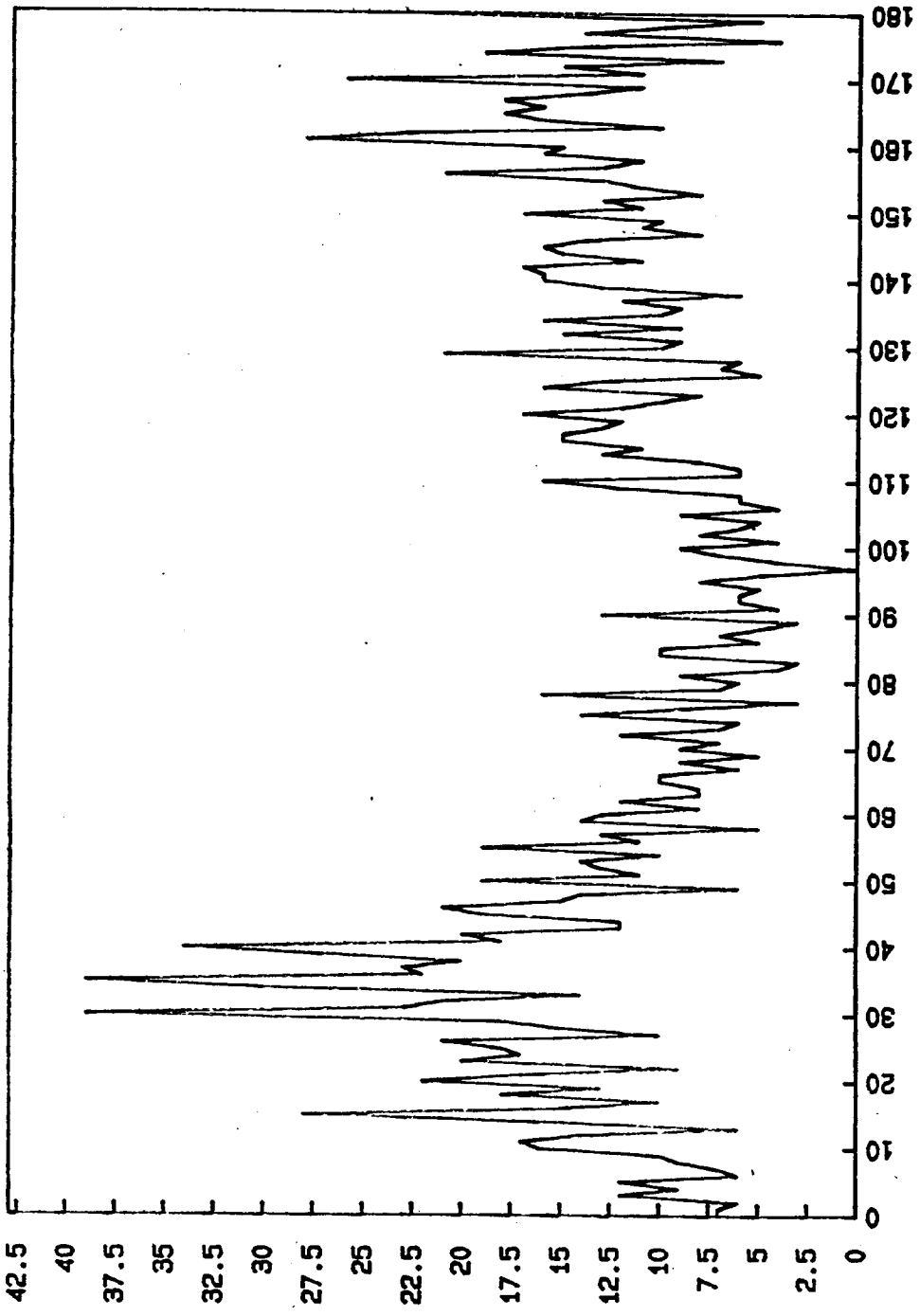


DISTRIBUCION DE FRACTURAS ZONA: RIBADAVIA



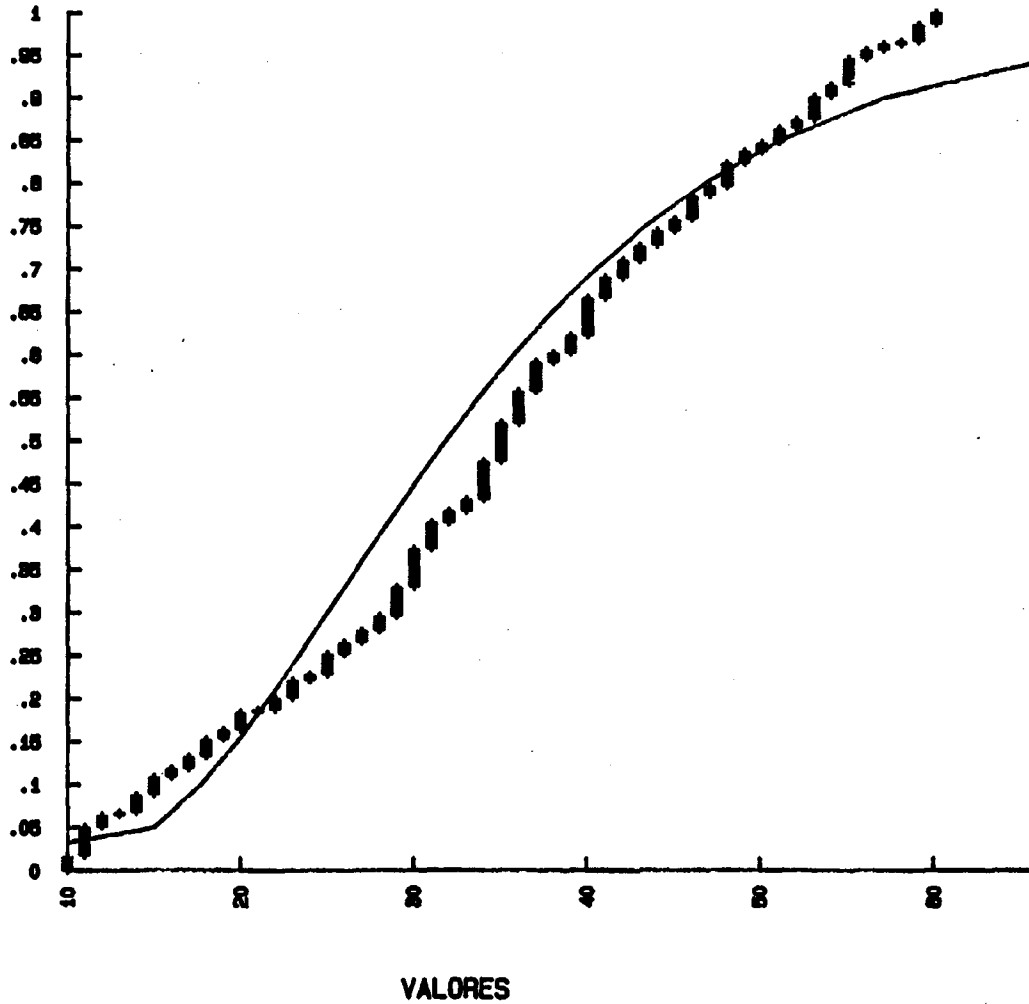
DISTRIBUCION DE FRACTURAS ZONA: JUNQUERA DE AMBIA





DISTRIBUCION DE FRACTURAS ZONA: TOTAL

PROBABILIDAD



ZONA: CARBALLINO

SET: 1

LIMITES: 10 Y 80 GRADOS

No. DE FRACTURAS=294 (40.2 o/o)

MEDIA=35

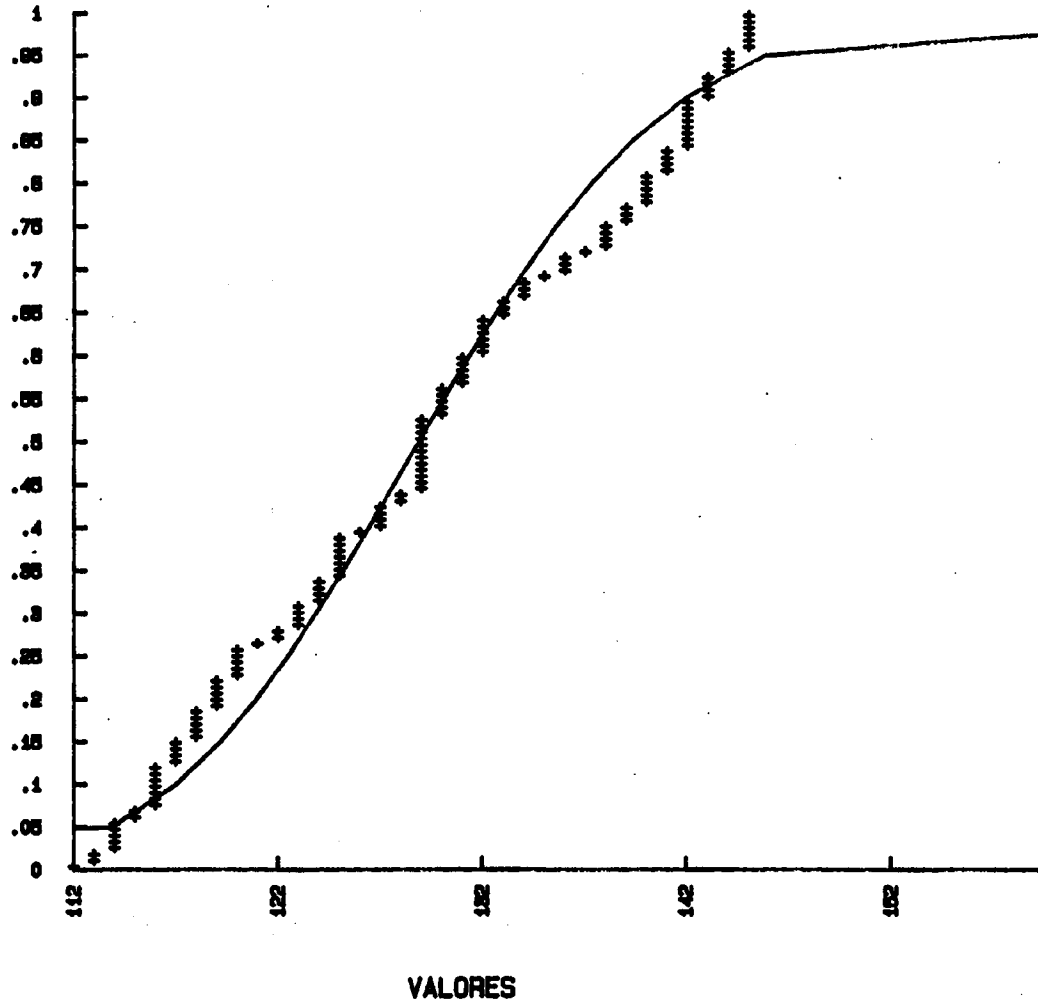
M+S=48

M-S=22

LONG. MEDIA=2011.8 (m.)

IBERGESA

PROBABILIDAD



ZONA: CARBALLINO

SET: 2

LIMITES: 111 Y 145 GRADOS

No. DE FRACTURAS=138 (18.8 o/o)

MEDIA=129

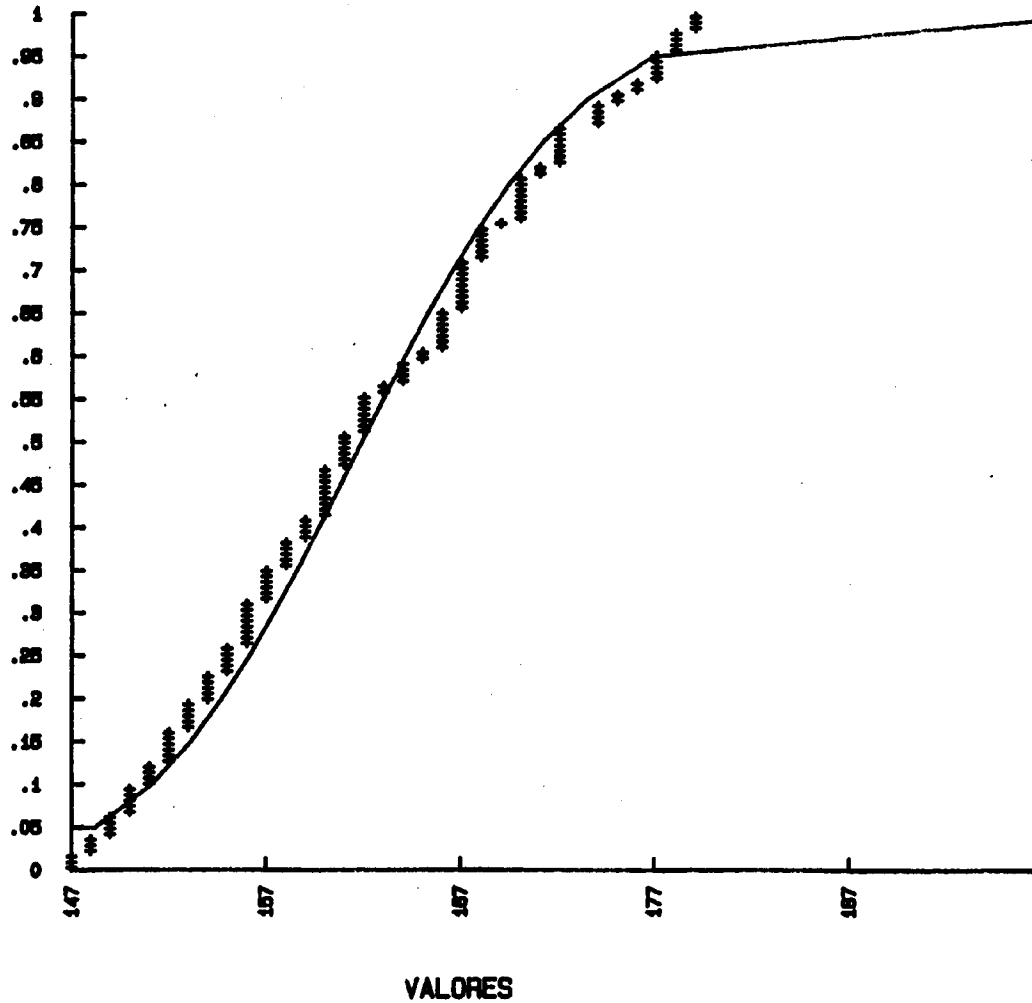
M+S=139

M-S=118

LONG. MEDIA=1508 (m.)

IBERGESA

PROBABILIDAD



ZONA: CARBALLINO

SET: 3

LIMITES: 147 Y 180 GRADOS

No. DE FRACTURAS=153 (20.9 o/o)

MEDIA=162

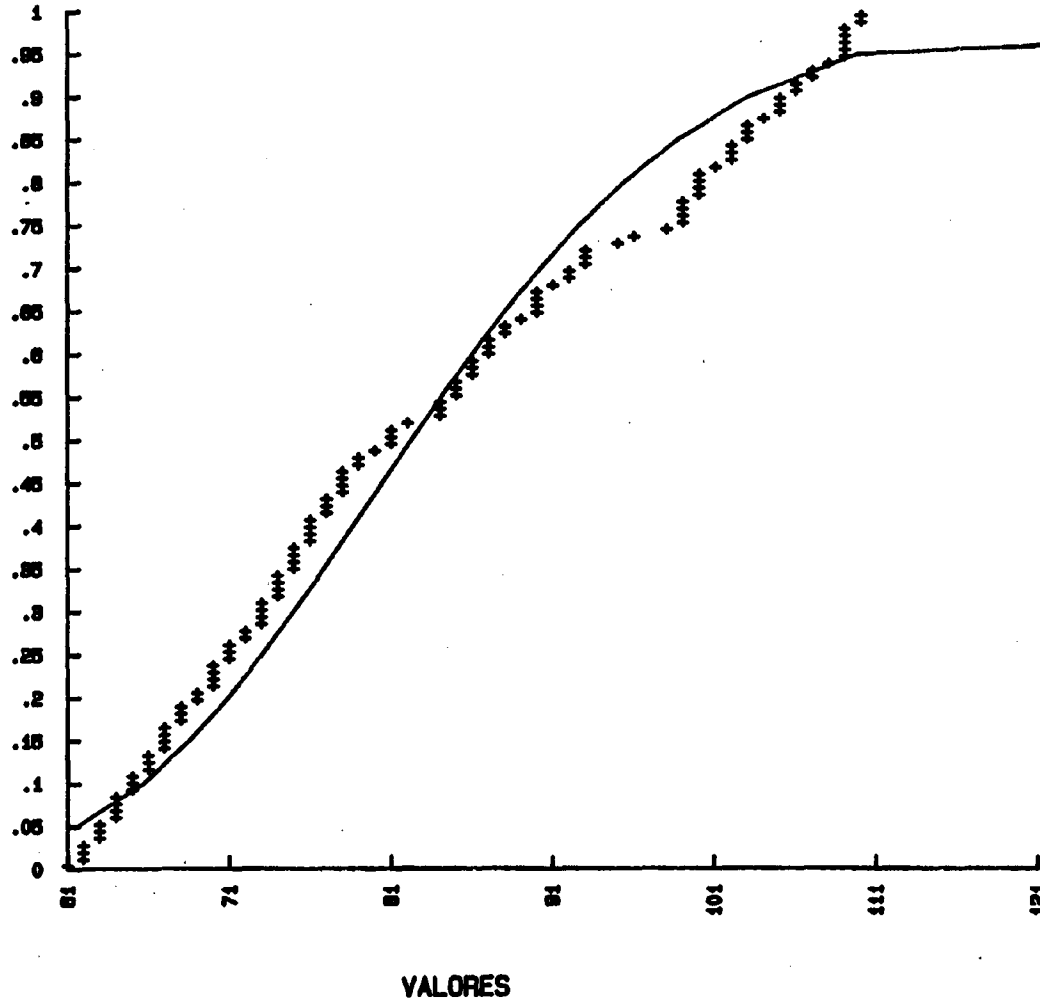
M+S=171

M-S=153

LONG. MEDIA=1625.4 (m.)

IBERGESA

PROBABILIDAD



ZONA: CARBALLINO

SET: 4

LIMITES: 61 Y 110 GRADOS

No. DE FRACTURAS=124 (18.9 o/o)

MEDIA=84

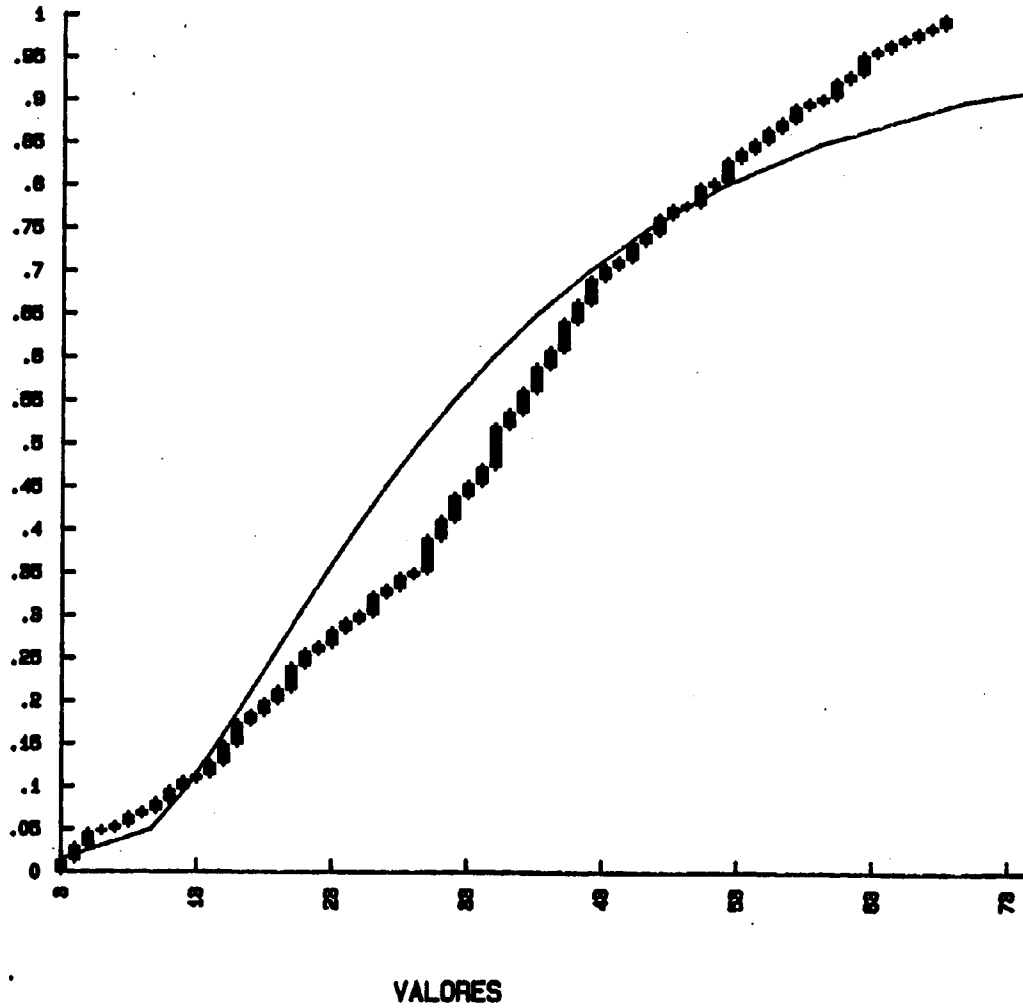
M+S=99

M-S=69

LONG. MEDIA=1541.3 (m.)

IBERGESA

PROBABILIDAD



ZONA: ORENSE

SET: 1

LIMITES: 3 Y 66 GRADOS

No. DE FRACTURAS=361 (46.6 o/o)

MEDIA=35

M+S=52

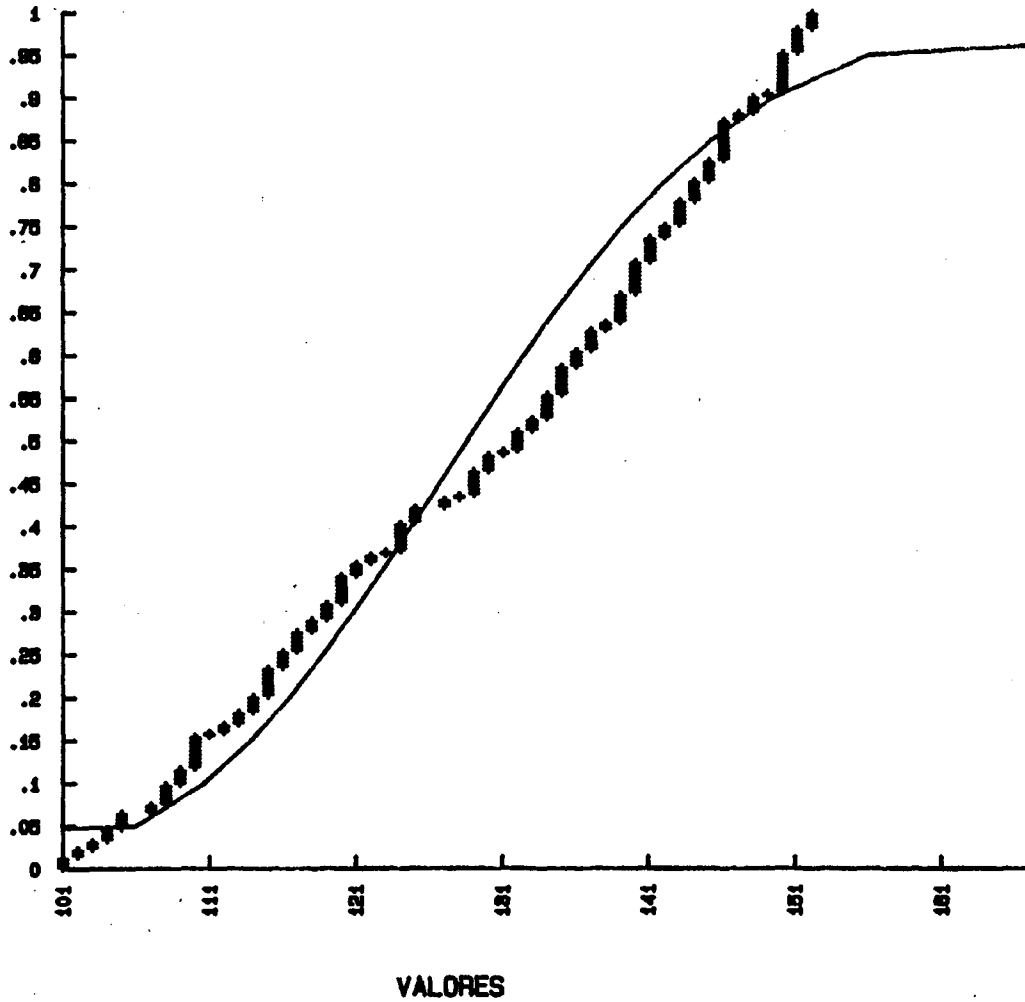
M-S=18

LONG. MEDIA=1875.3 (m.)

IBERGESA

GRAFICO II

PROBABILIDAD



ZONA: ORENSE

SET: 2

LIMITES: 101 Y 152 GRADOS

No. DE FRACTURAS-213 (27.5 o/o)

MEDIA=128

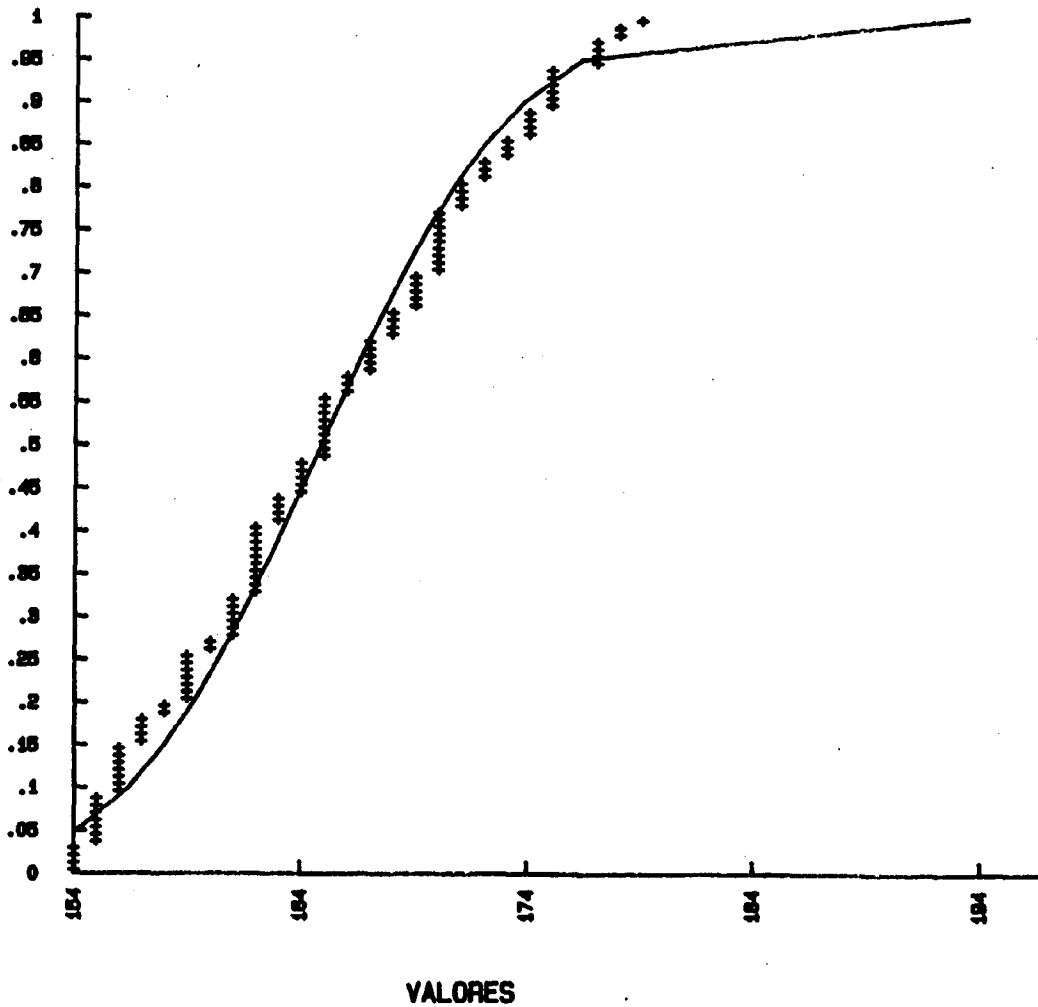
M+S=144

M-S=114

LONG. MEDIA=1845.3 (m.)

IBERGESA

PROBABILIDAD



ZONA: ORENSE

SET: 3

LIMITES: 154 Y 180 GRADOS

No. DE FRACTURAS=120 (15.5 o/o)

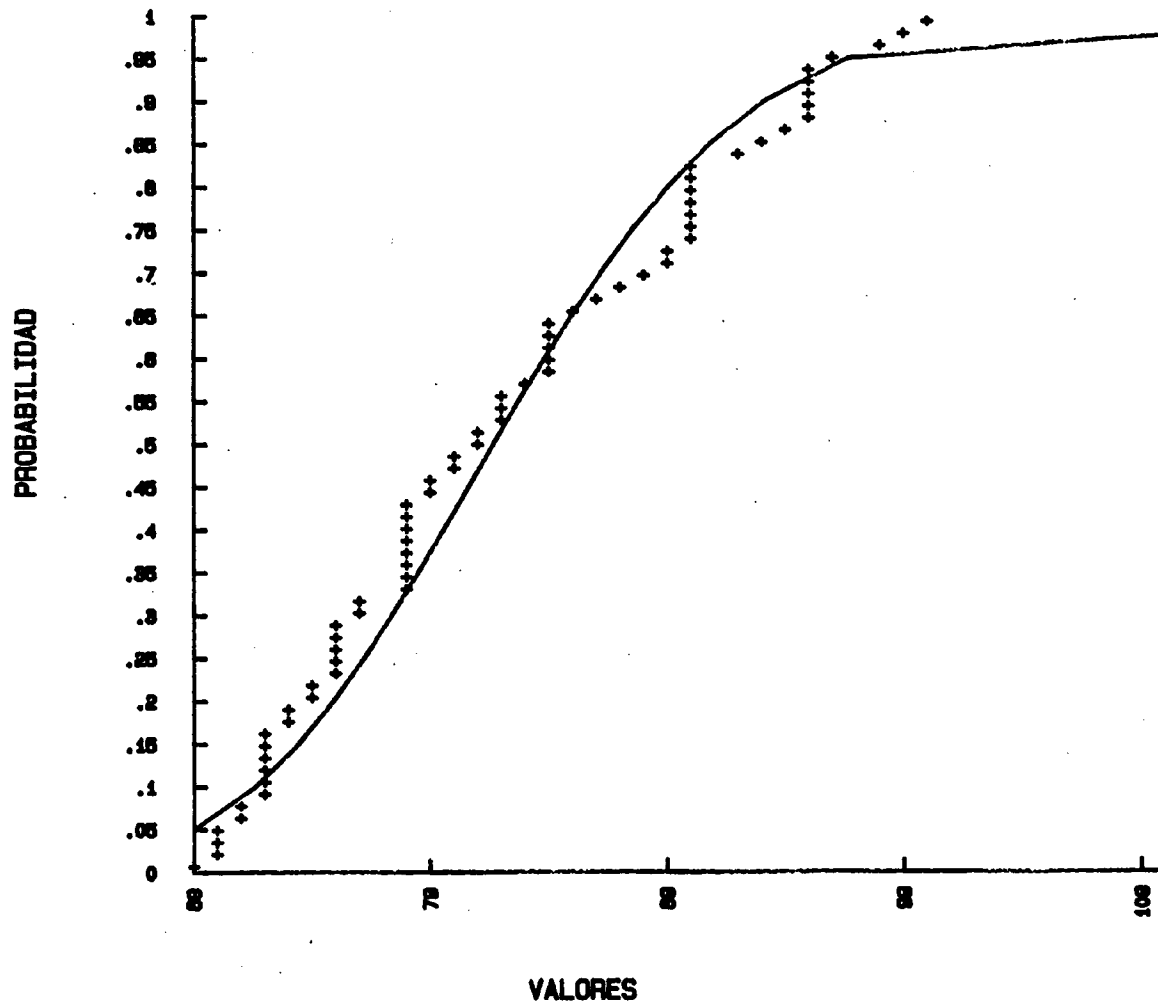
MEDIA=185

N+S=172

N-S=158

LONG. MEDIA=1623.5 (m.)

IBERGESA



ZONA: ORENSE

SET: 4

LIMITES: 89 Y 100 GRADOS

No. DE FRACTURAS=71 (9.1 o/o)

MEDIA=82

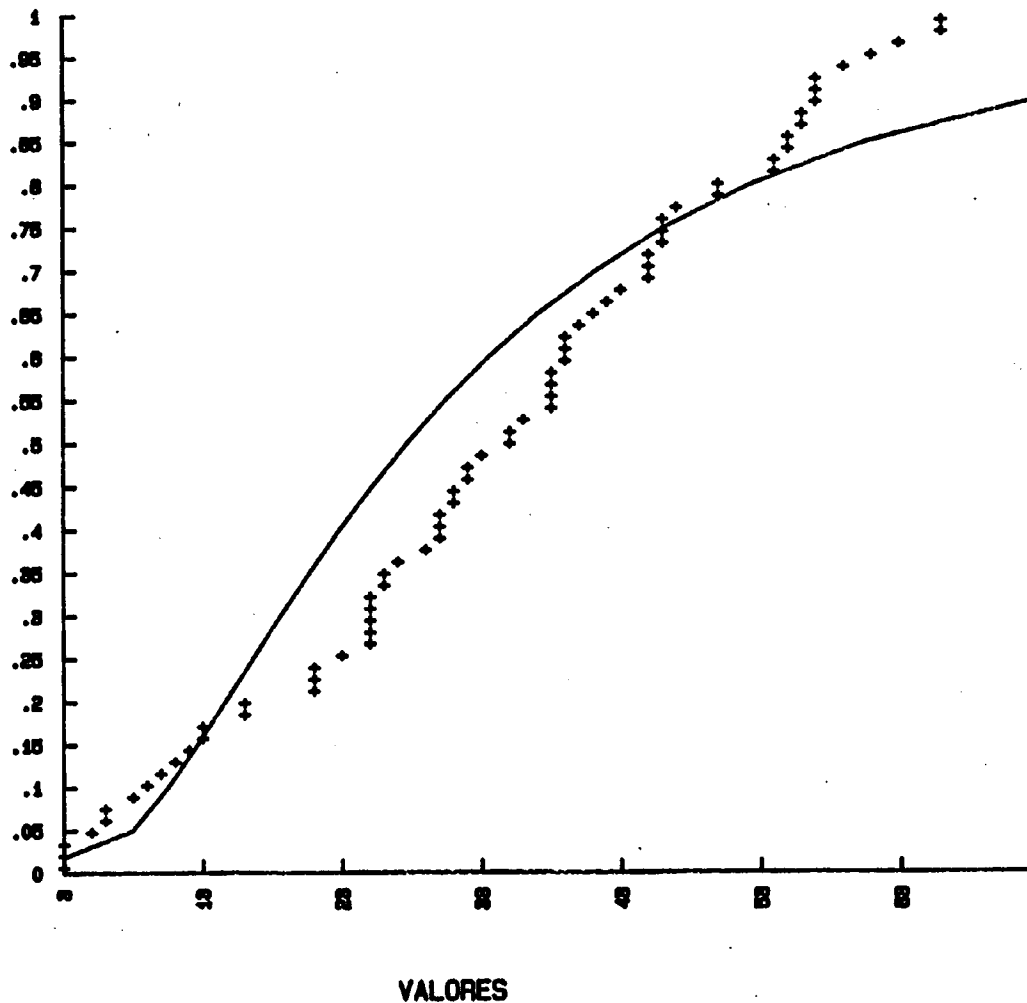
M+S=81

M-S=73

LONG. MEDIA=1325.1 (m.)

IBERGESA

PROBABILIDAD



ZONA: MACEDA

SET: 1

LIMITES: 3 Y 88 GRADOS

No. DE FRACTURAS=73 (50.3 o/o)

MEDIA=34

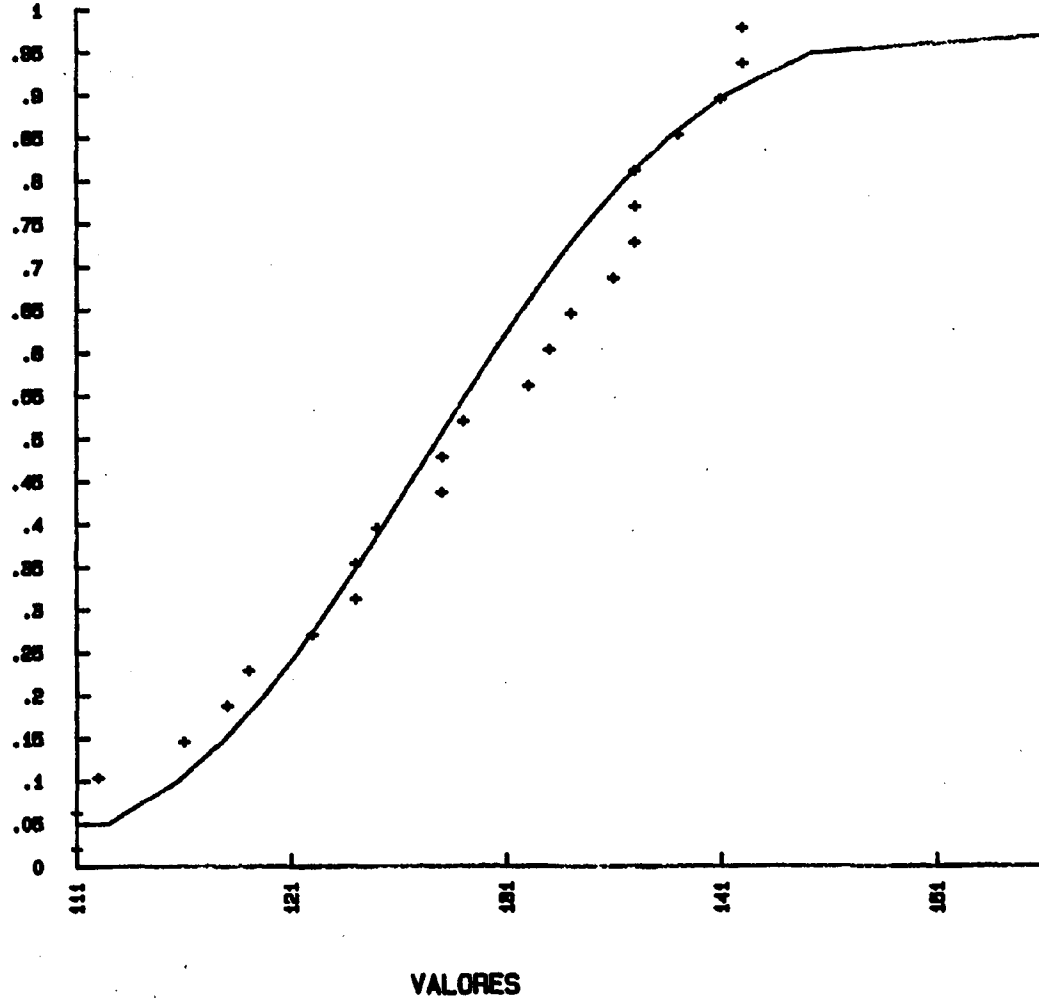
M+S=51

M-S=17

LONG. MEDIA=1235.5 (m.)

IBERGESA

PROBABILIDAD



ZONA: MACEDA

SET: 2

LIMITES: 111 Y 142 GRADOS

No. DE FRACTURAS=24 (18.5 o/o)

MEDIA=128

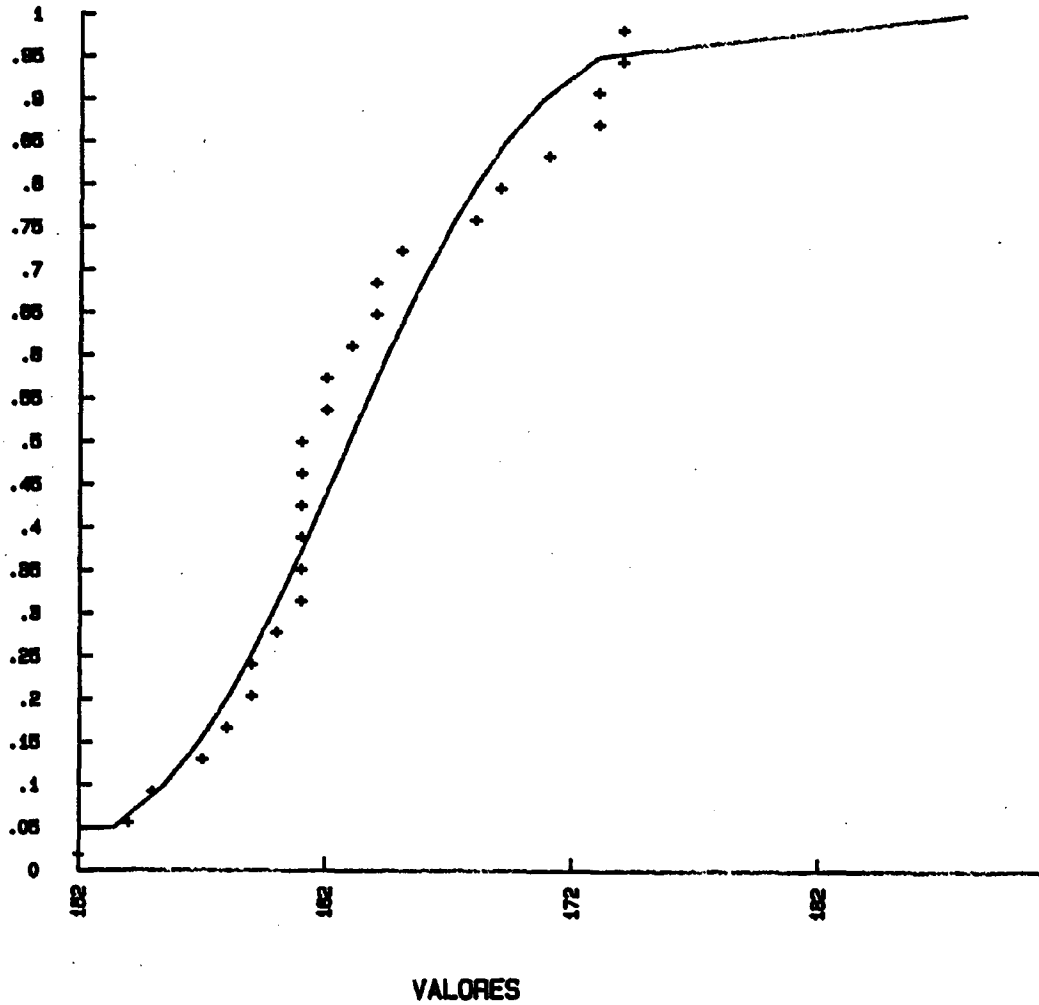
H+S=138

H-S=118

LONG. MEDIA=1087.7 (m.)

IBERGESA

PROBABILIDAD



ZONA: MACEDA

SET: 3

LIMITES: 152 Y 174 GRADOS

No. DE FRACTURAS=27 (16.6 o/o)

MEDIA=163

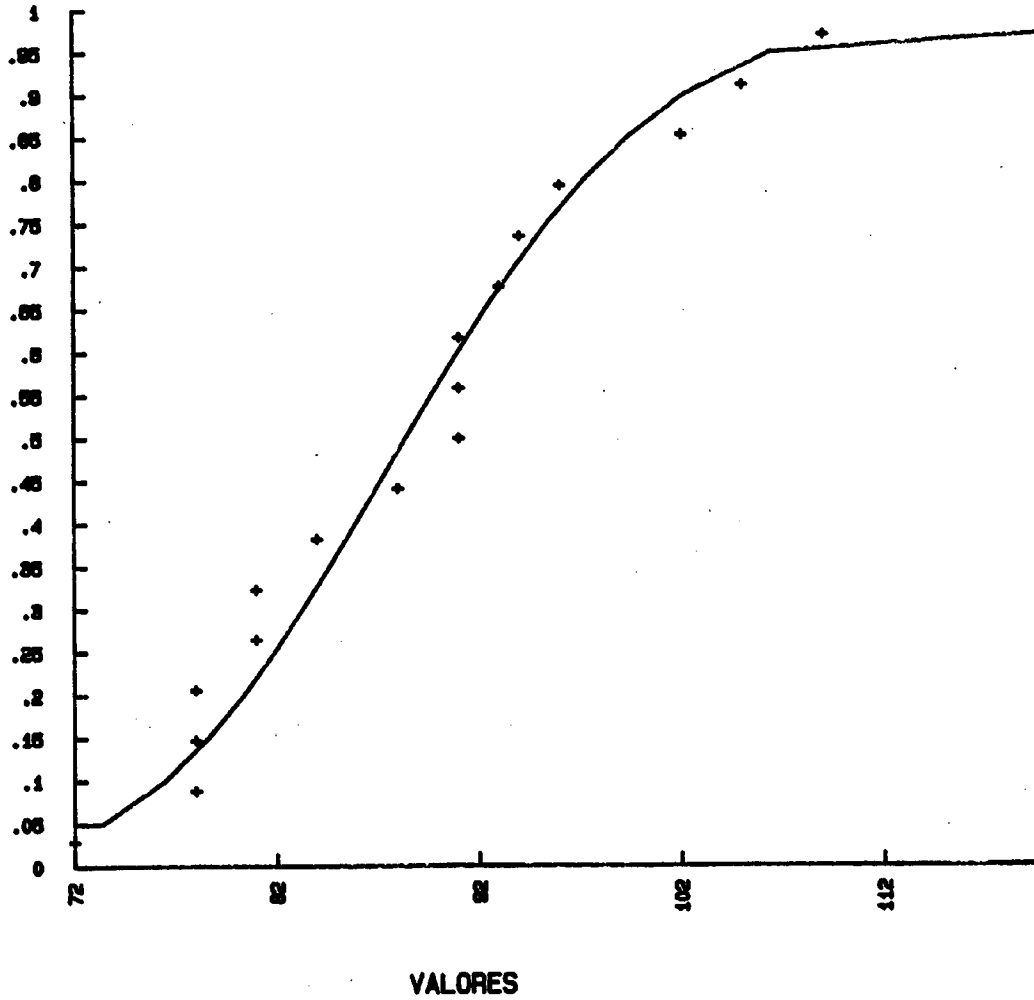
M+S=169

M-S=157

LONG. MEDIA=1310.7 (m.)

IBERGESA

PROBABILIDAD



ZONA: MACEDA

SET: 4

LIMITES: 87 Y 110 GRADOS

No. DE FRACTURAS-17 (11.7 o/o)

MEDIA-88

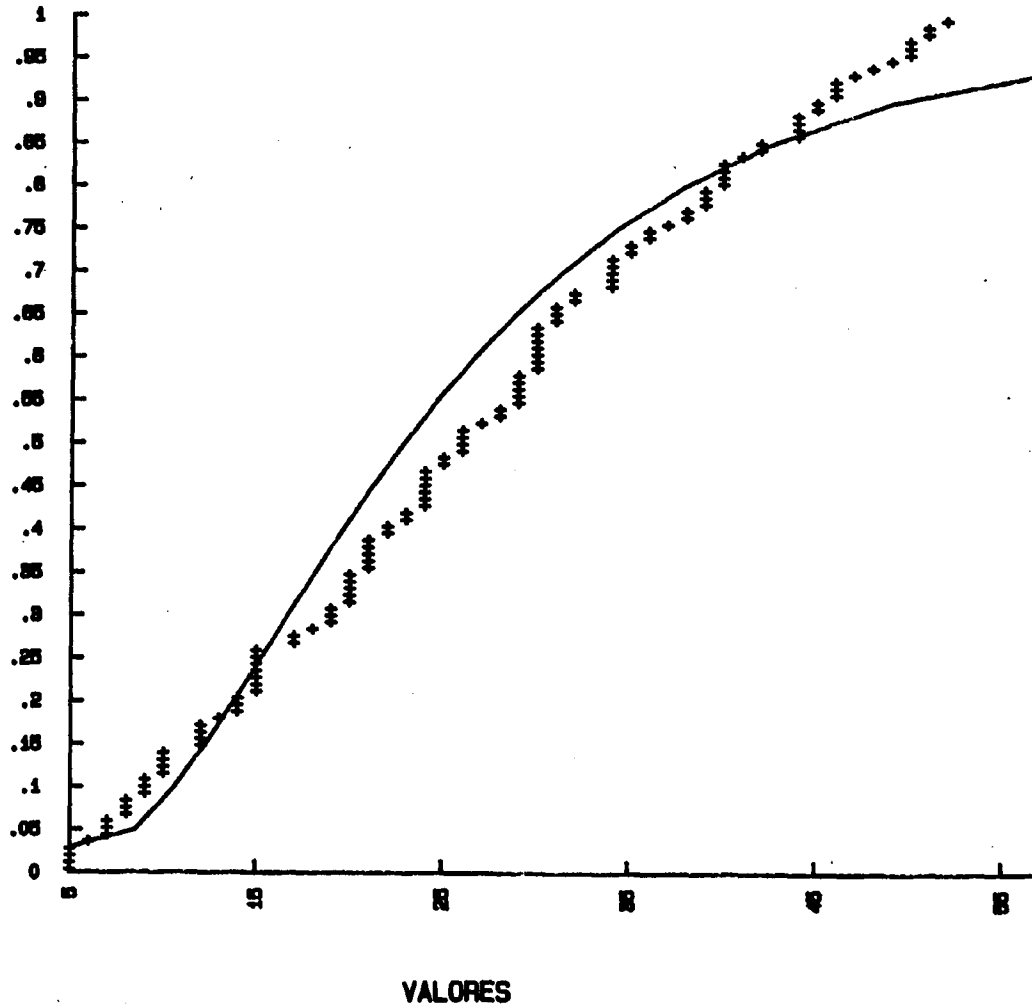
M+S-88

M-S-78

LONG. MEDIA-1419.5 (m.)

IBERGESA

PROBABILIDAD



ZONA: RIBADAVIA

SET: 1

LIMITES: 5 Y 52 GRADOS

No. DE FRACTURAS=125 (34.9 o/o)

MEDIA=27

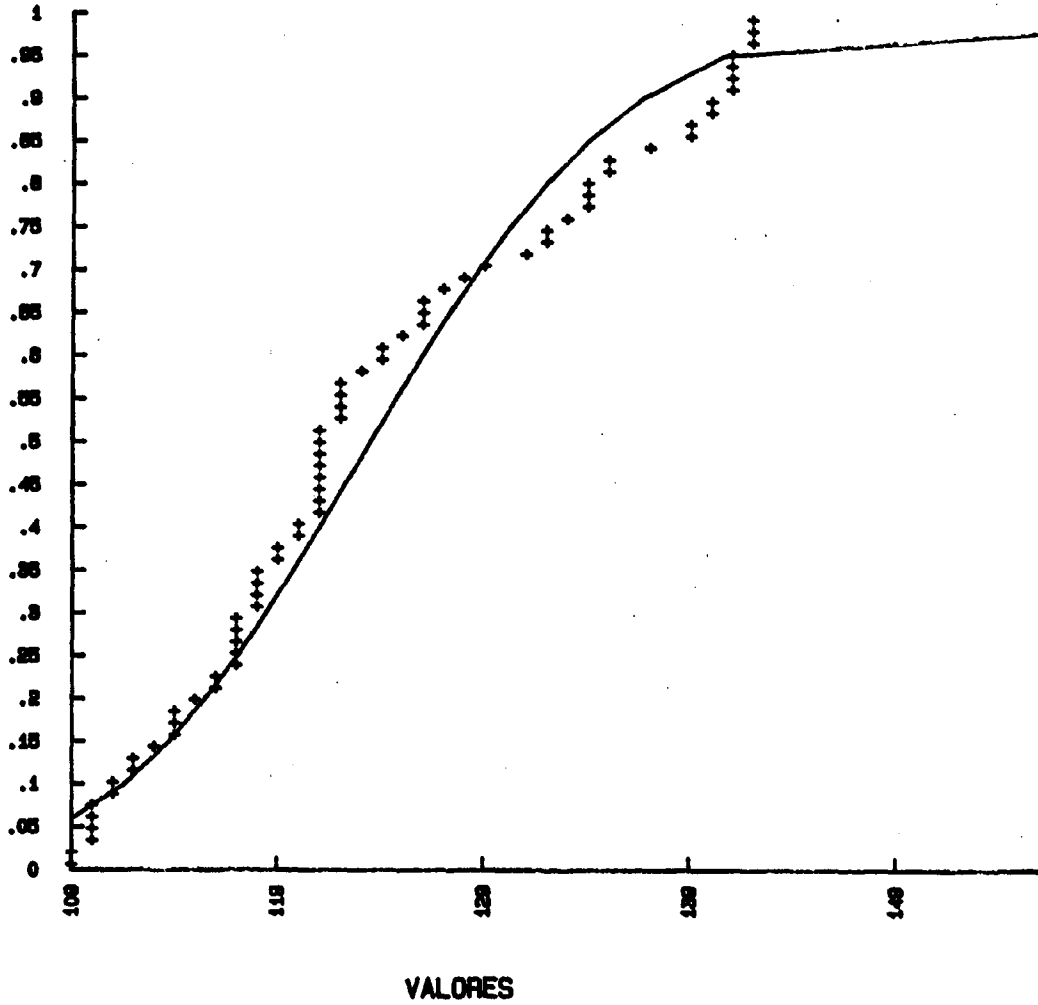
M+S=40

M-S=14

LONG. MEDIA=1948 (m.)

IBERGESA

PROBABILIDAD



ZONA: RIBADAVIA

SET: 2

LIMITES: 109 Y 142 GRADOS

No. DE FRACTURAS=73 (20.3 o/o)

MEDIA=124

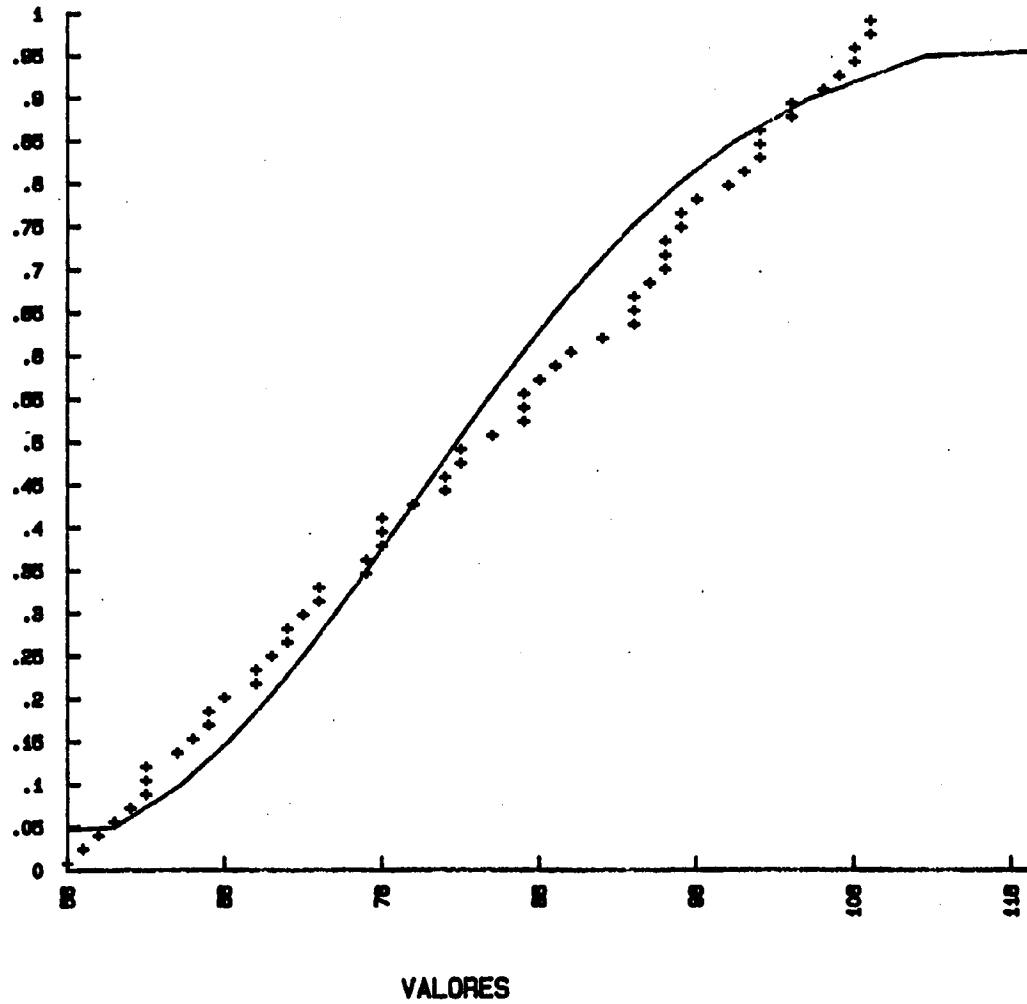
M+S=134

M-S=114

LONG. MEDIA=1570.9 (m.)

IBERGESA

PROBABILIDAD



ZONA: RIBADAVIA

SET: 4

LIMITES: 53 Y 108 GRADOS

No. DE FRACTURAS-82 (17.3 o/o)

MEDIA-82

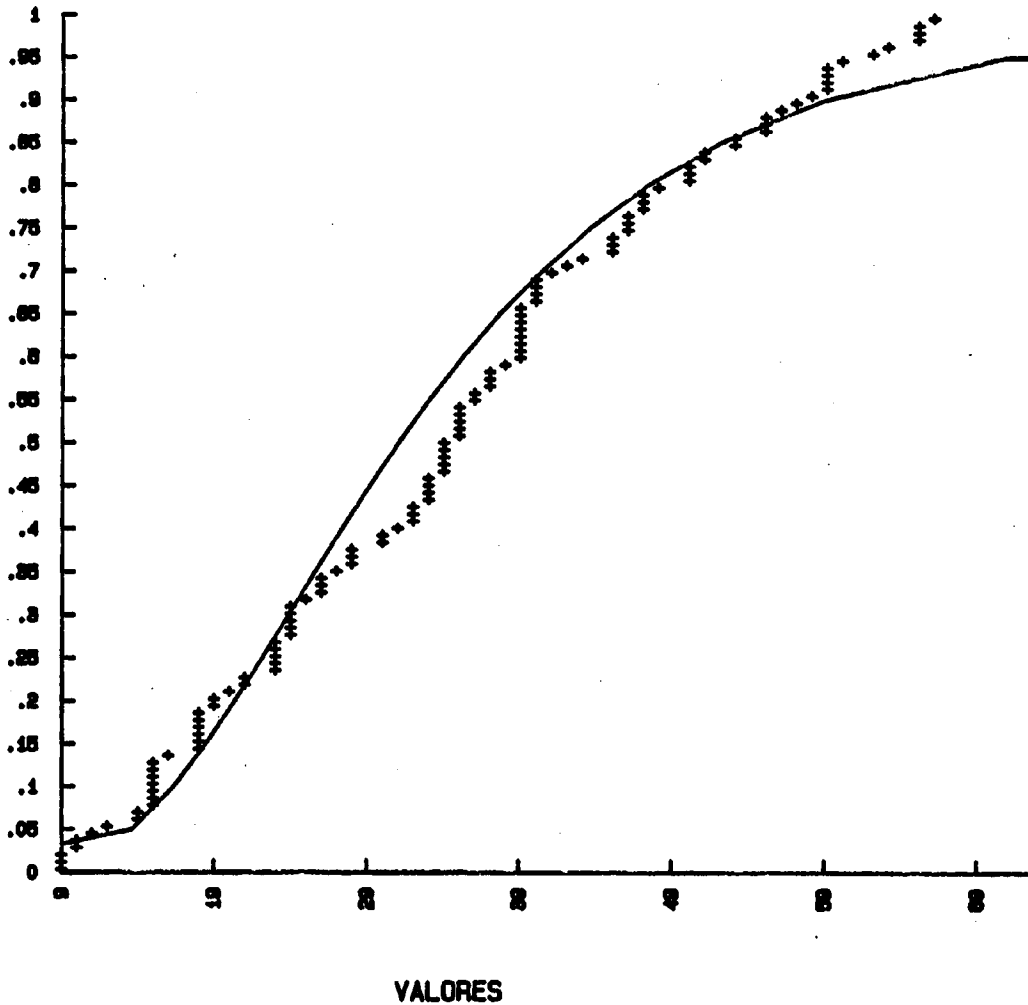
H+S-87

H-S-87

LONG. MEDIA-1778.7 (m.)

IBERGESA

PROBABILIDAD



ZONA: JUNQUERA DE AMBIA

SET: 1

LIMITES: 9 Y 86 GRADOS

No. DE FRACTURAS=121 (50 o/o)

MEDIA=35

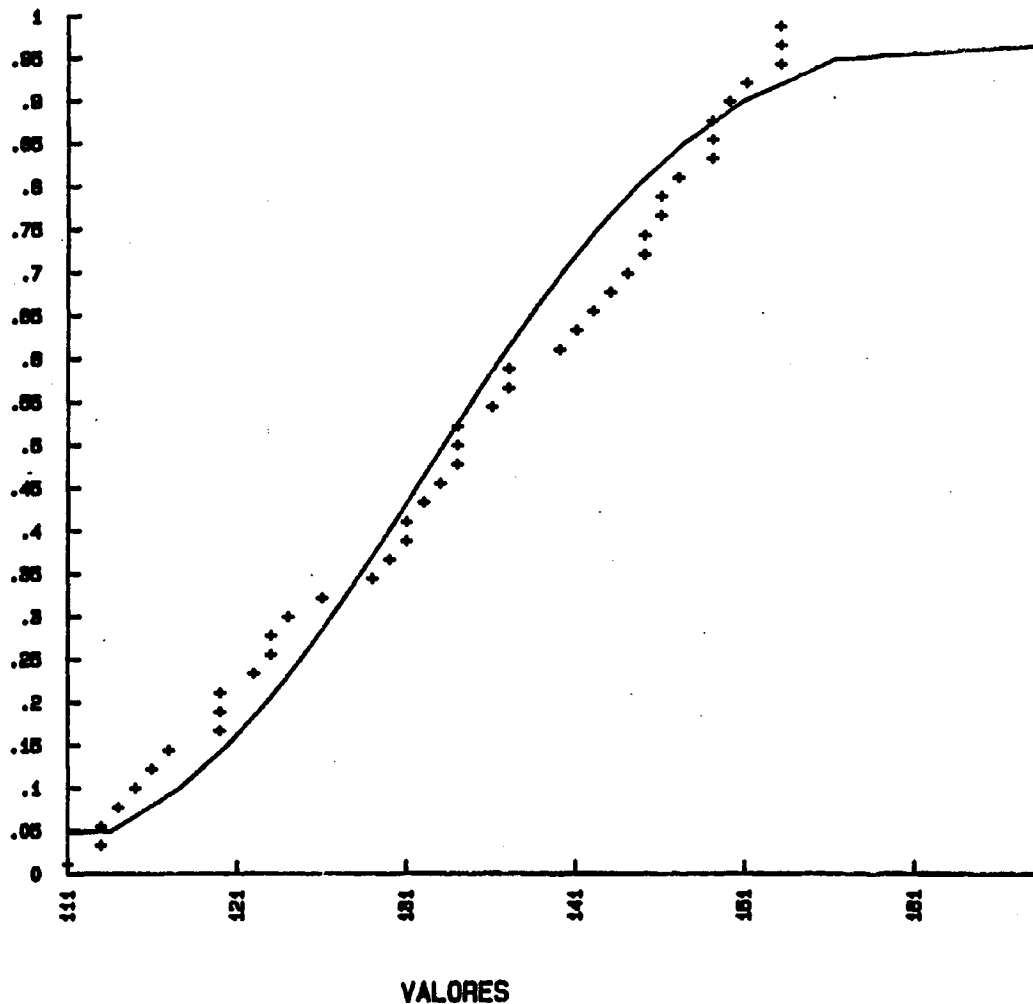
M+S=50

M-S=20

LONG. MEDIA=1487.7 (m.)

IBERGESA

PROBABILIDAD



ZONA: JUNQUERA DE AMBIA

SET: 2

LIMITES: 111 Y 153 GRADOS

No. DE FRACTURAS=45 (18.5 o/o)

MEDIA=134

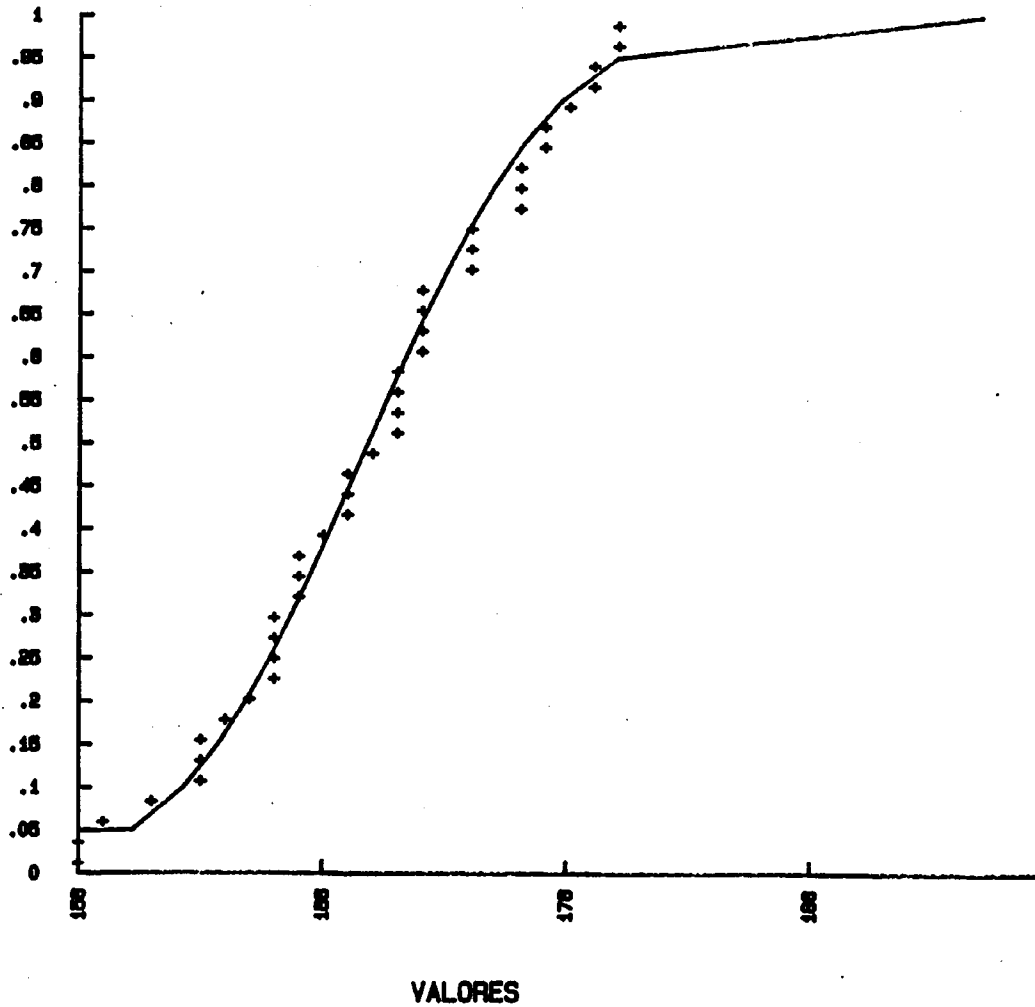
M+S=147

M-S=121

LONG. MEDIA=1219.3 (m.)

IBERGESA

PROBABILIDAD



ZONA: JUNQUERA DE AMBIA

SET: 3

LIMITES: 158 Y 183 GRADOS

No. DE FRACTURAS=42 (17.3 o/o)

MEDIA=168

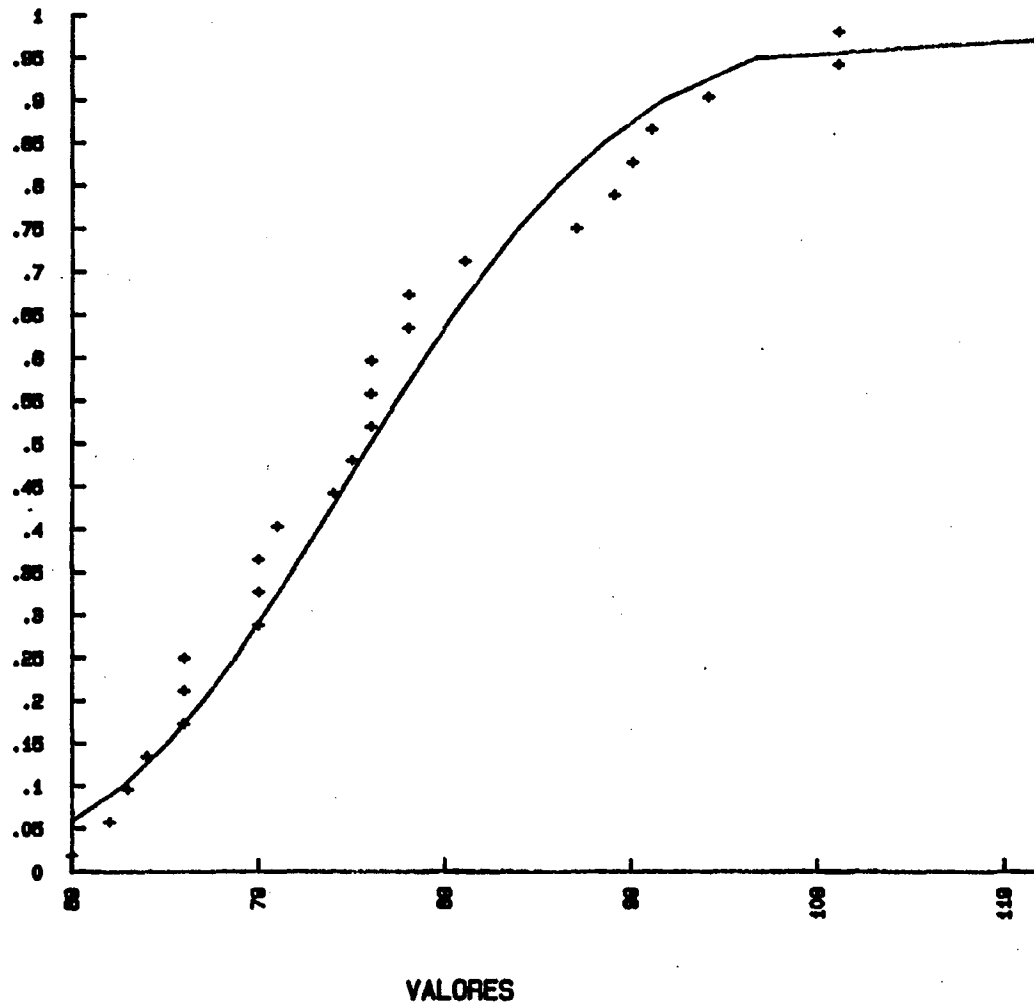
M+S=174

M-S=162

LONG. MEDIA=1242.7 (m.)

IBERGESA

PROBABILIDAD



ZONA: JUNQUERA DE AMBIA

SET: 4

LIMITES: 67 Y 110 GRADOS

No. DE FRACTURAS=28 (10.7 o/o)

MEDIA=88

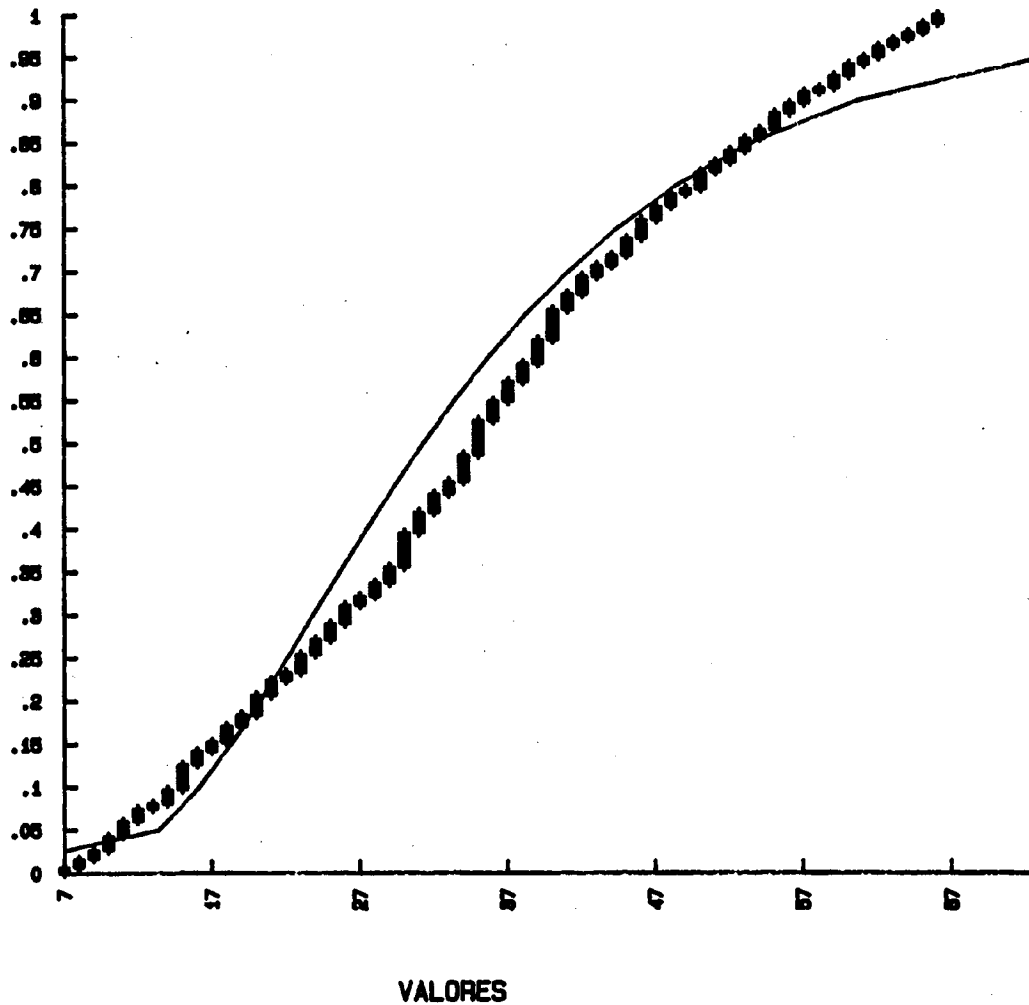
M+S=98

M-S=74

LONG. MEDIA=1475.3 (m.)

IBERGESA

PROBABILIDAD



ZONA: TOTAL

SET: 1

LIMITES: 7 Y 66 GRADOS

No. DE FRACTURAS-979 (49.2 o/o)

MEDIA-36

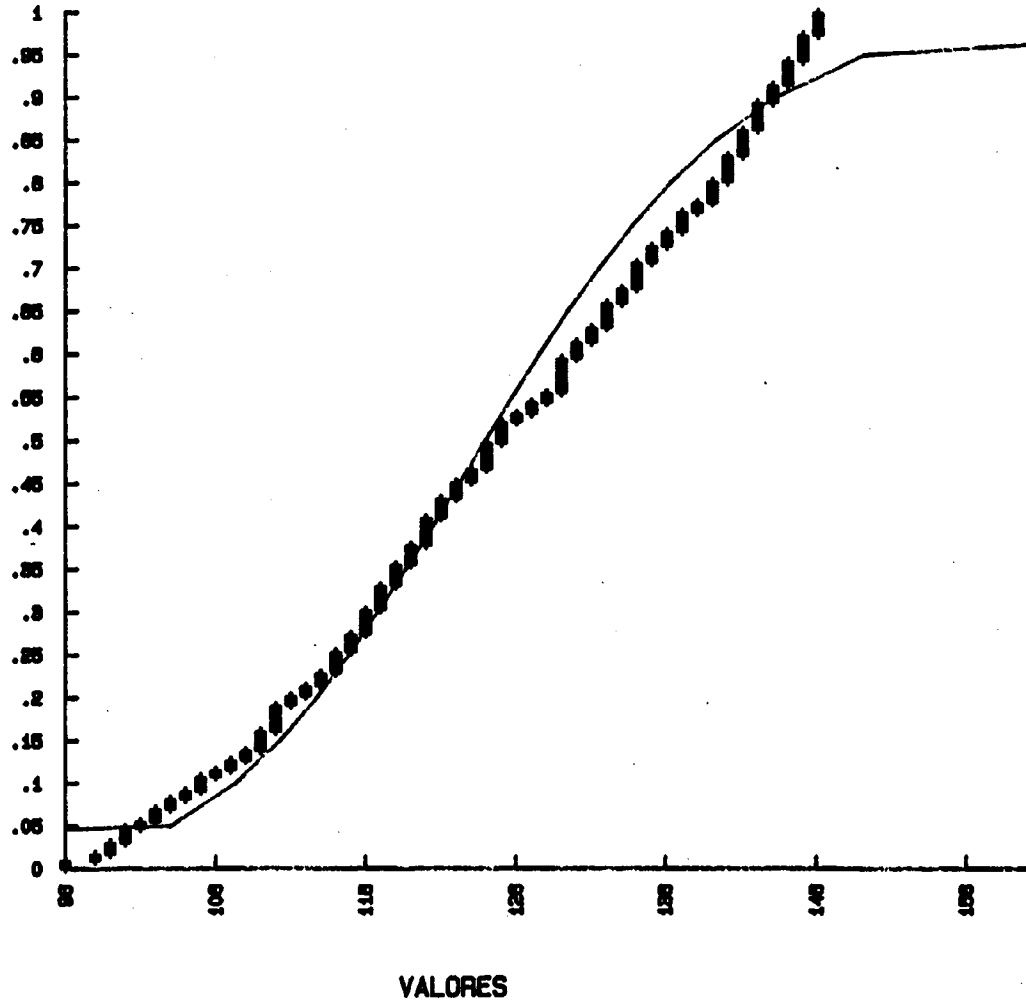
H+S-50

H-S-20

LONG. MEDIA-1788.6 (m.)

IBERGESA

PROBABILIDAD



ZONA: TOTAL

SET: 2

LIMITES: 98 Y 148 GRADOS

No. DE FRACTURAS=529 (23.5 o/o)

MEDIA=125

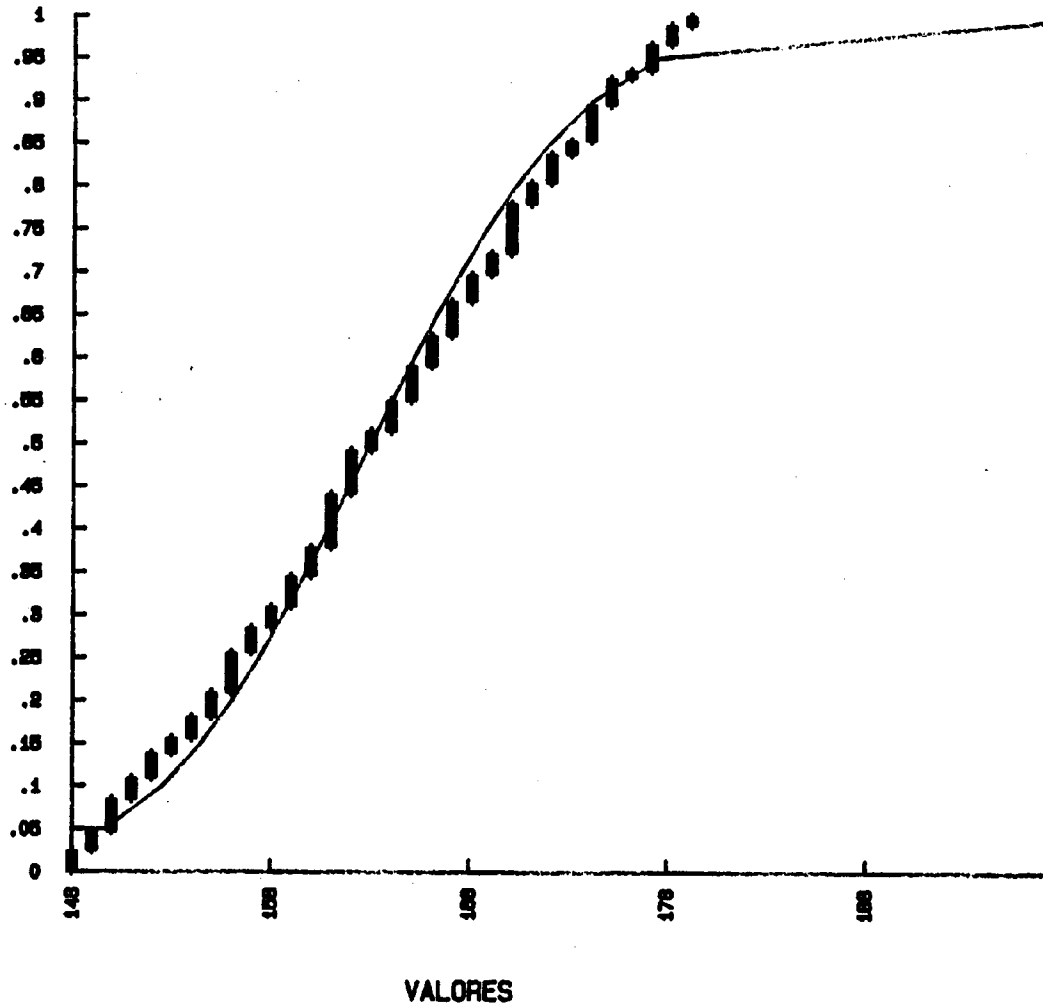
M+S=139

M-S=111

LONG. MEDIA=1548.2 (m.)

IBERGESA

PROBABILIDAD



ZONA: TOTAL

SET: 3

LIMITES: 148 Y 188 GRADOS

No. DE FRACTURAS=448 (19.8 o/o)

MEDIA=163

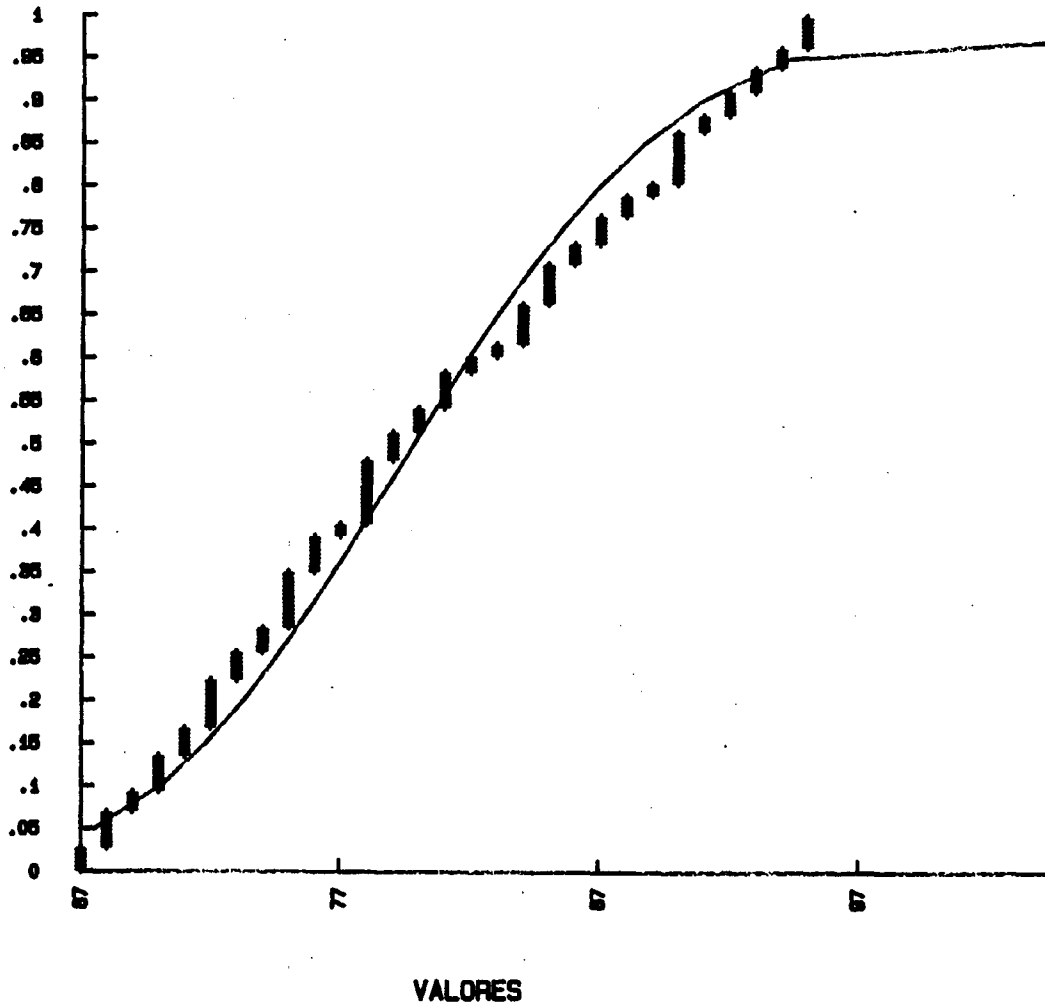
M+S=171

M-S=155

LONG. MEDIA=1607.5 (m.)

IBERGESA

PROBABILIDAD



ZONA: TOTAL

SET: 4

LIMITES: 67 Y 95 GRADOS

No. DE FRACTURAS-214 (9.5 o/o)

MEDIA=80

M+S=88

M-S=72

LONG. MEDIA=1449.7 (m.)

IBERGESA

4. GEOQUIMICA

4.1. HIDROQUIMICA

La prospección geoquímica de la zona se ha basado en el análisis químico de 36 puntos con implicaciones termales (anexo 3) 275 puntos de agua fría (anexo 4) que han servido de malla básica para el establecimiento de los fondos regionales y la de limitación de anomalías geotérmicas por métodos geoquímicos (capítulo 4.5).

4.1.2. HIDROQUIMICA DE LAS AGUAS FRIAS DE INFILTRACION RECIENTE

Las aguas frías de la zona, pertenecientes a los pozos someros y manantiales muestreados para establecer la malla hidroquímica básica, poseen una serie de características químicas generalizadas que deben tenerse en cuenta a la hora de la interpretación general:

- Baja mineralización: Los valores de conductividad oscilan entre 50 y 900 μScm^{-1} , con un valor medio de 160 μScm^{-1} .
- Ph ácidos. Oscilan entre 4,5 y 7,5 con 5,3 de valor medio.
- Bajo el punto de vista del contenido aniónico, las aguas son mayoritariamente cloruradas o clorurado-bicarbonatadas. Es muy frecuente la contaminación por nitratos, de manera que estos pueden representar del 10 al 35% del contenido aniónico.
- El catión dominante es el Na^+ (40-80%) con proporciones muy semejantes de Mg^{++} y Ca^{++} .
- Existen una cierta correlación entre incremento de K^+ e incremento de NO_3^- .

Todos los criterios conducen por tanto a suponer que se trata de agua de lluvia de un origen marino muy próximo (como en realidad corresponde a su situación geográfica), y cortos tiempos de residencia dada su composición química y sobre todo su pH, cuyos valores ácidos adquiridos por el CO_2 libre atmosférico aún no se han equilibrado con bicarbonatos. Es frecuente la contaminación por fertilizantes, que originan incrementos paralelos de NO_3^- y K^+ y a la vez relativamente importantes contenidos de estos iones en el total de sólidos disueltos.

4.1.2. HIDROQUIMICA DE LAS AGUAS TERMALES

Las aguas termales, cuyo quimismo ha de corresponder con el de las aguas de infiltración, debidamente transformado por su mayor tiempo de residencia y contacto con la roca a mayor temperatura, se caracteriza por los siguientes caracteres distintivos respecto a los anteriores:

- Mayor conductividad: valores comprendidos entre 190 y 1.140 μScm^{-1} con una media de 650 μScm^{-1} .
- pH neutros y básicos. Oscilan entre 7.0 y 9.2 con 7.9 de valor medio.

- Las aguas son siempre bicarbonatadas, o bicarbonatado-fluoruradas, dado que el ión F^- es el segundo en importancia en la fórmula aniónica. Los nitratos son inferiores siempre a 5 ppm (<1%).
- El catión dominante sigue siendo el Na^+ , aunque con porcentajes mayoritarios todavía más elevados que en el caso de las frías (75-92%).
- Presencia de indicadores termales absolutos: SiO_2 , B, F y relativos (incrementos de Na, escaso Ca y Mg, etc.).

Las características distintivas entre ambos tipos de aguas son lo suficientemente representativas como para intentar abordar la búsqueda de anomalías geotérmicas en base a estas mismas diferencias.

4.2. ESTUDIO ISOTOPICO

4.2.1. ISOTOPOS ESTABLES

El ajuste de la correlación D-O¹⁸ para las aguas meteoricas locales se ha llevado a cabo con 9 muestras de lluvia distribuidas a lo largo y ancho de la zona en función de las tres coordenadas espaciales (tabla II.1).

La ecuación de la recta local es:

$$\delta D = 8,54 \delta O^{18} + 7,6 \quad (\text{coef. de ajuste} = 0,96).$$

muy similar a la general de Graig: $\delta D = 8 \delta O^{18} + 10$ (gráfico 31).

Sobre la recta zonal se han representado las 23 muestras de aguas termales problema (graf. 32). Se advierte que quedan todas agrupadas en una apretada nube de puntos sin ningún indicio de deriva por vaporización.

Resalta el hecho de que la recta tipo de aguas meteoricas, que posee una excelente ecuación con un buen grado de ajuste, se ha construido en base a unas muestras de agua de lluvia

GRAFICO 31

RECTA O¹⁸/D PARA LAS AGUAS METEORICAS DE ORENSE

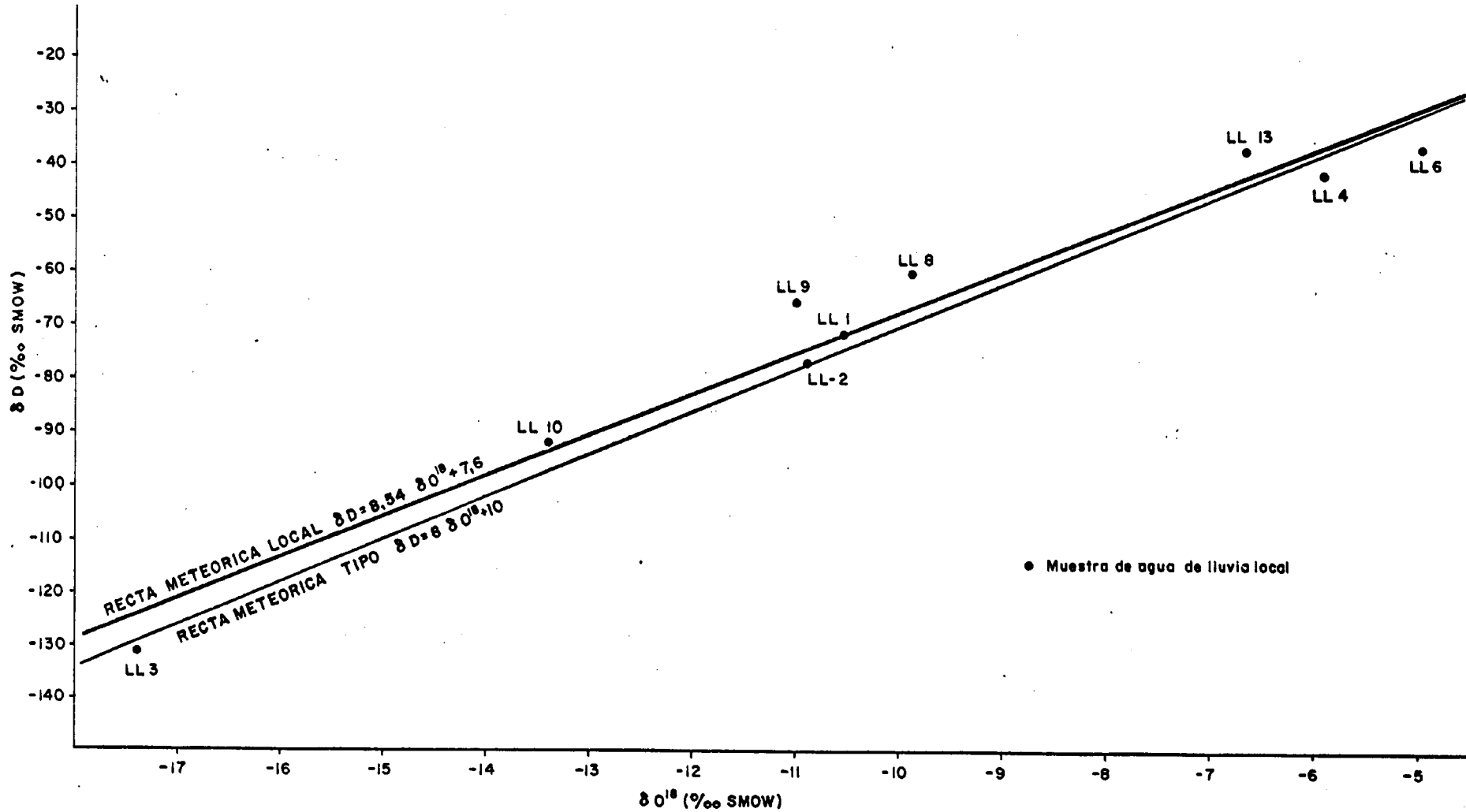
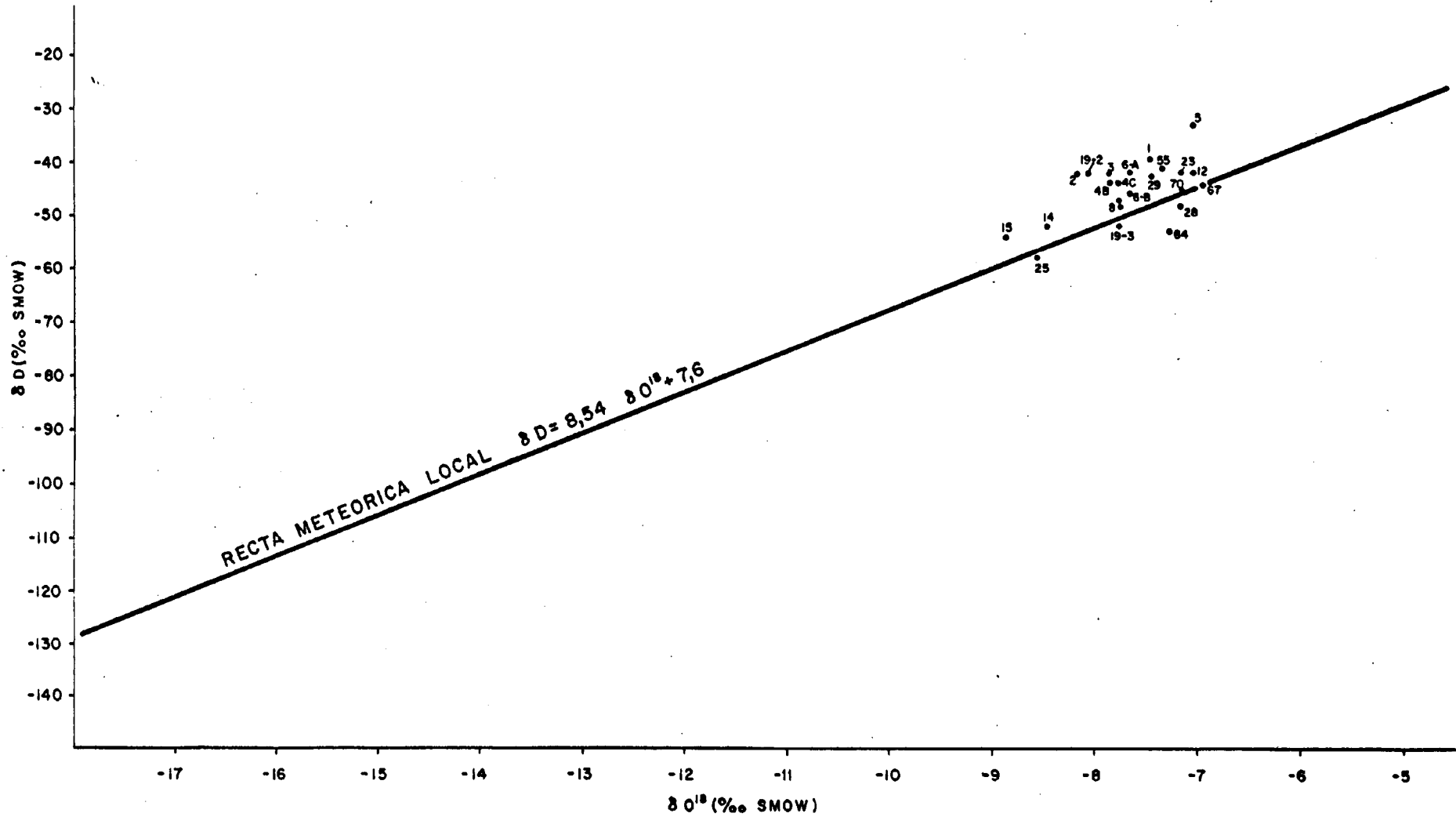


GRAFICO 32

RELACION O^{18}/D PARA LAS AGUAS TERMALES DE ORENSE



que presentan una enorme dispersión de resultados, aunque perfectamente coherentes entre sí. Las aguas termales, por el contrario, pertenecientes a la misma zona de estudio que las meteóricas se agrupan en una densa nube de puntos con mínima dispersión.

La justificación al fenómeno puede hacerse en base a dos hipótesis:

- Las lluvias dominantes en Galicia son frentes atlánticos con tendencia a valores isotópicos poco negativos, dado su origen oceánico y su poco fraccionamiento por continentalidad. Estas lluvias son las que deben dar lugar a la recarga mayoritaria de los acuíferos locales y por este motivo las aguas termales, procedentes de infiltraciones profundas con tiempos de residencia largos, presentan valores D/O^{18} muy agrupados y de tendencia a valores positivos. Las pequeñas lluvias orográficas, tormentas estivales, etc. tenderían a valores diferentes, pero su influencia a nivel de recarga sería minoritario, dado que quedarían diluidas (modelo de mezcla) o "pinzadas" (modelo de pistón) en volúmenes mucho mayores de mínimos negativos.
- Dada su composición isotópica similar, las aguas termales deberían tener una zona de recarga más o menos común. Para tratar de establecer esta zona de infiltración preferencial, se ha procedido al cálculo de las ecuaciones de variabilidad de ambos isótopos en función de las tres coordenadas espaciales. (longitud, latitud y altura).

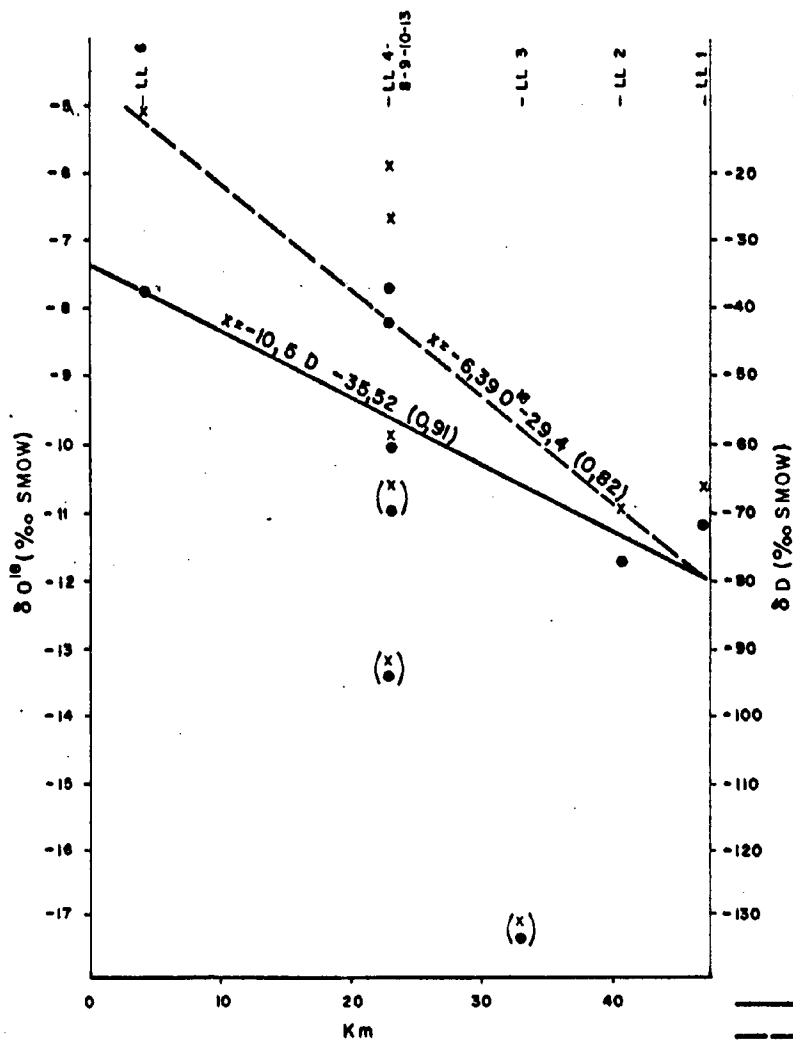
En el gráfico 33 se han representado los puntos correspondientes a los dos primeros factores de variabilidad, longitud y latitud. En todos los casos se ha despreciado el punto LL-3 por excesivamente negativo. Además de esta muestra, llama la atención la total dispersión de valores que manifiestan puntos con la misma longitud en un caso, y latitud en otro. El resultado es tan alarmante que permite dudar de la validez de los cálculos de variabilidad espacial para esta zona en concreto. No obs-

TABLA II.1 RESULTADOS ISOTOPICOS

	Refe- rencia	Toponimia	O^{18} (%) SMOW)	D(%) SMOW)	H^3 (U.T.)	
PROBLEMA	OR-1	Bal.de Brues	-7,5	-39,2	7,7 \pm 1,6	
	OR-2	Bal.de Carballino	-8,2	-41,1	0,6 \pm 1,6	
	OR-3	Rañoa-Maside	-7,9	-42,3	0,3 \pm 1,6	
	OR-4B	Caldas de Partovia	-7,9	-44,3	0,0 \pm 1,6	
	OR-4C	Caldas de Partovia	-7,8	-44,1	0,0 \pm 1,6	
	OR-5	Bal. de Berán	-7,1	-33,3	1,7 \pm 1,6	
	OR-6A	Bal. de Layas	-7,7	-42	0,3 \pm 1,8	
	OR-6B	Poza de Layas	-7,8	-47	1,0 \pm 2,0	
	OR-7	Fte.del Tintero	-7,7	-46,5	0,0 \pm 1,6	
	OR-8	Burgas de Orense	-7,8	-47,1	0,0 \pm 1,0	
	OR-12B	Baños de Prexigueiro	-7,1	-41,9	0,0 \pm 1,4	
	OR-14	Balneario de Molgas	-8,5	-52,3	0,0 \pm 1,4	
	OR-15	Fte.Bañiño-Junquera	-8,9	-53,8	0,0 \pm 1,4	
	OR-19-2	Baños de Mende	-8,1	-41,9	0,4 \pm 1,4	
	OR-19-3	Baños de Mende	-7,8	-52,2	0,0 \pm 1,4	
	OR-25	Baños de Molgas-Burg.	-8,6	-50,8	0,0 \pm 1,5	
	OR-28	Bañiño de Arco	-7,2	-45,8	1,5 \pm 1,8	
	MUESTRAS	OR-29	Fte.de la Ponterrizza	-7,5	-42,7	0,0 \pm 1,7
	OR-61	Bañiño Quintas-Punxin	-7,4	-41	1,1 \pm 2,0	
	OR-63	F.del Baño-Punxin	-7,2	-42	-0,5 \pm 1,8	
OR-64	F.del Lavadero-Punxin	-7,3	-53	-0,7 \pm 1,9		
OR-67	Burgos de Abajo-Outariz	-7,0	-44	-1,7 \pm 2,0		
OR-70	Caldas de Santiago	-7,2	-45	-0,4 \pm 1,9		
		x(long) y(lat) y(h)				
REFERENCIA AMBIENTAL	LL- 1	47,6	20,7	1310	-10,6	-71,7
	LL- 2	40,4	20,2	860	-10,9	-77
	LL- 3	33,2	20,8	405	-17,4	-131
	LL- 4	23,1	20,9	100	- 5,9	-41,9
	LL- 5	3,9	19,5	150	- 5,0	-37
	LL- 6	23,0	26,9	440	- 9,9	-60
	LL- 8	23,0	31,8	400	-11,0	-66
	LL- 10	23,0	35,9	540	-13,4	-92
	LL- 13	23,0	0,6	450	- 6,7	-37
		km	km	m		

GRAFICO 33

RELACION ISOTOPOS ESTABLES
EFFECTO DE LONGITUD (x)



RELACION ISOTOPOS ESTABLES
EFFECTO DE LATITUD (y)

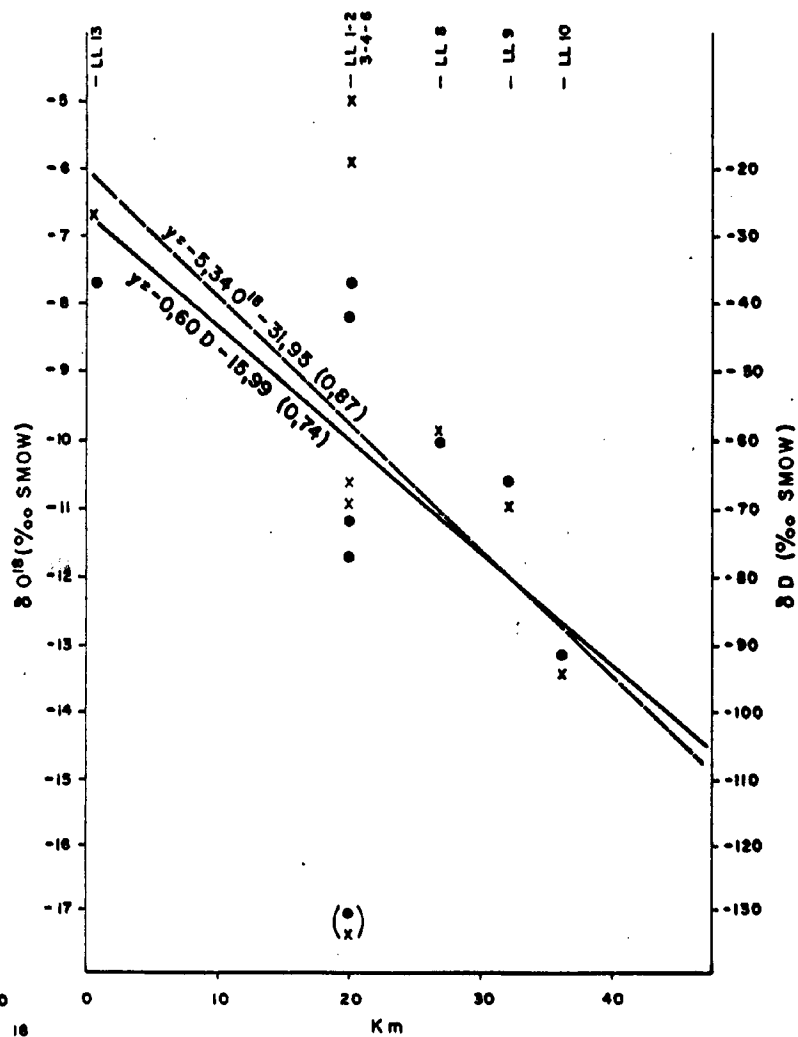
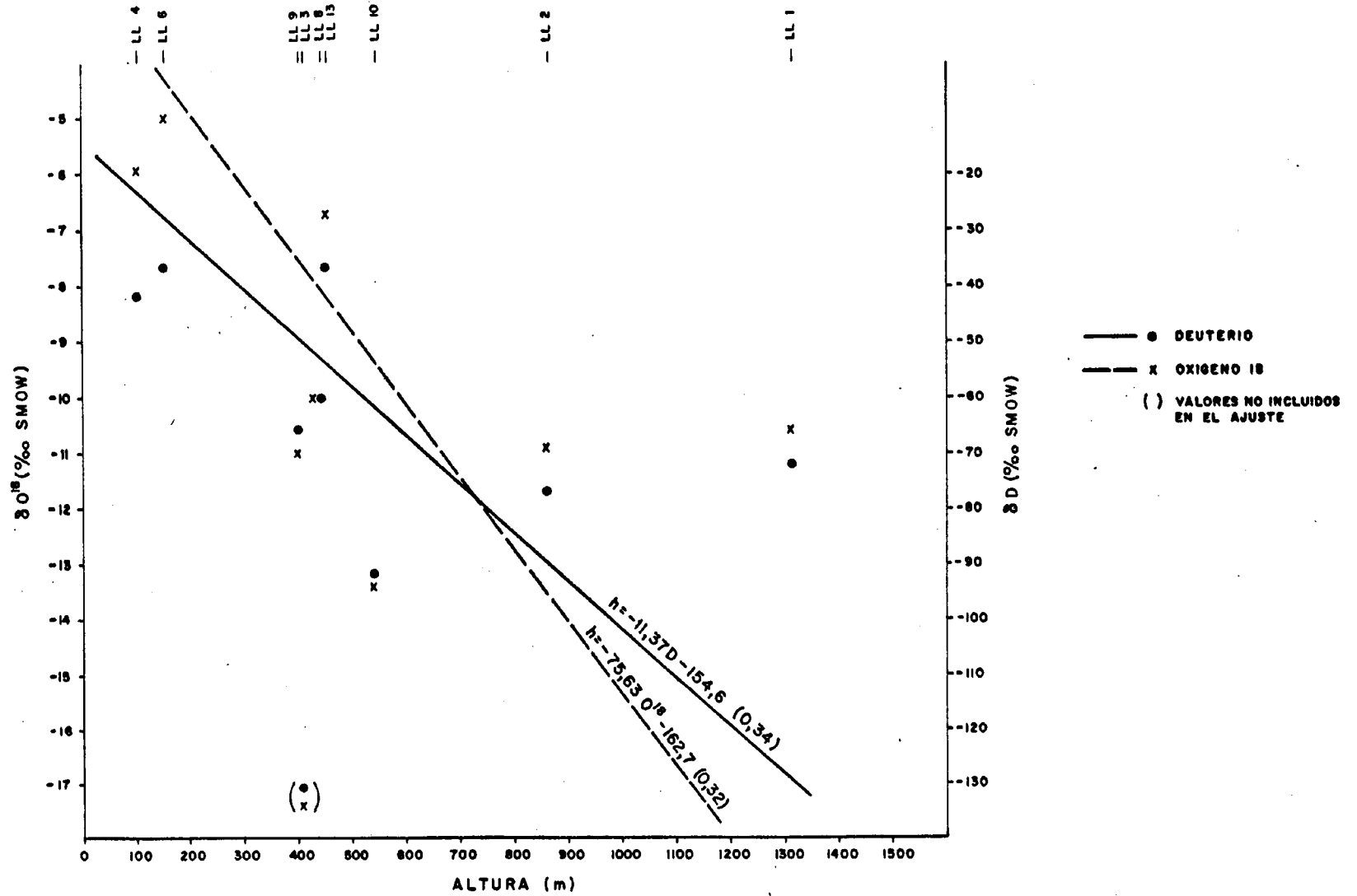


GRAFICO 34

RELACION ISOTOPOS ESTABLES EFECTO DE ALTURA



tante, y haciendo un verdadero esfuerzo interpretativo de cuya validez puede y debe dudarse, se han eliminado todas las parejas de valores que, para una misma cota X e Y resultaban dispersos, integrando en el cálculo de regresión aquél que mejor coincidió con la directriz general de la posible correlación.

Según este planteamiento, el cálculo de variabilidad -- isotópica en función de la longitud toma como ecuaciones generales basadas en 4 muestras de lluvia:

$$x = -6,39 O^{18} - 29,40 \text{ (ajuste= 0.82)}$$

$$x = -1,05 D - 35,52 \text{ (ajuste= 0.91)}$$

y el factor latitud (5 muestras)

$$y = -5,34 O^{18} - 31,95 \text{ (ajuste=0,87)}$$

$$y = -0,60D - 15,99 \text{ (ajuste=0,74)}$$

La correlación por efecto de altura, despreciando también el valor LL-3, resultó empleando las 8 muestras existentes:

$$h = -75,63 O^{18} - 162,7 \text{ (ajuste= 0,32)}$$

$$h = -11,37 D - 154,6 \text{ (ajuste= 0,34)}.$$

En base a estas ecuaciones, las coordenadas de la zona de recarga que alimentaría el circuito de las aguas termales sería:

	O^{18}	D
h (m)	350-520	250-520
x (km)	15-27	7-27
y (km)	5-16	7-20

cuya localización se refleja en el plano 7

4.2.2. ANALISIS DE TRITIO

De las 23 muestras analizadas, 22 presentan contenidos -nulos de tritio, lo que indica tiempos de residencia superiores a 30-35 años y ausencia de mezclas con aguas meteóricas de infil7,7 \pm 1,6 U.T., ha de corresponder a lluvias de 1952 - 53 o bien a tritio prenuclear con un 20-30% de agua actual.

Los largos tiempos de tránsito y la ausencia de mezcla -condicionan un modelo óptimo de aplicación de técnicas geotermo-métricas que permite el tratamiento de datos en base a las cons-tantes de equilibrio de las reacciones cuarzo-H₂O, feldespato- -H₂O, y mica-H₂O al tratarse de facies predominantemente graníti-co.

4.3. ANALISIS DE GASES

Se ha llevado a cabo el análisis de gases de una docena de manifestaciones termales, cuyos resultados se adjuntan en el Anexo 7. A continuación se resumen los datos relativos al muestreo así como algunos coeficientes de interés para la interpretación:

MUESTRA	DENOMINACION	T(°C)	Tipo de MUESTREO	CO ₂ Camp. %	H ₂ S Camp. %	N ₂ /O ₂
OR-1	Bal.de Brues	27,1°	Mixto	< 0,01	Indic.	7,75
OR-4B	Cal.de Part.	34,0°	Libre	< 0,01	Indic.	9,20
OR-6A	Bal.de Layas	48,0°	Libre	2,6	Ausen.	9,91
OR-8	Burg.Orense	66,3°	Libre	11,5	Ausen.	8,24
OR-12A	Bñs.Prexigue.	47,5°	Libre	0,05	Indic.	9,02
OR-14	Bal.Molgas	47,3°	Libre	10	0,0049	6,74
OR-15	Fte.Bañiño	23,0°	Dis.	3,6	Ausenc.	6,55
OR-19-4	Bañs.Mende	30,1°	Libre	2,0	Indic.	8,21
OR-64	Fte.Lav.Punx.	27°	Libre	< 0,01	Ausen.	8,63
OR-69	Bur.Arr.Outa.	64°	Libre	1,7	Indic.	8,67
OR-69	Bur.Mol.Outa.	65°	Libre	0,5	Ausen.	7,29
OR-70	Caldas Sant.	64°	Libre	2,0	0,042	7,72

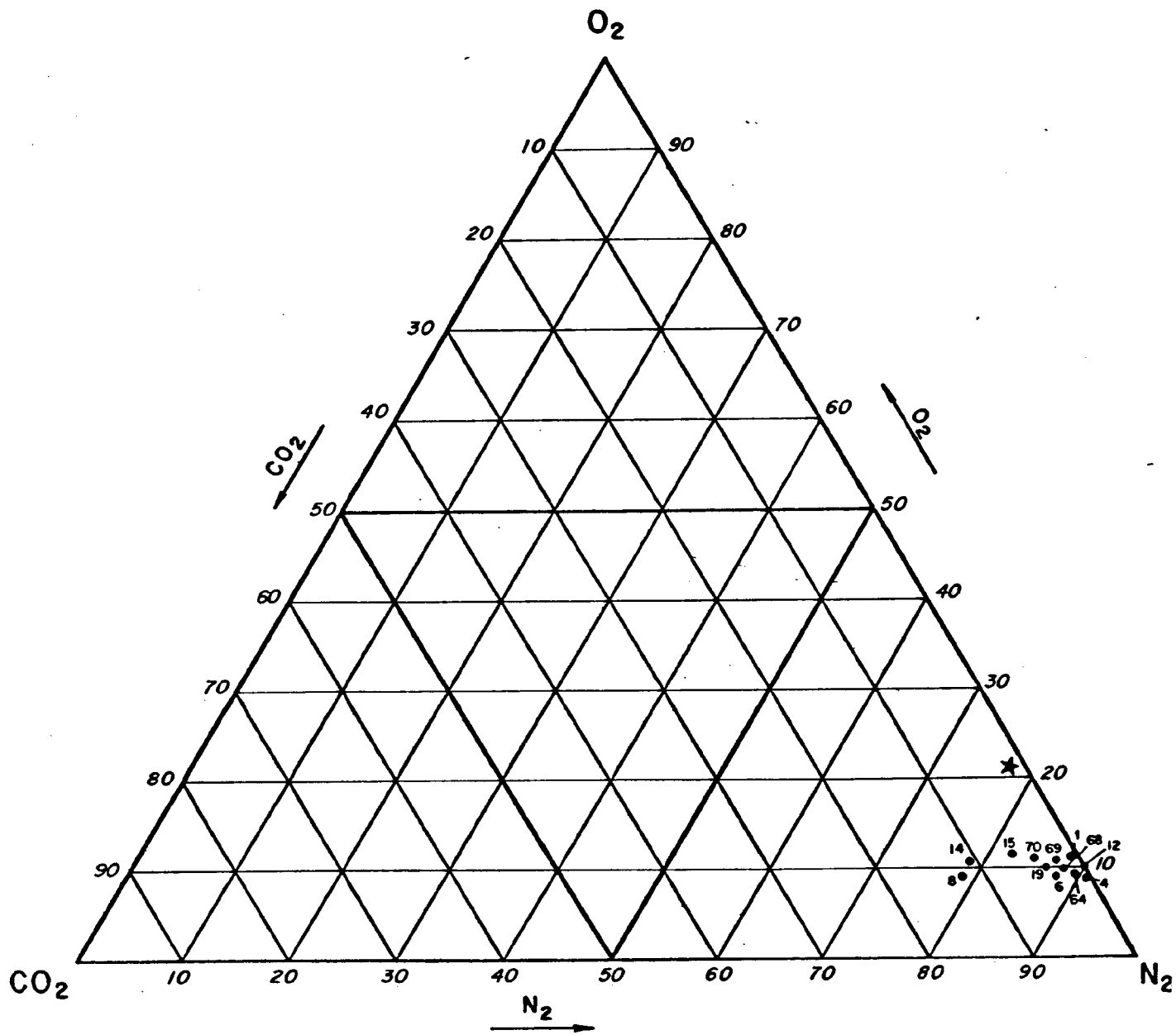
Aire: 3,73

El muestreo se llevó a cabo de acuerdo con los condicio nantes particulares de cada manifestación. Solamente fué nece saria la extracción de gas disuelto en la muestra OR-15, así como un muestreo combinado de extracción gas libre en la muestra OR-1. El resto de las manifestaciones se trataron como gas li bre.

En el gráfico 35 se representan en un diagrama volumé-- trico triangular los análisis de gases. Se observa que en to-- dos los casos se trata de nitrógeno dominante con una pequeña componente de CO_2 endógeno que sólo sobrepasa el 5% en dos ca sos: Baños de Molgas (10%) y Burgas de Orense (11,55%). Según ponen de manifiesto las correspondientes relaciones N_2/O_2 , el grado de reducción es de 2 a 3 veces superior a la del aire - atmosférico, según muestras. En el gráfico 36 ilustra en deta-- lle la posición de las muestras con respecto al aire atmosférico.

El helio es un gas fundamentalmente de origen radiogéni-- co, formado a partir de la desintegración del uranio y del to-- rio. El hecho de que su generación sea prácticamente constan-- te en la corteza terrestre, permite su empleo como indicador de dilución con respecto a otros gases. Tal como se indica en el gráfico 37, las muestras 6,8,12 y 14 se ajustan satisfacto-- riamente a la recta que representa la dilución por CO_2 , queda diluido por una componente ajena al CO_2 que en nuestro caso, dada la composición volumétrica, no es otro que el nitrógeno. El el gráfico 38 se observa que el conjunto de muestras diluf-- das por un gas distinto al CO_2 , lo son efectivamente por el - nitrógeno.

Es preciso destacar la elevada concentración de helio - de todas las manifestaciones estudiadas, que supera los 1.000 ppm en más del 80% de los casos. Valga a modo de comparación las 5.24 ppm de concentración en el aire atmosférico, aproxi-- madamente 12 en Larderello y Wairakei (Wasserburg et al. 1963) y 127 ppm en Yellowstone (Mayor and Fournier, 1973). Estos -- valores indican la existencia de un proceso de acumulación --



* AIRE ATMOSFERICO {

 N₂: 78.09 % V

 O₂: 20.95 %

 CO₂: 0.03 %

GRAFICO 35

DIAGRAMA VOLUMETRICO CO₂-N₂-O₂

GRAFICO 36

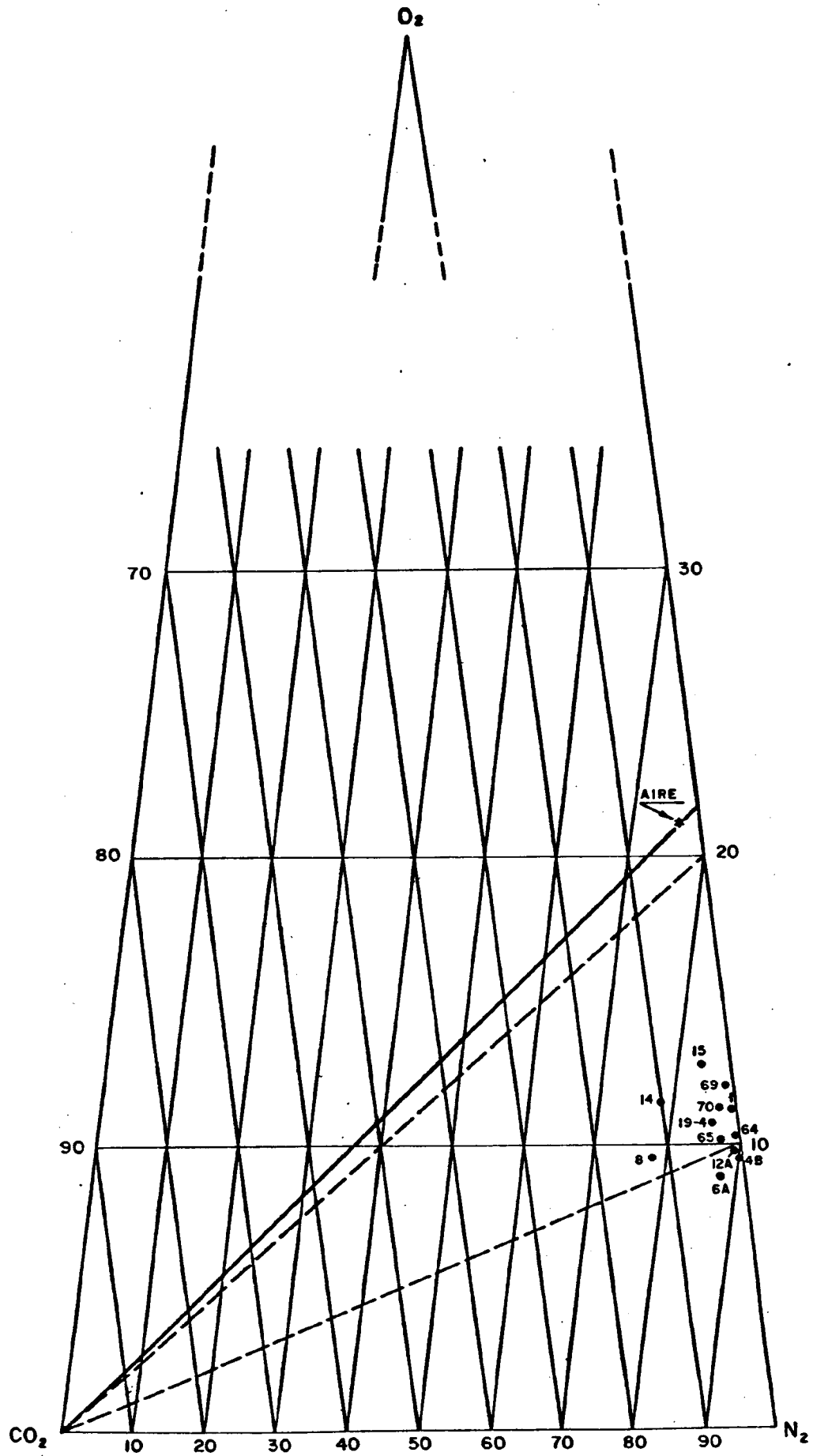


GRAFICO 37

DIAGRAMA DE DILUCION CO₂-He

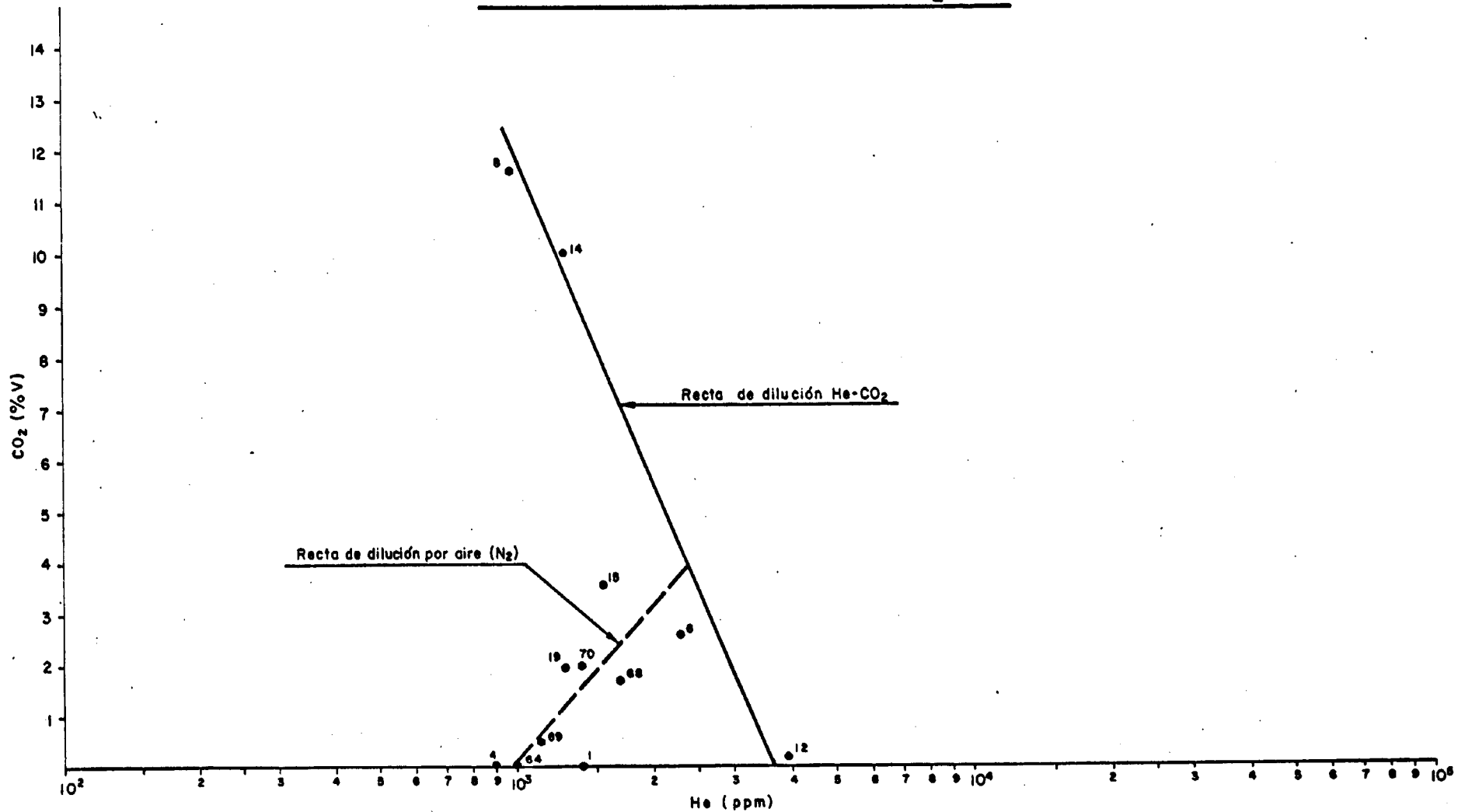
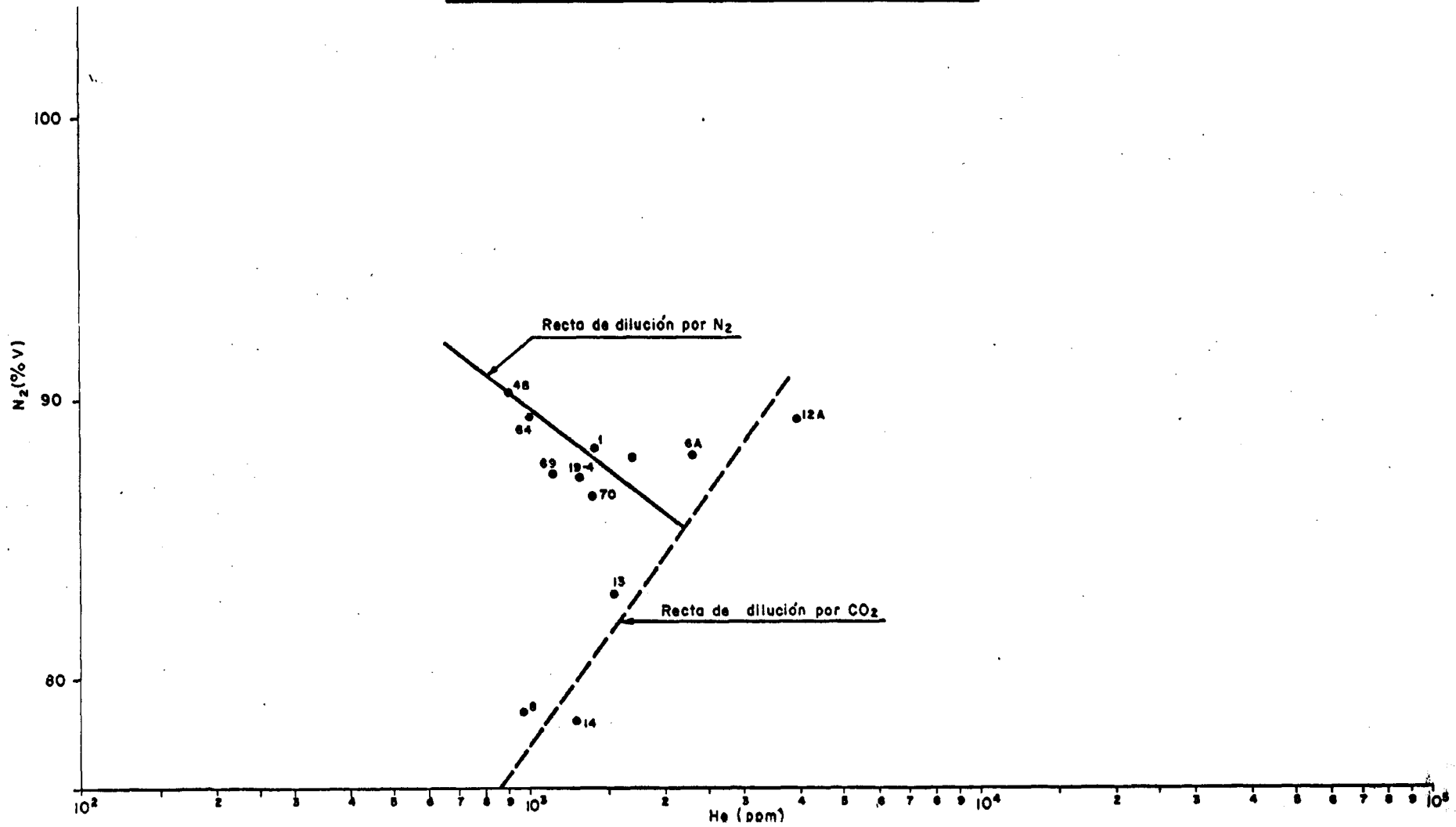


GRAFICO 38

DIAGRAMA DE DILUCION N₂-He

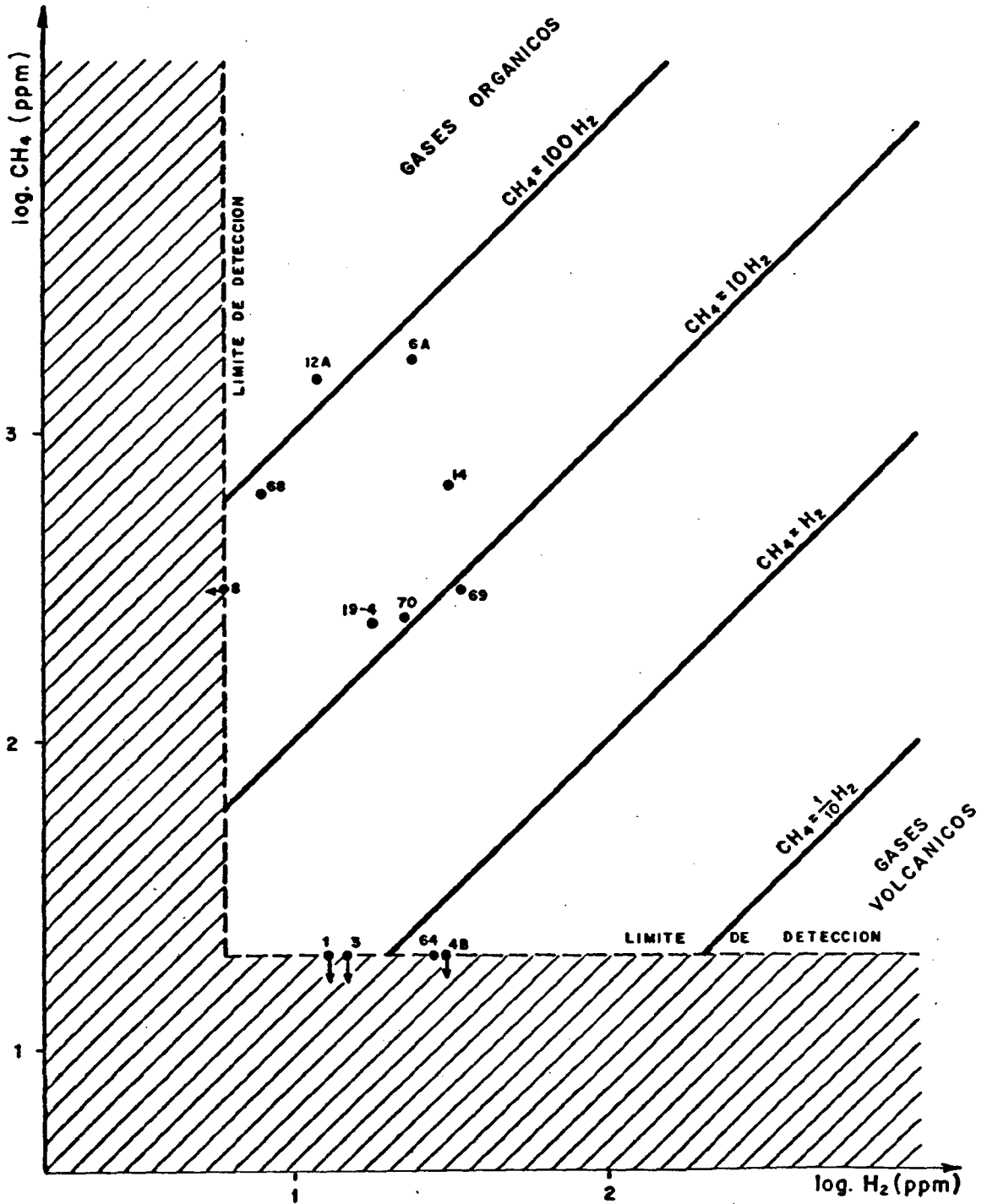


del He en algún tipo de "trampas", que no permitan una rápida desgasificación. Si asociamos este hecho a los nulos contenidos de tritio, resulta que debe concluirse que tanto el agua como el gas deben estar sometidos a largos periodos de residencia, lo que constituye un indicio positivo en vista a plantearse la existencia de hipotéticos almacenes.

En el gráfico 39 se representan en un diagrama bilogarítmico las concentraciones de metano e hidrógeno. Al igual que se observa en otras zonas, la mayor parte de las muestras de naturaleza nitrogenada son mucho más ricas en metano que en hidrógeno, entre diez y cien veces en nuestro caso. Sería necesario un mayor número de muestras para determinar si en realidad se configuran dos grupos diferenciados, como parece insinuarse en la fig. 39, lo que unido a una mejora en los límites de detección, tema sobre el que se trabaja actualmente, permitiría llegar a determinar una correlación CH_4/H_2 satisfactoria, que como es sabido representa uno de los índices más importantes en la evaluación de temperaturas de almacén. No obstante, dado el carácter nitrogenado dominante de los gases analizados, pueden haber dudas, de si la fugacidad del CO_2 viene fijada externamente, por lo que los resultados de los termómetros gaseosos deben tomarse con ciertas reservas.

GRAFICO 39

RELACION CH₄ / H₂



4.4. GEOTERMOMETRIAS

4.4.1. GEOTERMOMETRIAS DE FASE LIQUIDA

Los contenidos nulos de tritio indican largo tiempo de tránsito, superior por lo general a 35 años, y ausencia de mezcla con aguas de infiltración reciente. Con estas premisas resulta válido, en principio, aplicar cálculos geotermométricos de cara a cuantificar los posibles valores de la temperatura de equilibrio alcanzada por el sistema agua-roca.

Antes de aplicar indiscriminadamente cálculos geotermométricos conviene fijar las reacciones termodinámicas que liberan SiO_2 , Na^+ , K^+ y Ca^{++} y sobre el que se basan los geotermómetros clásicos, de cara a conocer su validez.

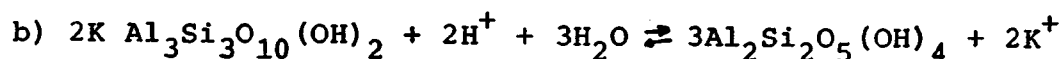
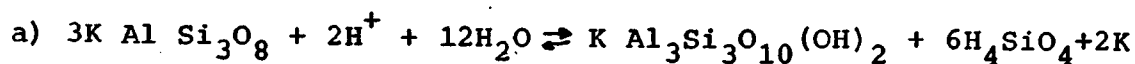
Dadas las características graníticas de los materiales implicados en la circulación hidrotermal hay que llevar a cabo las siguientes precisiones:

GEOTERMOMETRO SiO₂

Utilizables las fórmulas de cálculo para calcedonia, - si se supone la presencia de almacenes sólo de agua caliente y cuarzo-conducción. Las termometrías basadas en este último criterio resultarán ligeramente sobrevaloradas, dado que en SiO₂ total intervienen el cuarzo y el desmoronamiento de mallas feldespáticas.

EQUILIBRIO H₄SiO₄ - K⁺ - H⁺

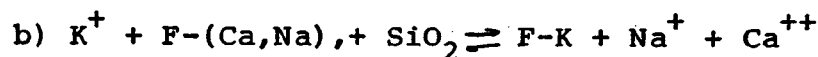
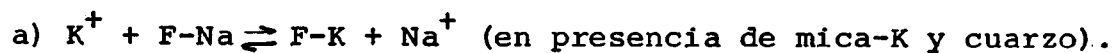
Dado que los materiales son graníticos, los cálculos - termodinámicos del hipotético equilibrio se han llevado a ca bo en base a suponer una alteración hidrotermal del feldespa to potásico (ecuación a) de la mica (ecuación b). Adviertase que de la primera se pasa también a la segunda.



El cálculo de las constantes termodinámicas de ambas - reacciones, conduce a los resultados expuestos en la tabla - 4.1., poniéndose de manifiesto que, al menos la ecuación (b) tiene lugar y en todos los casos, el producto final de alte ración es caolinita. Existe, por tanto, un equilibrio proba do entre sílice, pH y K⁺ liberado.

- EQUILIBRIO Na⁺ - K⁺

Basado en las reacciones siguientes para materiales -- graníticos



En base a los datos de entalpía libre de formación y calor específico de los componentes minerales en reacción, - pueden calcularse los calores de reacción para diferentes intervalos de temperatura y las correspondientes constantes de equilibrio. En la tabla 4.1. se resumen también los valores finales para el cálculo del diagrama de fases mediante el -- que se deduce que el mineral de alteración producto de la - reacción es también la caolinita, y las temperaturas de equi- libro rondan en general el intervalo de 60°-100°C.

EQUILIBRIO Na-Ca-CO₂

Las constantes termodinámicas indican temperaturas de equilibrio superiores en todos los casos a 250°C (tabla 4.1.) resultado claramente aberrante. En este caso, y dado que se ha comprobado la correcta actitud del Na⁺, el causante del - desequilibrio debe ser el Ca⁺⁺ y/o el CO₂, sea libe, disuelto o en forma de CO₃H⁻.

4.1.2. GEOTERMOMETRIAS DE FASE GASEOSA

Como ya se ha referido en el capítulo precedente, la - naturaleza predominantemente nitrogenada de los gases existentes en las aguas termales puede condicionar el hecho de que - la fugacidad del CO₂ no venga fijada externamente. En este caso, las termometrías gaseosas pueden resultar de dudosa aplicación.

En base a los resultados analíticos se han aplicado los geotermómetros basados en las relaciones:

- CH₄ - H₂
- CH₄ - H₂ - CO₂
- CH₄ - H₂ - CO₂ - H₂S

todos ellos fundamentados en un control externo de la fugacidad del CO₂, como ya se ha referido.

TABLA 4.1. CALCULOS TERMODINAMICOS DE LOS EQUILIBRIOS MINERALES

MUES- TRA	EQUILIBRIO $H_4SiO_4 - K^+ - H^+$			EQUILIBRIO $Na^+ - K^+$				EQUILIBRIO $Na-Ca-CO_2$				
	Log(H_4SiO_4) ⁴	Log(K^+) /(H^+)	Fase mine ral de al teración	Log. A_{Na^+}	Log. A_{K^+}	Fase mine ral de al teración	Tempe ratu ra de altera ción*	(Na^+) * 10^{-3}	(Ca^{++}) * 10^{-4}	(CO_2)liq.	(CO_2)gas	T (°C)
OR-1	-3,25	3,56	Caolinita	-2,86	-4,66	Caolinita	≈ 80°	1,4	2,5	$1,8 \cdot 10^{-2}$	$4,4 \cdot 10^{-6}$	SUPERIOR A 250°C
OR-2	-3,11	3,69	"	-2,70	-4,54	"	≈ 70°	2,1	1,5	$1,8 \cdot 10^{-2}$	-	
OR-3	-3,25	3,39	"	-2,92	-4,83	"	≈ 60°	1,2	1,7	$1,8 \cdot 10^{-2}$	-	
OR-4	-3,25	4,39	"	-2,84	-4,83	"	≈ 60°	1,5	1,7	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$4,4 \cdot 10^{-6}$	
OR-5	-3,15	3,45	"	-2,77	-4,77	"	≈ 70°	1,8	2,2	$1,9 \cdot 10^{-2}$	-	
OR-6	-2,95	4,26	"	-2,14	-3,77	"	≈ 100°	7,8	1,2	$4,1 \cdot 10^{-1}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	
OR-7	-2,94	3,91	"	-2,47	-4,32	"	≈ 70°	3,6	1,7	$4,6 \cdot 10^{-2}$	-	
OR-8	-2,88	3,65	"	-2,10	-3,79	"	≈ 90°	8,7	2,7	$7,9 \cdot 10^{-1}$	$5,2 \cdot 10^{-3}$	
OR-12	-2,92	3,84	"	-2,56	-4,39	"	≈ 80°	2,9	1,2	$2,5 \cdot 10^{-2}$	$8,9 \cdot 10^{-5}$	
OR-13	-2,99	4,46	"	-2,43	-4,37	"	≈ 60°	4,0	1,5	$9,6 \cdot 10^{-3}$	-	
OR-14	-2,94	3,38	"	-2,06	-3,76	"	≈ 90°	9,6	2,9	1,8	$4,4 \cdot 10^{-3}$	
OR-15	-3,03	3,46	"	-2,18	-3,89	"	≈ 80°	9,6	4,2	1,2	$1,6 \cdot 10^{-3}$	
OR-19	-2,89	3,35	"	-2,05	-3,86	"	≈ 90°	7,1	3,7	1,0	$8,9 \cdot 10^{-4}$	
OR-24	-2,99	3,59	"	-2,66	-3,85	"	≈ 85°	9,9	3,2	$9,1 \cdot 10^{-1}$	-	
OR-27	-3,02	3,61	"	-2,68	-4,62	"	≈ 60°	2,3	1,2	$2,0 \cdot 10^{-2}$	-	
OR-28	-3,00	4,25	"	-2,85	-4,58	"	≈ 60°	2,2	1,2	$6,2 \cdot 10^{-3}$	-	
OR-29	-3,25	3,35	"	-2,71	-4,77	"	≈ 60°	1,4	1,5	$3,0 \cdot 10^{-2}$	-	
OR-61	-3,27	3,01	"	-2,72	-4,71	"	≈ 65°	2,0	4,2	$6,3 \cdot 10^{-2}$	-	
OR-63	-3,22	2,89	"	-2,74	-4,83	"	≈ 60°	1,9	3,7	$6,5 \cdot 10^{-2}$	-	
OR-64	-3,26	3,15	"	-2,74	-4,47	"	≈ 85°	1,9	1,2	$8,2 \cdot 10^{-2}$	$4,4 \cdot 10^{-6}$	
OR-65	-3,27	3,89	"	-2,06	-4,34	"	≈ 85°	1,9	1,2	$2,1 \cdot 10^{-2}$	-	
OR-67	-2,88	3,64	"	-2,29	-3,89	"	100°	5,5	2,2	$3,7 \cdot 10^{-1}$	-	
OR-68	-2,90	3,74	"	-2,30	-3,89	"	100°	5,4	2,2	$2,7 \cdot 10^{-1}$	$7,7 \cdot 10^{-4}$	
OR-69	-3,08	3,74	"	-2,59	-4,09	"	100°	2,7	1,5	$9,0 \cdot 10^{-2}$	$2,2 \cdot 10^{-4}$	
OR-70	-2,92	3,71	"	-2,31	-3,93	"	100°	5,2	1,5	$2,8 \cdot 10^{-1}$	$8,9 \cdot 10^{-4}$	

* Las temperaturas inferiores a 100°C están en campo metaestable.

En realidad, el geotermómetro termodinámicamente más desarrollado es el último referido y sus resultados son los más fiables con una excepción: la facilidad de oxidación del H_2S en condiciones ambientales que falsean sus resultados. Hay que tener en cuenta que en las aguas termales de Orense son frecuentes las colonias de bacterias sulfoxidantes que pueden alterar las medidas de H_2S . Este es el caso de Brues, Caldas de Partavia y el lavadero de Punxín, donde el referido geotermómetro da lugar a temperaturas superiores a los $300^\circ C$, a todas luces aberrantes.

Otra salvedad importante a tener en cuenta es que no tienen por qué coincidir los resultados de las geotermometrías líquidas con las gaseosas, dado que el gas se puede generar a mayores profundidades que el circuito hidrotermal y, en consecuencia, presentar temperaturas de equilibrio más elevadas que las deducidas por termometría de fase líquida.

4.1.3. CONCLUSIONES GEOTERMOMETRICAS

En el Anexo 8 se resumen los cálculos de las geotermometrías gaseosas, y en el Anexo 9 se ofrece un listado comparativo de todos los métodos geotermométricos comunmente empleados:

- SiO_2 en sus variantes amorfa, cristobalita α y β - calcedonia, cuarzo-conducción y cuarzo-vaporización.
- Na/li
- Na/K
- Ca/Na
- Ca/K
- Na-K-Ca convencional y con correcciones de CO_2 y Mg.
- Albita-anortita
- CH_4-H_2
- $CH_4-H_2-CO_2$
- $CH_4-H_2-CO_2-H_2S$

TABLA 4.2 RESULTADOS COMPARATIVOS DE GEOTERMOMETROS (°C) (*)

MANIFESTACION		T _a sur gen cia	GEOTERMOMETROS FASE LIQUIDA											GEOTERM. FASE GASEOSA						
N°	Muestra		SILICE					Na/ Li	Na/ K	Ca/ Na	Ca/ K	Na-K-Ca				CH ₄ /H ₂	CH ₄ /H ₂ /CO ₂	CH ₄ /CO ₂ /H ₂ S	T _a estimada agua/gas	
			Am.	Co	cβ	Cal.	Q-c					Qv	Con- ven- cio- nal	Cor CO ₂	Cor Mg					Alb. anor tita
OR-1	Brues	27°				54	85			80	(35)	53	(31)			56	(182)	(144)	55°80'/140°180°	
OR-2	Carballino	25°				69	99			75	(60)	67	(50)			75			67-75/	
OR-3	A. Rañoa-Maside	22°				54	85			63	(37)	48	(25)			56			50-80/	
OR-4	Caldas Partovia	34°				51	82			53	(44)	48	(27)			62	(202)	(164)	50-80/160°200°	
OR-5	Berán	28°				64	95	87		53	(45)	48	(28)			67			50-85/	
OR-6	Layas	48°				87	116			106	137	124	131			108	143	165	85-145°	
OR-7	Tintero	44°				88	117			72	82	78	67			94			70-110/	
OR-8	Burgas-Orense	66°				97	125			97	116	109	110			109	130	146	100°-140° *	
OR-12	Prexigueiro	50°				100	127			76	79	78	(66)			99	132	135	120	75°-110°/120°-135°
OR-13	Baños Monte	37°				83	112			60	92	77	68			94				65°-120°/
OR-14	Molgas	47°				88	117			94	122	110	112	105	106			83		83°-120°
OR-15	Bañiño-Junquera	23°				77	107	71		76	111	95	92			96			97	70°-110°
OR-19	Mende	37°				93	122			98	98	99	94			102			95	93°-110°
OR-24	Porteira	17°				83	112	92		79	121	102	102			102				85°-110°/
OR-27	Poza Terreos	20°				79	109			58	69	64	49			84				60°-90°/
OR-28	Bañiño de Arco	18°				81	110			66	67	67	52			85				60°-85°/
OR-29	Ponterriza	18°				54	85			63	(46)	53	(33)			60				53°-85°/
OR-61	Punxín-Quintas	20°				51	82			53	89	73	62			73				50°-90°/
OR-63	Punxín-Paño	26°				56	87				91	67	56			77				56°-90°/
OR-64	Punxín-Lavadero	27°				52	83			90	61	73	57			64	200	163		50°-90°/160°-200°
OR-65	Manzós	19°				51	82			112	61	81	66			63				50°-85°/
OR-67	B.de Abajo (Ont.)	63°				96	124			110	98	104	100			103				96°-115°/
OR-68	B.de Arriba (Ont.)	64°				94	122			112	97	104	99			102	134	146	83	85°-140°
OR-69	B.del Molino (Ont.)	65°				72	102			129	73	96	85			81			128	72°-130°
OR-70	Caldas Santiago	64°				92	120			109	107	108	106			103			127	95°-115° *

(*) LOS RESULTADOS ENTRE PARENTESIS SON ABERRANTES POR MARCADA FALTA DE EQUILIBRIO TERMODINAMICO ENTRE FASE MINERAL Y FASE FLUIDA

Evidentemente no tienen por qué coincidir todos entre sí, dado que corresponden a equilibrios teóricos con fases minerales distintas, y de ahí los resultados aberrantes que se observan en algunos listados (temperaturas negativas, excesivamente elevadas, inferiores a la de salida del agua a la superficie, etc.). El hecho de listarlos todos juntos es, precisamente, para poder comparar estas ausencias de equilibrio.

La tabla 4.2. resume todos aquellos valores geotermométricos que no son claramente aberrantes de entrada, por las antes referidas. No obstante, esto no es suficiente. No basta con demostrar que no existe equilibrio en algunos. Hay que demostrar que sí existe equilibrio en otros, y de ahí los cálculos previos efectuados en el apartado precedente para determinar realmente qué reacciones tienen lugar, con qué fases minerales resultantes y a qué temperatura se originan.

La falta de equilibrio Na-Ca-CO₂ y la sospecha de que sea el Ca⁺⁺ el causante de la misma, se confirma al observar la referida tabla 4.2. Muchos geotermómetros Ca/Na dan resultados anormalmente bajos que condicionan, como es lógico, valores del Na-K-Ca también menores de la realidad. Estos valores se representan entre paréntesis.

Una vez efectuado este filtrado, se observa que los órdenes de magnitud de las temperaturas de equilibrio resultantes de los geotermómetros empíricos son similares a los deducidos por termodinámica de fases Na-K en la tabla 4.1., por lo que se dan como válidos.

Podemos concluir, en consecuencia, que el termalismo de Orense obedece a un proceso de circulación hidráulica de largo tiempo de tránsito que alcanza de 50° a 140°C en profundidad según los casos (tabla 4.2.).

Según ponen de manifiesto las termometrías, los gases parecen equilibrarse a temperaturas similares a las del agua termal o bien superiores, por lo que en estos casos su

origen sería más profundo. El proceso de alteración hidrotermal que conduce al equilibrio químico es de caolinización de feldspatos y micas, causante del particular quimismo de las aguas termales.

4.5. DELIMITACION DE LAS ANOMALIAS GEOTERMICAS POR METODOS GEOQUIMICOS

La delimitación de anomalías geotérmicas se ha llevado a cabo en base al contraste químico existente entre las aguas termales y la malla de aguas frías recolectadas a lo largo y ancho de toda la zona de estudio.

La hipótesis inicial de trabajo se basa en suponer la zona químicamente equilibrada, de manera que los acusados contrastes entre ambos tipos de aguas sean definitorios de aparición directa de fenomenología termal o bien de posibles mezclas.

Se han construido los siguientes mapas:

- Mapa de isocontenidos de SiO_2
- Mapa de isocontenidos de B
- Mapa de isocontenidos de F
- Mapa de relación Na/K
- Mapa de relación $1/\log \sqrt{\text{Ca/Na}}$
- Mapa de isoequilibrios feldespato- H_2O .

En realidad, se han intentado representar todas las relaciones químicas en función de la temperatura, pero es evidente que en los que entran en juego alguno de los cationes anómalos, Ca y K, se producen alteraciones notables de cálculo. En buena lógica, todos aquellos cálculos geotermométricos en los que intervienen ambos conjuntamente, resultan inaplicables, y así se pone de manifiesto cuando se lleva a cabo el intento de procesado de datos.

El criterio de cálculo seguido ha sido el de representar la distribución estadística de la población de aguas --frías, dado que los termales son anómalas de por sí, y calcular los valores de medio, una, dos y tres desviaciones típicas cuyos resultados son las isocóntas representadas en los correspondientes mapas.

4.5.1. MAPA DE ISOCONTENIDOS DE SiO_2

La población de SiO_2 sigue una distribución log-normal cuyos valores de media, una, dos y tres desviaciones típicas valen respectivamente de 16,25,36 y 54 ppm (gráfico 40). Estos mismos valores sobre mapa (plano 8) ponen de manifiesto sobre la ciudad de Orense una anomalía que sigue el curso --del Miño en dirección E-W, que intersecta con otra clara directriz anómala NNE-SSW que incluye Cortegada-Ribadavia-Carballino. La tercera anomalía sigue el trazado del río Arroya desde Xunquera de Ambia a los Baños de Molgas.

4.5.2. MAPA DE ISOCONTENIDOS DE BORO

La distribución, también de tipo log-normal, implica --unos valores de 0,06 ppm para la media, y 0,15, 0,33 y 0,73 para las tres desviaciones (gráfico 41). El mapa de anomalías (plano 9) basado en estas isocóntas, indica las mismas anomalías que el de SiO_2 , aunque más acentuadas.

GRAFICO 40
DISTRIBUCION LOG-NORMAL DEL CONTENIDO DE SiO₂

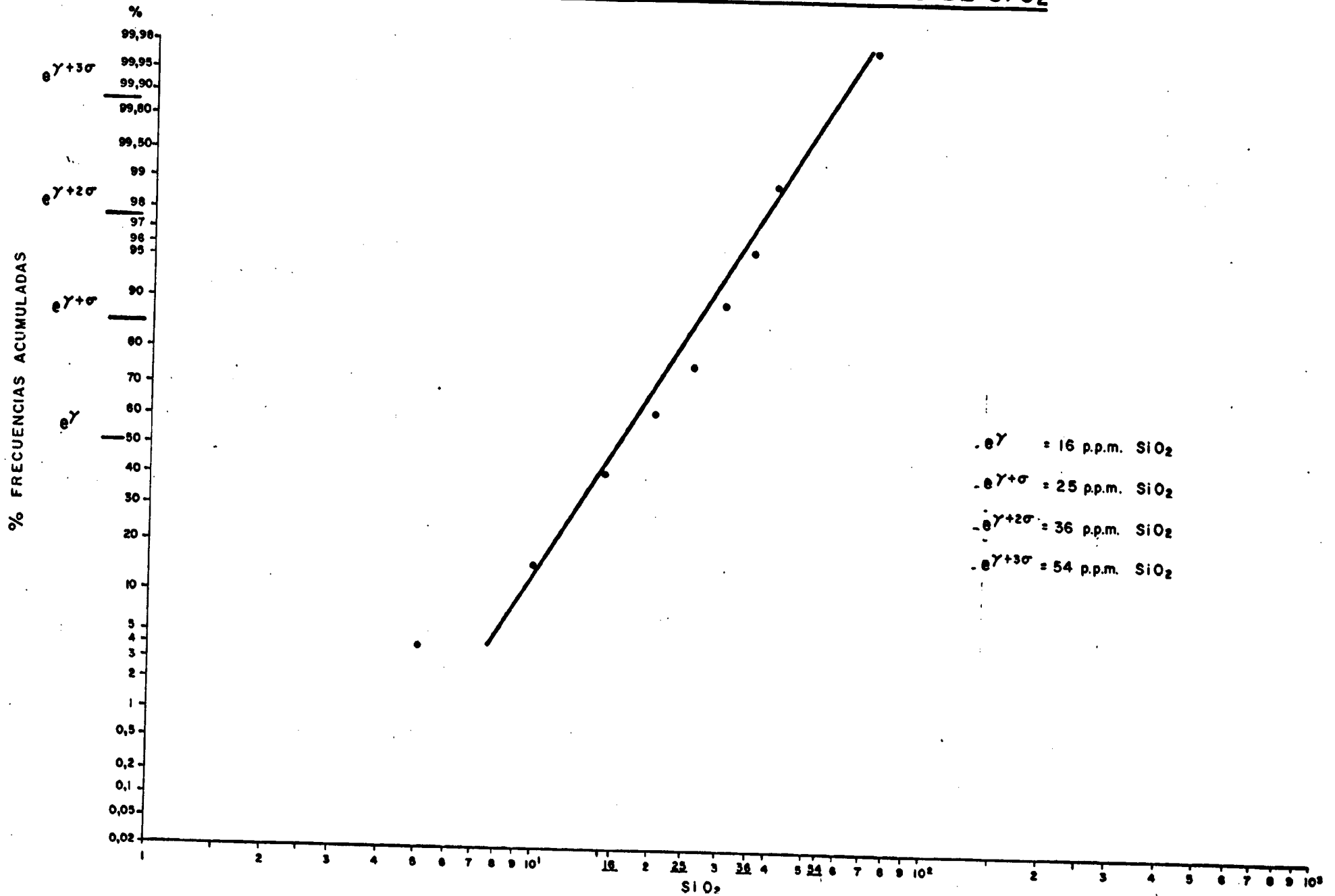
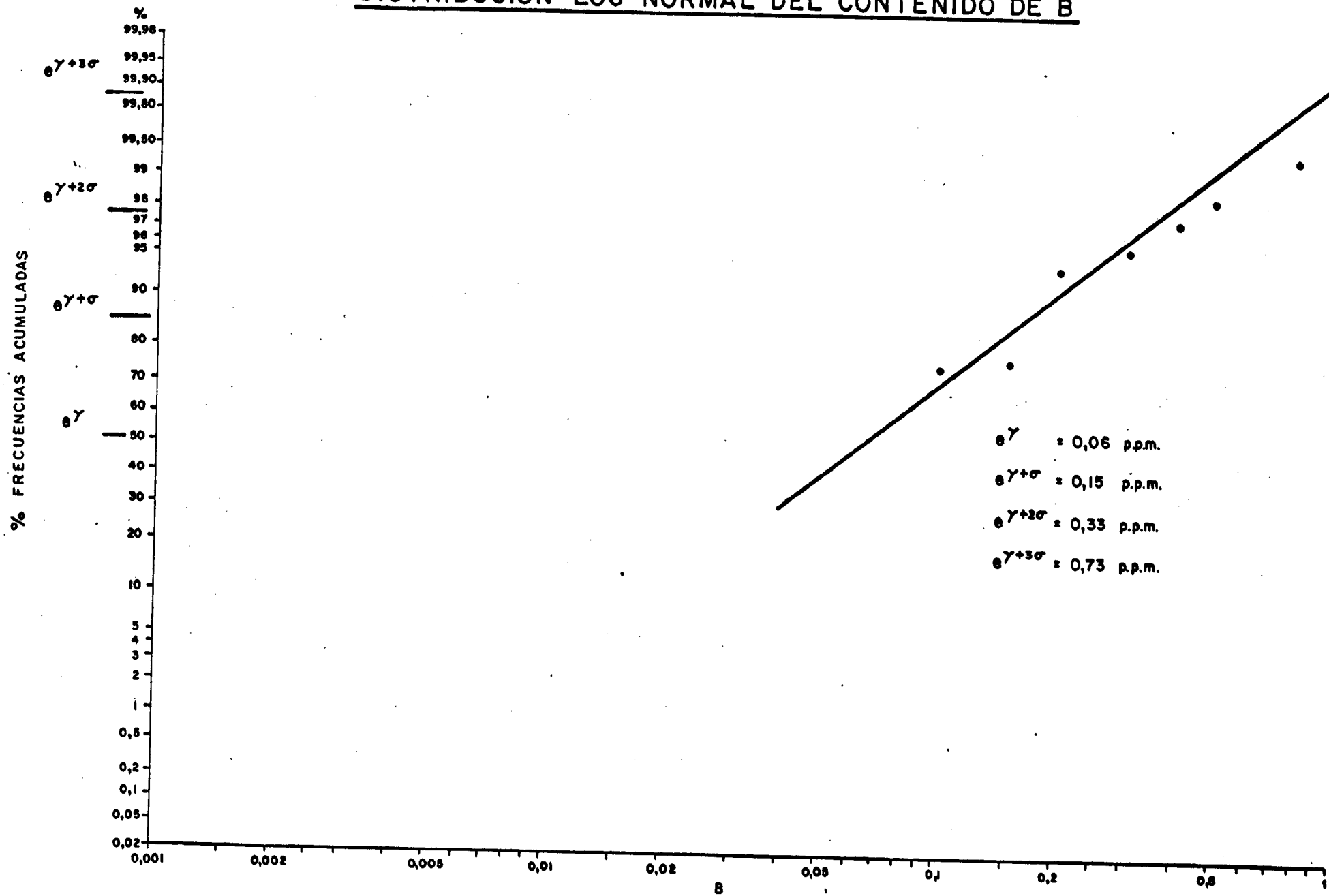


GRAFICO 41

DISTRIBUCION LOG-NORMAL DEL CONTENIDO DE B



4.5.3. MAPA DE ISOCONTENIDOS DE FLUOR

Normalmente, el fondo general es de 0.05 y se pasa directamente a unos pocos valores anómalos, por lo que el tratamiento estadístico, no resultó posible con los criterios referidos. En consecuencia, y dado el rango de existencia de este elemento, de 0.05 ppm hasta 20 ppm, se ha optado por representar tres valores arbitrarios en progresión logarítmica: 0,1, 1 y 10 ppm que delimitan también anomalías perfectamente coincidentes (plano 10) con las de los mapas de SiO_2 y B.

4.5.4. MAPA DE ANOMALIAS DE Na/K

La elevada relación K/Na de las aguas frías, en ocasiones superior a la unidad, origina una población anómala que en realidad debería tratarse como dos, la de potasios normales y la de potasios anómalos (gráfico 42). Para evitar incrementos de cálculo se ha representado únicamente la isolínea arbitraria de $\text{Na/K} = 1$, separadora de ambas poblaciones teóricas, que resulta ya de por sí suficientemente significativa dado que apunta las anomalías, aunque más diluidas, en los mismos lugares que los mapas precedentes (plano 11).

4.5.5. MAPA DE ANOMALIAS Ca-Na

Se ha llevado a cabo el tratamiento estadístico de la relación $1/\log \sqrt{\text{Ca}/\text{Na}}$, función directa de la temperatura, -- que también se ajusta a una distribución log-normal. Como es lógico suponer, dado que se ha puesto de manifiesto que el Ca^{++} no está equilibrado, aparecen también dos poblaciones (gráfico 43) de los cuales se ha preferido la más anómala, sin representar el valor de la media, dada su interferencia con la primera población. A pesar de todo, las anomalías siguen apareciendo en los consabidos lugares referidos (plano 12), aunque, por supuesto, con menor intensidad.

GRAFICO 42
DISTRIBUCION LOG-NORMAL DEL CONTENIDO DE Na/K

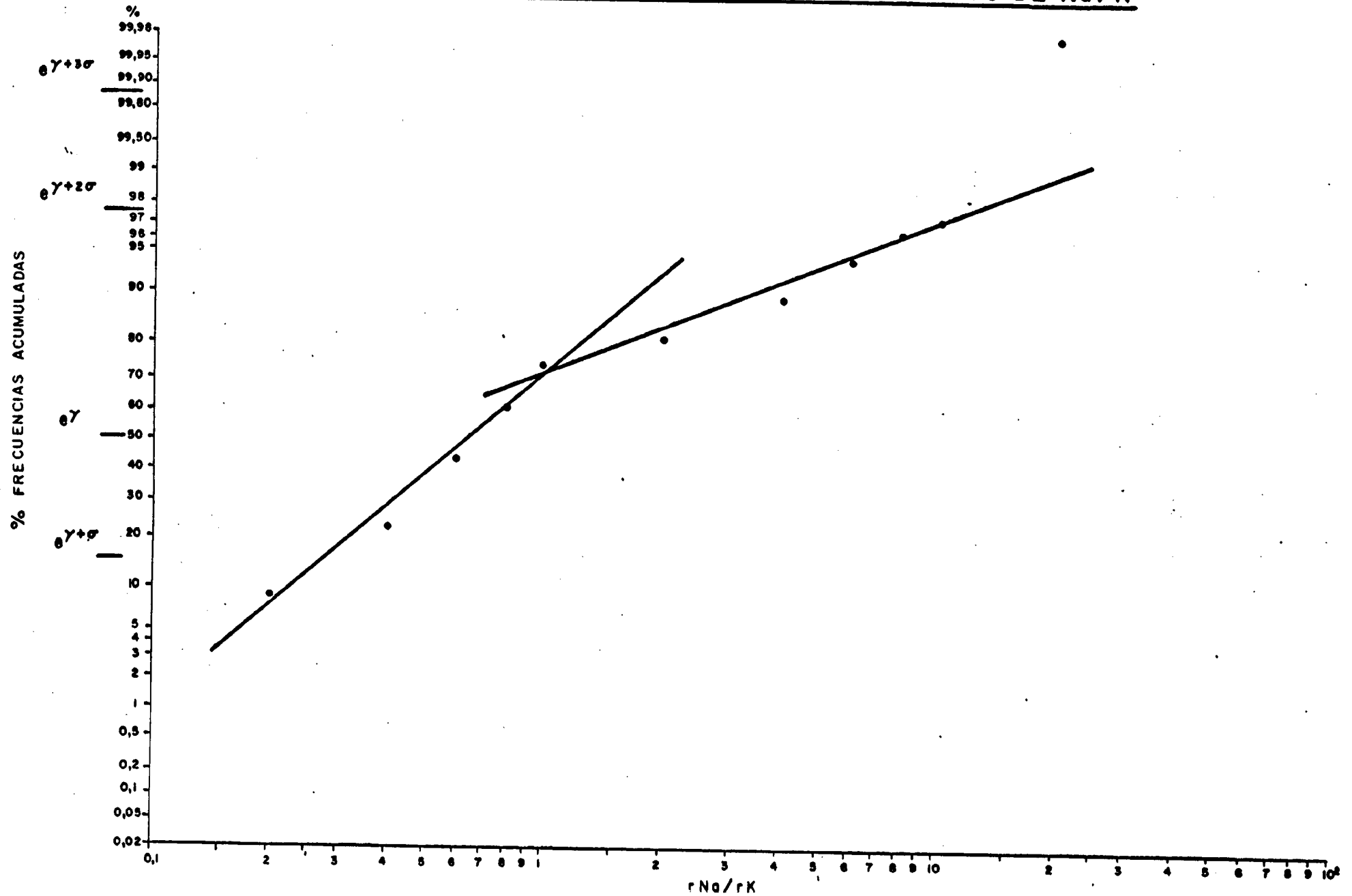
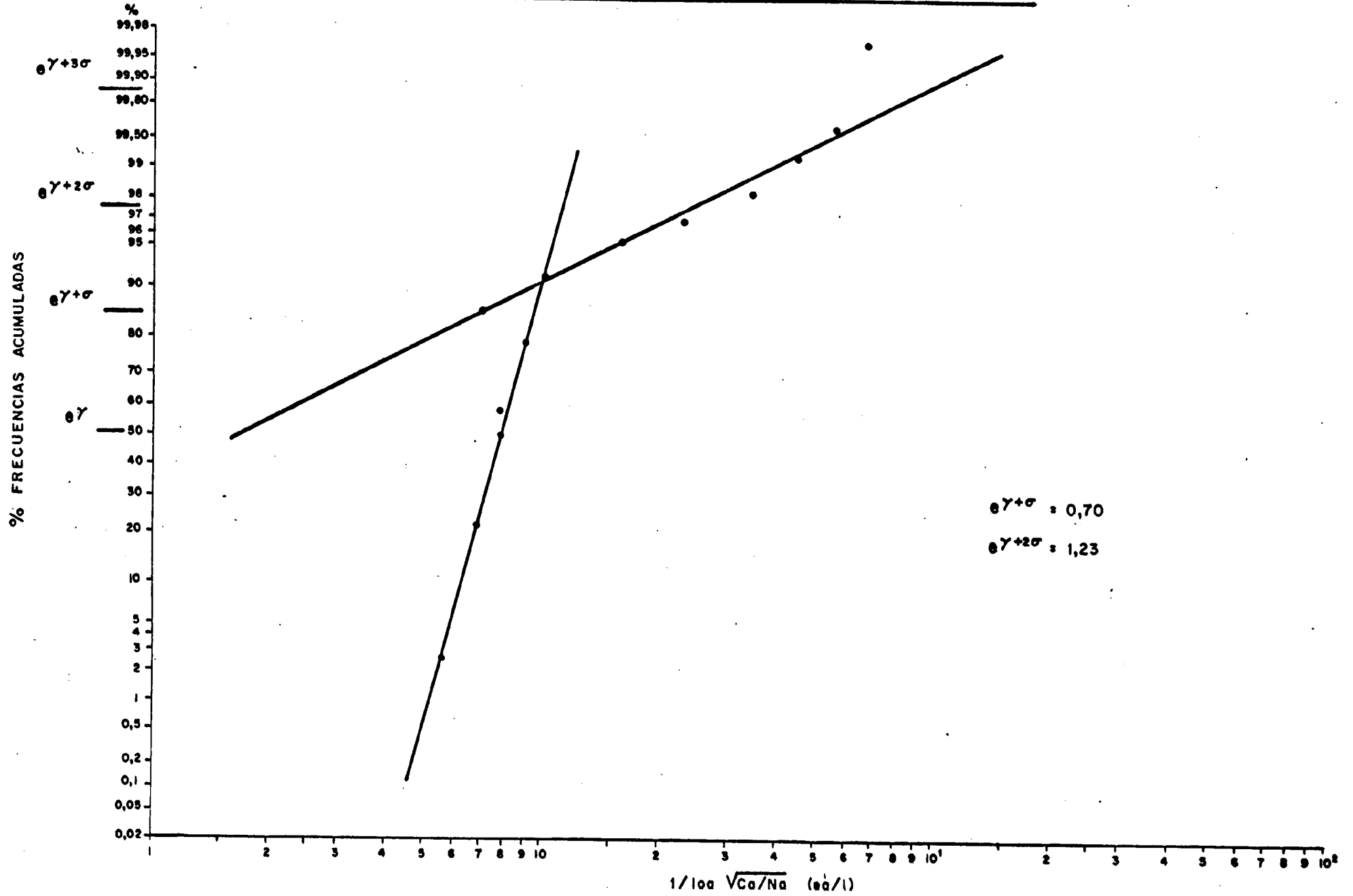


GRAFICO 43

DISTRIBUCION LOG-NORMAL DE 1/LOG Ca/Na



4.5.6. MAPA DE ISOEQUILIBRIOS FELDESPATOS-AGUA

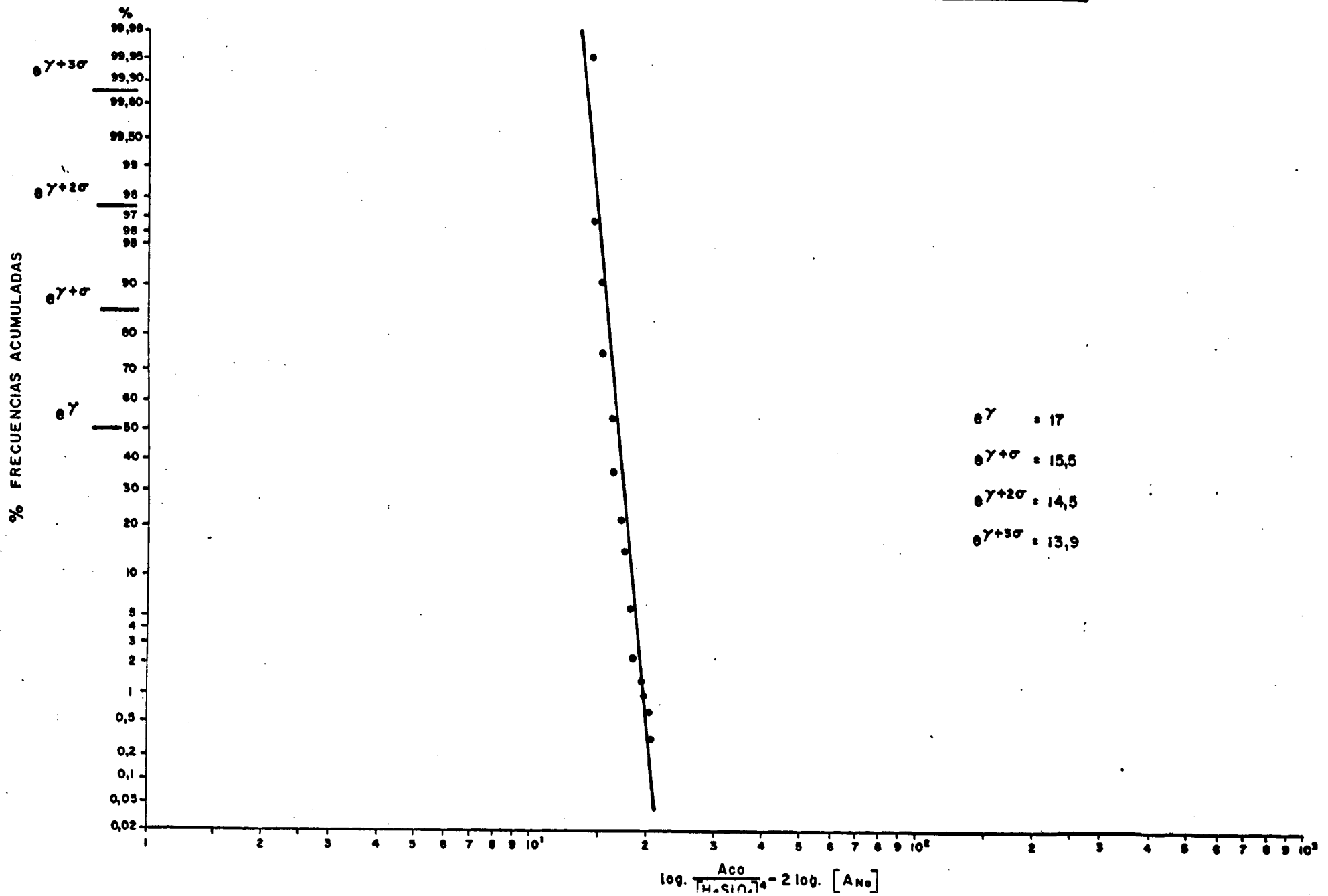
En este caso se han representado los valores correspondientes a la constante de equilibrio de la reacción de albitización, que es función de las temperaturas: $\log A_{Ca^{++}} [H_4SiO_4]^4 - 2 \log [A_{Na}]$. La función distribución de estos valores se ajusta también a una log-normal cuya media y desviación típicas son 17, 15,5, 14,5 y 13,9 (gráfico 44).

Como se advierte en el correspondiente mapa (plano 13) la delimitación de anomalías es perfectamente clara y coincidente con los restantes mapas elaborados, basados en criterios químicos completamente distintos entre sí.

Puede concluirse, por tanto, que la metodología empleada en el planteamiento del trabajo y en la elaboración de resultados ha sido correcta y que las anomalías geoquímicas obtenidas responden efectivamente a procesos de circulación de agua termal.

GRAFICO 44

DISTRIBUCION LOG-NORMAL DEL EQUILIBRIO FELDESPATO H₂O



5. ΓΕΟΦΙΣΙΚΑ

5.1. ESTUDIO REGIONAL

5.1.1. ANTECEDENTES Y OBJETIVOS

Dentro de la zona de estudio contemplada en el presente Proyecto, existen diversas manifestaciones superficiales que inducen a pensar en la presencia de un aluvión geotérmico en profundidad. En la introducción de este informe, ya se ha descrito suficientemente el entorno geológico que caracteriza al área de trabajo y no vamos a entrar en una repetición de este apartado. Basta recordar que estamos en presencia de un medio básicamente granítico afectado por importantes fracturas a las que parecen asociarse, las manifestaciones termales conocidas.

No existen trabajos anteriores que hayan estudiado la zona desde el punto de vista geotérmico, y en consecuencia las tareas contempladas en el presente Proyecto tienen un cierto carácter experimental. Tal afirmación no puede considerarse pretenciosa, si tenemos en cuenta que al modelo geológico al que nos vamos a enfrentar, se aparta sensiblemente de los modelos clásicos en el ámbito geotérmico.

Dentro de la complejidad que comporta el esquema geológico en que trabajamos, se pretende como objetivo fundamental, la localización de áreas de interés preferente de cara a futuras investigaciones de detalle, si llegara el caso. Complementariamente con la anterior se tratará de conocer la relación entre anomalías geofísicas-manifestaciones termales-fracturas.

Conviene en este punto insistir en que el trabajo aquí realizado es una primera fase, y sus resultados han de juzgarse teniendo muy presente esta circunstancia. En las publicaciones clásicas de prospección geotérmica destacan casi siempre el gran número de técnicas que se utilizan complementariamente para el estudio de una misma zona. Es normal que algunas de ellas ofrezcan pobres resultados, pero en cualquier caso el conocimiento final al que se llega es el producto de todas estas técnicas, en mayor o menor grado de participación.

5.1.2. METODOLOGIA DE TRABAJO

5.1.2.1. RESISTIVIDADES (SEV)

Asociadas a los almacenes geotérmicos, o a las zonas por donde estos se manifiestan en superficie, se producen alteraciones hidrotermales así como disolución parcial de algunos de los componentes rocosos. Las disoluciones presentan un mayor contenido iónico y la actividad y movilidad de estos iones se vé incrementada por efecto de la temperatura.

Todos estos fenómenos se traducen en un cambio notable en algunas de las propiedades físicas del medio rocoso y especialmente de su comportamiento frente al paso de la corriente eléctrica. La resistividad decrece sensiblemente por cualquiera de las causas enumeradas, y el hecho de que se den simultáneamente las tres (incremento del contenido de fluidos intersticiales por aumento de la porosidad, incremento de la salinidad e incremento de la temperatura) implican un descenso de la misma.

A título de indicación de la influencia de salinidad y temperatura sobre la resistividad de una disolución incluimos el gráfico 45, que consideramos especialmente ilustrativo.

Sin embargo no puede interpretarse como condición necesaria y suficiente la presencia de un mínimo de resistividad para que exista un yacimiento geotérmico. Si se tienen en cuenta los factores morfológicos y estructurales así como las medidas de gradientes geotérmicos y de flujos caloríficos, ocurre que las zonas potencialmente favorables se reducen considerablemente. Observese a este respecto el gráfico 46 modificada de Meidav y Tonani 1975.

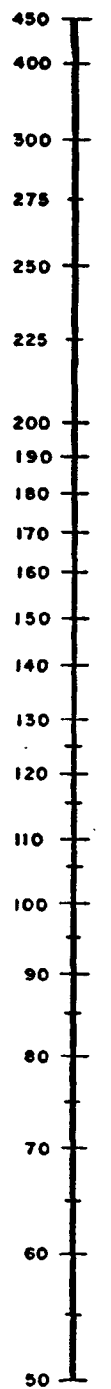
Sintetizando las ideas anteriormente expuestas se puede afirmar la viabilidad y conveniencia de aplicación del método de resistividades para la detección de zonas de interés -- geotérmico aunque teniendo presente a la hora de interpretar -- los resultados el enmascaramiento posible de la respuesta obtenida. Dicho en otras palabras pueden darse cierta ambigüedad -- en la interpretación.

Existen diversos métodos geofísicos que permiten conocer las variaciones de resistividad dentro de un medio rocoso, bien sea en términos de resistividad real o aparente. Tradicionalmente se agrupan en dos categorías en las que caben -- otras subdivisiones: métodos de corriente continua y métodos -- electromagnéticos.

Generalmente la comparación entre ambos grupos se hace teniendo presente dos aspectos fundamentales como son penetración y operatividad. En muchas circunstancias también han de -- valorarse circunstancias como la definición o localización de los datos, costes, etc.

Al margen de ser el método tradicional para una primera fase de reconocimiento, hemos considerado adecuado en la zona sometida a estudio aplicar el método de resistividades en -- corriente continua, en su variante de SEV, por las razones siguientes:

TEMPERATURA
°F



RESISTIVIDAD
ohm.m

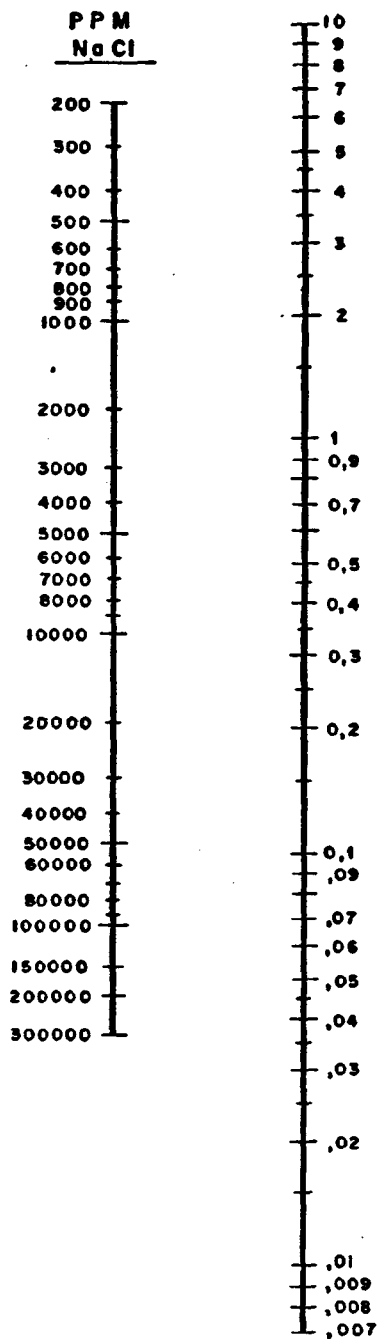


GRAFICO 45

RELACION SALINIDAD - TEMPERATURA - RESISTIVIDAD
(para disoluciones ClNa)

GRAFICO 46

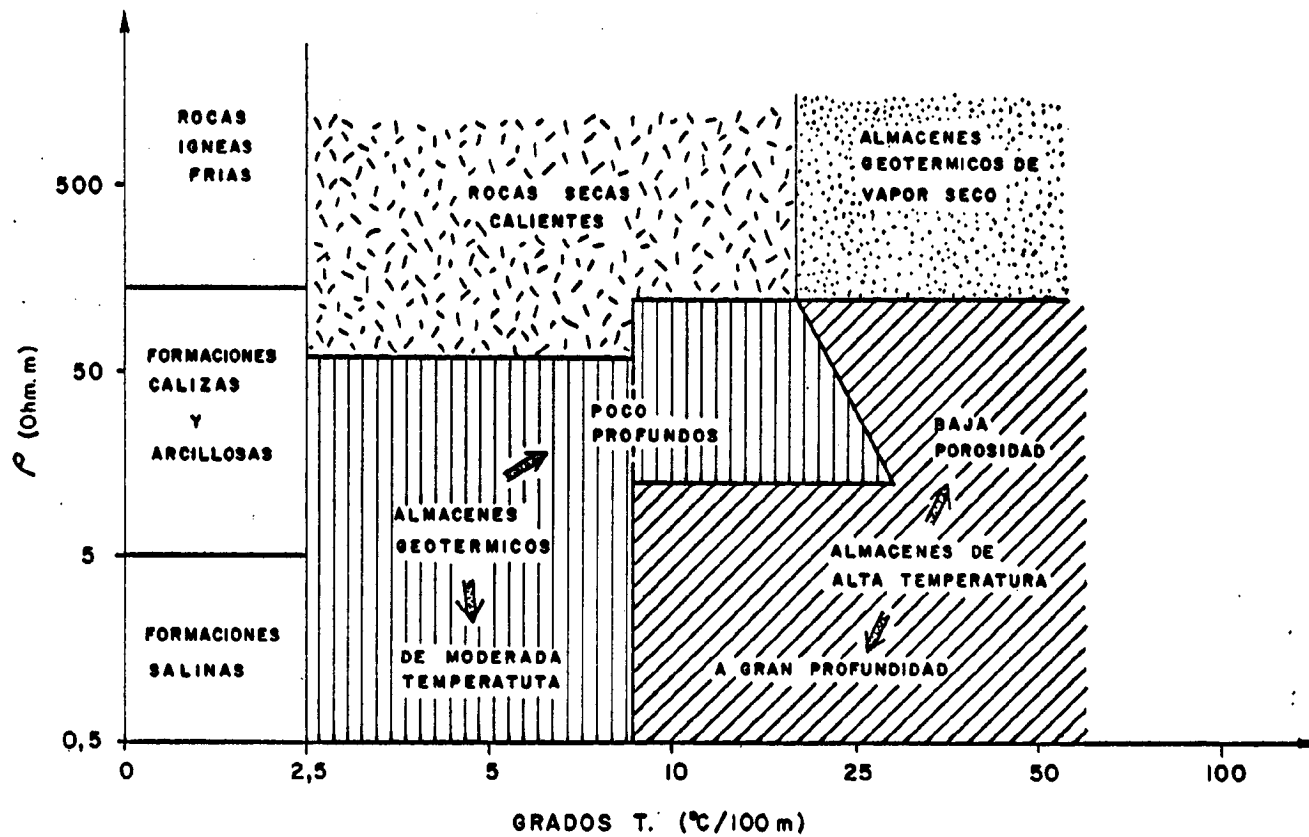
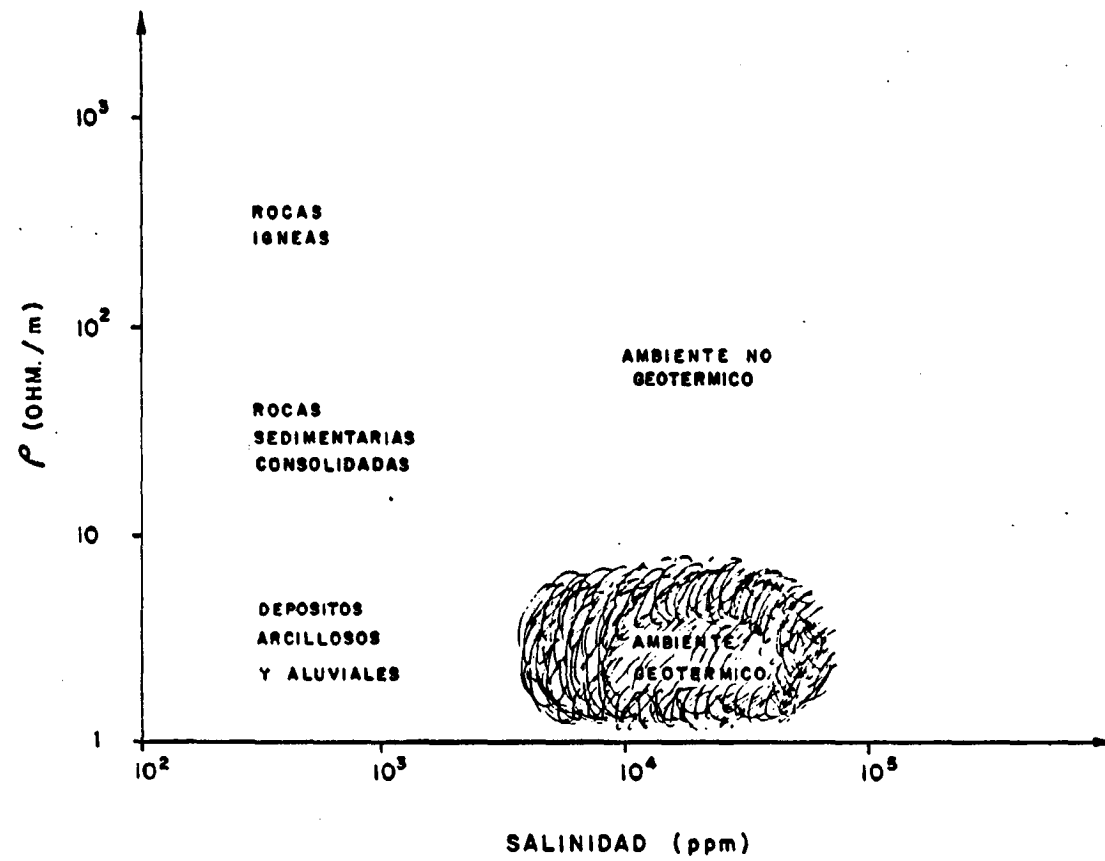


GRAFICO 47



a) Conveniencia de obtener una información cualitativa y cuantitativa. A través de la primera característica se pueden definir zonas anómalas, en sentido general, mientras que los datos cuantitativos del método permiten conocer aspectos geométricos del medio.

b) Necesidad de continuar la investigación hasta niveles de algunos centenares de metros de profundidad.

Se han tenido en cuenta, no obstante, algunas limitaciones importantes impuestas por la geología y topografía del área de estudio y que influyen invalidando en algunos casos la interpretación cuantitativa de los SEV y dificultando enormemente su ejecución.

5.1.2.2. SONDEOS AUDIO-MAGNETOTELURICOS

Este tipo de determinaciones de las características resistivas del medio rocoso pertenece al conjunto de métodos electromagnéticos de campo natural que trabajan en el rango de 5 a 20.000 Hz.

Obviamente pretende localizar los contrastes de resistividad que puedan tener alguna justificación desde el punto de vista geotérmico. Sin embargo conviene en este punto hacer una consideración que evite posteriores malentendidos a la hora de establecer la natural comparación de resultados entre SEV y SAMT.

Mediante el método de SEV, dentro de los ámbitos de profundidad en que esencialmente se emplea, determinamos la resistividad iónica fundamentalmente. Con el sistema de SAMT se define el módulo de una resistividad compleja cuya componente en el campo real es la resistividad iónica.

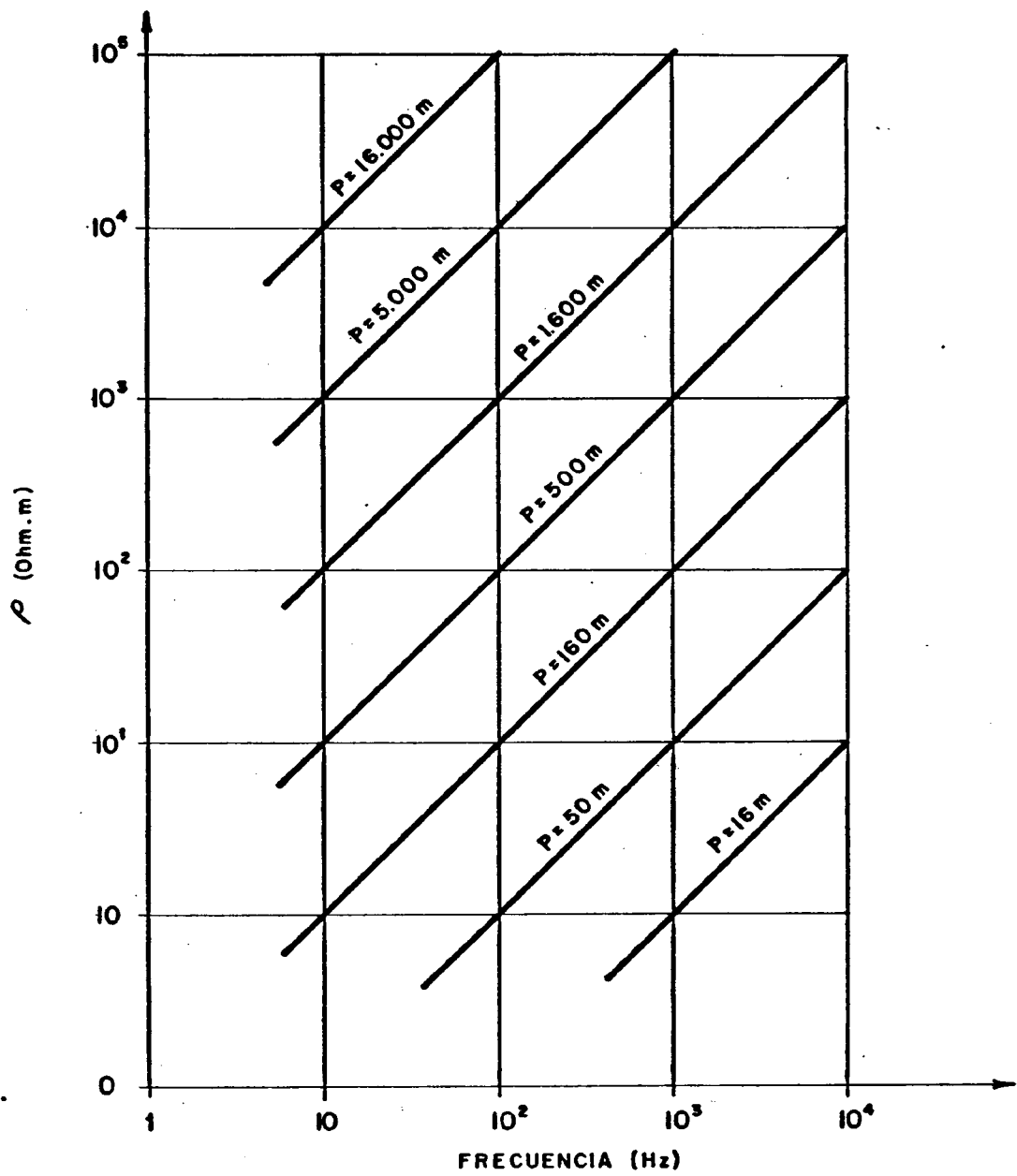


GRAFICO 48

NOMOGRAMA PARA CALCULO DEL EFECTO SKIN

Esta circunstancia hace que los valores en uno y otro caso se muevan dentro de márgenes completamente diferentes puesto que, en términos generales, el rango de variación de la "resistividad" determinada a través de SAMT es mucho más amplio que el correspondiente al método de SEV.

El método de SAMT utiliza las propiedades del campo electro-magnético natural, obteniendo información sobre la resistividad eléctrica del medio a diferentes rangos de profundidad a través de la medida simultánea, en superficie, de las variaciones del campo magnético y del campo telúrico. Si E_x y H_y son las amplitudes respectivas de las variaciones de los campos telúricos y magnético en direcciones perpendiculares sobre un plano horizontal, la resistividad (ρ) de un suelo homogéneo o la resistividad aparente (ρ_a) de cualquier otras condiciones viene dada por la expresión

$$\rho_a = \frac{1}{5F} \left(\frac{E_x}{H_y} \right)^2$$

donde F es la frecuencia en Hz, E_x en mV/Km y H_y en gammas.

El fenómeno de transmisión de estos componentes del campo electromagnético se conoce como "efecto skin" expresado por una relación que permite calcular la penetración y que es la siguiente:

$$P = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{10\rho}{F}} \quad (\rho \text{ en km.})$$

La penetración depende de la resistividad y crece con ella pudiéndose representar esta relación en función de la frecuencia de la forma expresada en el gráfico 48

Puede aplicarse el método bien mediante sondeos, registrando en un mismo punto los valores correspondientes en toda la gama de frecuencias, o bien según perfiles a lo largo de los que sobre puntos muy próximos se toman las medidas para ciertas frecuencias previamente seleccionadas.

Entre sus características más destacables cabe señalar su operatividad la facilidad de empleo, ya que solo requiere pequeños espacios abiertos para establecer el dispositivo de medida, al contrario de lo que sucede con los SEV. En consecuencia y para zonas de topografía accidentada ofrece la posibilidad de obtener una elevada densidad de lecturas, cosa que no permiten otros métodos. Por esta circunstancia parece ciertamente defendible su empleo en nuestro caso aunque algunos aspectos morfológicos y estructurales puedan llegar a representar dificultades importantes que reduzcan su efectividad y compliquen enormemente la interpretación.

El inconveniente fundamental del método AMT se deriva del hecho de que la señal no está controlada y en consecuencia sus perturbaciones, de origen artificial en muchos casos, provocan en numerosas ocasiones la invalidación de los datos registrados. De esta circunstancia nace la necesidad de repetir las lecturas en un porcentaje considerable de estaciones en orden a incrementar la fiabilidad de los datos obtenidos.

La prospección geotécnica ha hecho amplio uso del método con resultados muy variables. De alguna forma podría afirmarse que actualmente se le da un carácter complementario al de resistividades en cc. aunque en casos específicos, entre los que se podría incluir el presente Proyecto, resulta su empleo como única vía para el estudio de la distribución de resistividades del subsuelo.

5.1.3. TRABAJO REALIZADO

De acuerdo con las justificaciones metodológicas comentadas en los apartados anteriores se ha planteado el estudio de la amplia zona contemplada en el Proyecto, tratando de establecer una distribución homogénea para los puntos de medida. Este aspecto queda no obstante condicionado por la abrupta topografía y la dificultad de acceso a algunos puntos del área de estudio.

5.1.3.1. SONDEOS ELECTRICOS VERTICALES

Originalmente se había previsto la realización de una malla mínima de 50 a 60 SEV con aperturas máximas de hasta 3.000 metros, entre electrodos de emisión.

Una vez iniciado el trabajo de campo, y tras discutir el tema con el Supervisor del Proyecto, se convino en la necesidad de modificar el programa en un doble aspecto y por las razones que describimos seguidamente.

Por una parte interesa una profundidad de investigación de, como mínimo, algunos centenares de metros y consecuentemente conviene prolongar los SEV todo lo posible. De otro lado hay que tener presente la dificultad de ejecución de los SEV, que impone la topografía, de forma que no resulta sencillo encontrar las ubicaciones adecuadas para un número elevado de puntos previstos sobre el papel.

Sucedo además que la influencia de los accidentes del relieve sobre las lecturas se va minimizando a medida que la distancia entre electrodos de emisión se incrementa. Cabe entonces considerar que la fiabilidad de los datos correspondientes a las mayores aperturas del depósito de emisión sea mayor que la deducida de las lecturas más superficiales.

De acuerdo con todas estas circunstancias se planteó en tonces una distribución de SEV según perfiles NO-SE y con aperturas máximas $AB = 6.000$ metros. Realizamos un total de 22 SEV cuyas curvas se incluyen en un Anexo del presente Informe. La posición de los puntos de medida, así como la dirección de -- expansión del dispositivo de comisión queda reflejada en el plano 14.

Queremos dejar constancia una vez más de que, no solamente la accidentada topografía, sino también la vegetación nos -- condicionaron negativamente respecto a los rendimientos previstos de forma que el tiempo de ejecución fue del orden del doble al correspondiente al mismo trabajo en condiciones normales.

Todos los SEV se realizaron controlando constantemente la dirección de apertura de sus alas y adoptando las mayores -- precauciones respecto a la fiabilidad y precisión de las lecturas: empleo de registrador, repetición con cambio de polaridad, etc. La secuencia de semiseparaciones entre electrodos, $AB/2$, fué la siguiente: 2, 3, 4, 5, 6, 8, 10, 13, 16, 20, 25, 32, 40, 50, 65, 80, 100, 130, 160, 200, 250, 320, 400, 500, 650, 800, - 1000, 1300, 1600, 2000, 2500 y 3000 metros.

5.1.3.2. SONDEOS AUDIO -MT-

Puesto que para su ejecución son mínimas las exigencias de tipo logístico, pudo establecerse y ampliarse un programa -- que contemplaba una distribución casi regular; en malla cuadrada; de los puntos de lectura. Por término medio esta malla ha sido de 2 x 2 km.

El sensor magnético ha empleado una bobina con núcleo -- de ferrita y 40.000 espiras mientras que el campo eléctrico se midió utilizando electrodos impolarizables de $Cu-SO_4Cu$ separados a distancias que oscilan entre 5 y 20 metros en función de las variaciones del campo eléctrico.

Realizamos un total de 229 SAMT sobre los que se -- efectuaron las lecturas por partida doble según dos direcciones perpendiculares, las mismas para todos los puntos. Las frecuencias de exploración son las siguientes: 5, 8, 10, 14, 20, 40, - 80, 143, 312, 400, 833 y 2222 Hz.

Dado que una de las características, por cierto negativa, del método está en la ausencia de control sobre la fuente (lo -- que se traduce en que a veces no pueda discriminarse que parte de la señal es debida a variaciones de campo electromagnético natural y que parte a ruido), se hace preciso un control sobre la calidad de los resultados. No es en absoluto preocupante, el hecho de que para algunas frecuencias varíe el orden de magnitud de las lecturas E o H siempre que la resistividad calculada en base a estas valores se mantenga en las mismas cifras en las determinaciones previas.

La forma habitual de establecer este control es a través de la repetición de un número suficiente de estaciones y que -- usualmente oscila alrededor del 10%. En nuestro caso hemos repetido 18 SAMT y 3 puntos se han medido por tercera vez. Los SAMT repetidos se incluyen en el Anexo 12 que será digno de un comentario más detallado en su momento.

5.1.4. TRATAMIENTO DE LOS DATOS

5.1.4.1. SONDEOS ELECTRICOS VERTICALES

La forma clásica de tratamiento de SEV consiste en la interpretación de las curvas bien por procedimientos automáticos o por superposición sobre curvas patrón. A partir de este proceso pueden elaborarse dos tipos de documentos básicos: perfiles geoelectrónicos y mapas de isobatas o isopacas de algún horizonte de interés.

Desde el punto de vista esencialmente cualitativo con - que se plantean las primeras fases de una prospección geotérmica, es interesante utilizar además otras maneras para obtener información. La más común y útil es a través de mapas de isorresistividades correspondientes a distintos valores de separación entre -- electrodos o, lo que es lo mismo, a diferentes profundidades de investigación. De esta forma pueden visualizarse en planta los cam bios laterales de resistividad, para un rango similar de profundidad. Por comparación de varios de estos mapas se puede obtener información respecto a la evolución en profundidad de las posi-- bles anomalías.

Complementariamente con lo anterior se elaboran perfiles de resistividad aparente, llevando bajo la vertical de cada SEV los valores de resistividad aparente, tomados de su curva - característica para diferentes valores de $AB/2$, crecientes hacia abajo en la representación gráfica del perfil. Al contornear mediante isolíneas el conjunto de valores así representados se obtiene una imagen aproximada de las variaciones de resistividad con la profundidad, a lo largo de todo el perfil.

Es normal que este tipo de representación se haga conjuntamente con el perfil geoelectrico obtenido de la interpretación cuantitativa. Existen algunos ejemplos bibliograficos, francamente interesantes, de este tipo de representación, ya que en - presencia de un medio litologicamente homogéneo la distribución de líneas isorresistivas refleja más o menos la distribución de isotermas a lo largo del perfil.

Naturalmente para llegar a una buena definición de los rasgos más representativos se precisa que la densidad de puntos de medida sea elevada. A título de ejemplo recordamos una prospección desarrollada en el campo "La Primavera" (Mexico) donde se obtuvieron excelentes resultados mediante SEV de $AB = 4000$ m. situados cada 800 metros sobre el perfil.

La ejecución de mapas de isovalores de resistividad aparente requiere la elección de los intervalos adecuados de forma que la distribución de isolneas manifieste los rasgos realmente representativos del área de estudio, dentro del rasgo de profundidades considerado. Para la determinación de tales intervalos el proceso más objetivo es el tratamiento estadístico de la población de valores de resistividad definiendo tanto sus perímetros de posición como los de variación y estableciendo el espaciado entre isolneas como:

$$\bar{X} \pm n \sigma$$

siendo n un número entero o fraccionario dependiendo de la magnitud relativa de σ respecto a \bar{X} .

No obstante la ejecución de cualquier tipo de estos mapas exige algo fundamental como es una densidad suficiente de datos para que el trazado de isolneas no obligue a interpolaciones imprecisas.

Basta observar el plano n°14 donde señalamos la posición de los SEV realizados para decidir no realizar planos ya que nos llevarían a valores puntuales difíciles de correlacionar.

5.1.4.2. SONDEOS AUDIO-MT

El cálculo de la resistividad aparente se hace partiendo la fórmula de Cagniard en la expresión

$$\rho_a = \frac{0.2}{F} \left[\frac{(E-E_0)/\overline{MN}}{K (H-H_0)} \right]^2$$

donde E viene dado en mV/km y H en miligramos. Los valores E_0 y H_0 son constantes de calibración de cero para cada canal y K es una constante de la bobina que homogeniza la respuesta en las diferentes frecuencias con la de resonancia.

De alguna forma el tratamiento de datos es similar al efectuado por los SEV. Efectivamente con los datos calculados de seudoresistividad pueden elaborarse dos tipos básicos de documentos que recopilan la información aportada por un conjunto de SAMT:

- a) Perfiles
- b) Mapas

Naturalmente es conveniente también la interpretación cuantitativa de las curvas $\rho_a = f(F)$ a través de superposición sobre curvas patrón. Sin embargo consideramos que este proceso solo debe aplicarse cuando el modelo geológico en cuestión venga caracterizado por la presencia de capas planas y contactos horizontales entre los mismos.

El primer rasgo a considerar cuando se aborda la confección de mapas de isorresistividad, a partir de SAMT, es la amplia variación de los valores a contornear. Así como en el caso de SEV es normal que los valores extremos se sitúen entre varias decenas algunas centenares de ohm. m. en los SAMT, se observan diferencias que pueden ir de 10^1 a 10^6 . La justificación de esta aparente dispersión se dió en el apartado 5.1.2 únicamente la recordamos para que sea tomada en cuenta a la hora de juzgar los planos correspondientes.

Al margen de esta circunstancia caben otras consideraciones, respecto a los planos a realizar: frecuencias más representativas y dirección de los sensores. En este caso hemos elegido las frecuencias de 8, 14, 80 y 400 Hz., elaborándose los planos por las dos direcciones de registro.

por lo que respecta a la elaboración de los perfiles de seudoresistividad es poco lo que hay que explicar, se construyen llevando en la vertical de cada punto las resistividades correspondientes a cada formación, en orden decreciente hacia abajo y contorneándolas posteriormente según los intervalos que se consideren más representativos.

En orden a ofrecer información justa, sin que los documentos elaborados resulten negativos hemos construido los 4 perfiles que se incluyen en el pano n° 24 y que se comentaran más adelante.

Respecto a la posibilidad de interpretación cuantitativa de las curvas SAMT obtenidas queremos señalar que no la consideramos viable dentro de márgenes razonables de precisión. Nos -- movemos sobre un modelo geológico diametralmente opuesto al de capas planas y en consecuencia no son aplicables al mismo los -- supuestos en que se apoya el cálculo de curvas teóricas para es -- te último.

5.1.5. RESULTADOS OBTENIDOS

Hemos de señalar que a efectos de una valoración objetiva de los mismos serán necesario contemplarlos sin perder de -- vista el carácter de primera fase que tiene el presente estudio. No podrá pretenderse una definición detallada de las anomalías -- sino la localización de áreas de interés así como de los rasgos más significativos desde el punto de vista geotérmico.

5.1.5.1. SONDEOS ELECTRICOS VERTICALES

Observando las curvas obtenidas, que se incluyen en el -- anexo 11, puede apreciarse, que no responden a un tipo único de modelo geoelectrico ya que aunque son de tipo Multicapa por combinación de los tipos K-H especialmente, las órdenes de magni-- tud de la resistividad aparente varían sensiblemente entre ellas. Por otra parte en diversas curvas se aprecian efectos característicos debidos a la presencia de contactos litológicos superficiales, discontinuidades laterales tales como fracturas, etc. Dentro de esta técnica general es significativo el hecho de que al in-- crementarla distancia entre electrodos ocurre que algunas de las irregularidades enumeradas desaparecen tal vez por su integra--

ción dentro de los efectos producidos por el gran volumen rocoso implicado en las texturas.

A la hora de plasmar gráficamente los resultados deducidos de las curvas de SEV nos encontramos con un primer inconveniente derivado de la escasa densidad de lecturas. A partir de unos pocos datos no resulta factible, o cuando menos sería poco fiable, la ejecución de mapas de isorresistividades en la forma convencional. Consecuentemente hemos renunciado al intento de elaboración de este tipo de documento. La única forma de presentación coherente de resultados de SEV que cabe en este caso es mediante perfiles geoelectricos y pseudosecciones de resistividad aparente tal como hacemos en el plano n° 15.

PERFIL n° 1

Se diferencian en él dos zonas con claridad, sin que pueda precisarse el límite entre ambos. El extremo N. se caracteriza por una cierta homogeneidad litoeléctrica en la que predominan los valores elevados de resistividad. Su correspondencia con el plutón granítico parece muy claro.

Los puntos del extremo Sur muestran sin embargo una distribución de resistividades según un modelo de capas que se correlacionan bien y que en profundidad se hace relativamente conductor. Consideramos que estos niveles profundos pueden corresponder a granodioritas del tipo de las que afloran inmediatamente hacia el Oeste.

El límite entre las dos zonas enunciadas podría corresponder a la prolongación hacia el Este del contacto granito-granodioritas.

No existe aquí ninguna indicación cualitativa de interés desde el punto de vista geotérmico.

PERFIL n° 2

Vuelve a observarse aquí de forma análoga el perfil anterior, como el extremo Norte se caracteriza por sus elevadas resistividades que se incrementan con la profundidad a partir de 400 - 500 metros.

La zona del SEV 2-3 representa una discontinuidad importante a modo de barrera resistiva que independiza hacia el Sur un tramo relativamente conductor que agrupan los SEV 2-4 y 2-5. La distancia entre ambos es de unos 4'5 km. y habría sido deseable disponer de algún punto intermedio que pese a estar previsto no fué posible su ejecución por las adversas condiciones topográficas.

Sobre la pseudosección de resistividades aparentes esta zona refleja un número de difícil justificación litológica y consecuentemente cabe la consideración de que sea debido a efectos geotérmicos. Su posible superposición con anomalías hidroquímicas puede aclarar este extremo.

La continuación de la investigación hacia el Sur adolece de falta de datos en una amplia zona por las mismas razones que se apuntó anteriormente.

Es el extremo del perfil, especialmente en el SEV 6 -- existe una zona conductora que en la interpretación cuantitativa se sitúa a partir de 150 metros de profundidad y que alcanzan los valores mínimos de resistividad aparente de la zona. De forma análoga a la anomalía comentada anteriormente no parecen existir condicionantes litológicos capaces por sí solos de generar esta anomalía. Por este motivo estimamos que esta zona puede ser de interés de cara a futuras investigaciones.

PERFIL n° 3

La estructura en capas que presenta en la zona de los SEV 3-1, 3-2 y 3-3 no es ni mucho menos clásica de un modelo geológico en el que predominan en superficie. los materiales graníticos. Esta zonación claramente correlacionable debe corresponder a variaciones litológicas entre los que nos parece razonable que las menores resistividades están asociadas a gneises. Desde la perspectiva de exploración geotérmica no apreciamos ningún rasgo de interés en el ámbito de los SEV comentados.

A partir del Río Sil hacia el Sur se pueden identificar tres zonas claramente diferentes aunque de escaso interés.

La primera de ellas comprende los SEV 3-4 y 3-5, y se caracteriza por la abundancia de contrastes horizontales de resistividad, y por el crecimiento de esta con la profundidad. En el punto 3-4, entre 50 y 250 metros existe un tramo relativamente conductor que parece reflejar efectos laterales que bien pudieran corresponder a algunas anomalía existente hacia el NO.

La zona comprendida entre los SEV A y B presentan algunas intercalaciones conductoras que consideramos de dudosa interpretación, no así el contraste lateral de resistividad en la capa superficial que parece corresponder al contacto granito-granodioritas.

El hecho de que la resistividad de toda la zona crezcan sensiblemente con la profundidad, viene a limitar su interés desde el punto de vista de nuestros objetivos.

Por último en el extremo Sur, la presencia de materiales detríticos recientes condicionan las bajas resistividades superficiales del SEV D en relación con el C situado sobre granito. En ambos, bajo una capa de alta resistividad situada entre 200 y 400 metros se observa una disminución notable de la resistividad que en el sustrato varía entre 250 y 380 ohmios. La interpretación que consideramos más plausible para este hecho es que sea debido a la presencia de gneises en ese nivel.

5.1.5.2. SONDEOS AUDIO -MT-

Puede decirse que en principio disponemos de suficiente densidad de datos como para que estos sean representativos dentro de la escala de trabajo en que nos movemos. La calidad de los datos ha sido contrastada con suficiente numero de repeticiones y en consecuencia ha podido estimarse como fiable el trabajo realizado.

Hay que señalar la circunstancia de que la mayor parte del área de trabajo no ha presentado problemas reseñables en la toma de datos, salvo, la zona situada inmediatamente al SO de Orense donde el índice de ruido industrial ha resultado excesivo en muchos casos. Concretamente varios de los puntos allí medidos han resultado inútiles mientras que otros son poco fiables.

Estas circunstancias se dan en los puntos I-9 a I-12, H-7 a H-10 y G-4 a G-8.

5.1.5.2.1. MAPAS DE ISORRESISTIVIDADES

Para su elaboración se han tomado una serie de frecuencias que consideramos representativas de diferentes rangos de profundidad y que son las siguientes 8, 14, 80 y 400 Hz.

En todos los casos se han consttuído los mapas de isorresistividades correspondientes a las dos direcciones en que se registró el campo eléctrico con el fin de obtener una mayor grado de fiabilidad en la detección de las anomalías y así mismo conocer la posible anisotropía eléctrica del medio a nivel cualitativo. Comentaremos sus resultados en orden de menor a mayor penetración teórica.

Respecto a estos mapas queremos advertir una vez más que estan constituidos a partir de unos valores de resistividad compleja no comparable directamente con los ordenes de magnitud clasicos deducidos de los SEV.

Por otra parte advertimos que los datos numericos para el trazado de isolneas se han tomado no del listado de cálculo sino de las curvas suavizadas de los SAMT obtenidos del citado listado con objeto de eliminar posibles picos poco representativos.

ISORRESISTIVIDADES PARA $f = 400$ Hz.

Para unas resistividades medias, según los SEV, que varían entre 300 y 1000 ohmios la representatividad de este mapa se situaría entre 200 y 350 metros aproximadamente.

Existen ligeras diferencias en la forma de las anomalías entre los planos correspondientes a las dos direcciones (Planos nos 22 y 23)!

Sin embargo en ambos casos se señala una amplia zona conductora situada entre Allariz y Toboadela y que sigue dirección E-O llegando hasta el área de Baños de Molgas.

Otras anomalías de menor entidad son las situadas respectivamente al NO de Orense, a lo largo del Río Miño, al Este de Carballo, cerca del Río Barbatin y también entre Ribadavia y Beade en la zona de confluencia de los Ríos Avia y Miño.

Consideramos que tales anomalías guardan una estrecha relación con los sistemas de fracturas. Especialmente las situadas al N del Río Miño responde a alineaciones de dirección NE-SO y NO-SE. En el plano correspondiente a la dirección EEO puede apreciarse este detalle con toda claridad.

IRRORRESISTIVIDADES $f = 80$ Hz :

En relación con el plano anterior se aprecia aquí una sensible diferencia respecto a los órdenes de magnitud de las resistividades que son mas elevadas. De modo análogo a lo

que pueda apreciarse en los perfiles geoelectíricos obtenidos a partir de lso SEV existe un incremento general de la resistividad con la profundidad.

Para este caso, considerando los mismos márgenes de variación de la resistividad que en el caso anterior, el rango de profundidades investigado oscilará entre 500 y 800 metros.

Juzgando la entidad de las anomalías en terminos relativos respecto al elevado valor de resistividad que caracteriza el conjunto de área para esta frecuencia vuelve a manifestarse con toda claridad la zona conductora situada entre Toboadela y Allariz y que se extiende hacia el Este en dirección a Baños de Molgas.

Otras anomalías puntuales en en el borde norte del área estudiada así como al N y E de Orense no merecen mayores comentarios dada su poca entidad.

Es de destacar sin embargo como la parte central de la zona de trabajo se caracteriza por constituir un bloque de elevada resistividad que se extiende desde Orense hasta San Amaro por el Oeste siendo su anchura de unos 6 km. El Río Miño discurre durante un cierto tramo por esta zona y constituye su borde sur hacia el Oeste.

De forma similar al plano correspondiente a 400 Hz. - se definen ciertas alineaciones en la distribución de isoclinas que suponemos asociadas a zonas de fractura, en las que predomina la dirección NE-SO. Es significativo la correspondencia de estas alineaciones con el trazado del Río Miño a partir de Orense hacia el NE. También la alineación E-O que corresponde con el curso del Miño desde Orense hacia el Oeste es representativa a este respecto.

ISORRESISTIVIDADES PARA $f = 14$ Hz.

Respondiendo a un modelo de curva de resistividad del tipo K, se aprecia respecto a los planos anteriores un descenso general de la resistividad.

Por aplicación de la fórmula del skin y dentro de las limitaciones que supone el hecho de trabajar sobre un medio no homogéneo podemos asignar a estos planos (n^{os} 18, y 19) representatividad en el rango comprendido entre 1000 y 2200 metros.

Vuelve a destacarse aquí como rasgo más representativo la amplia anomalía conductora a que venimos haciendo referencia situada en el borde SE del área de trabajo. Dada su linealidad se ha chequeado convenientemente su validez en lo relativo a fiabilidad de los datos de campo. Analizando -- convenientemente los programas de lectura se ha podido constatar que los datos que definen la anomalía corresponden a fechas diferentes y también que cada uno de estos programas comprende varias estaciones diferentes a las que se sitúan dentro de la anomalía. Consecuentemente no resulta factible pensar -- que esté condicionada por errores instrumentales o de operación.

Aparte de esta anomalía principal y de otras puntuales situadas próximas a Orense y en el borde norte del área de estudio, se detecta otra zona conductora que se subdivide en dos en el área situada al este de Ribadavia y a lo largo del curso del Río Miño.

Sigue apreciándose un núcleo de alta resistividad, situado en la parte central del área de estudio cuyo límite hacia el este se sitúa aproximadamente en la vertical de Orense.

Parece interesante, y por ello lo señalamos, una alineación de anomalías conductoras paralelas al cauce del Río Miño en el tramo situado al NE de Orense. Con ligeras variaciones se reflejan para las dos direcciones de registro (ver planos 18 y 19) y se corresponden con una de las direcciones principales de fractura en la zona.

Existe además otro corredor conductor de menor entidad que partiendo de Orense con dirección NO llegaría hasta el punto P-9. También sugiere, una clara relación con fracturas por ser un rasgo que se repite en otras frecuencias

ISORRESISTIVIDADES PARA $f = 8 \text{ Hz}$.

Los dos planos correspondientes a esta frecuencia presentan la mayor profundidad de investigación que, con las mismas salvedades comentadas en otros casos corresponde a unos ordenes de magnitud entre 1700 y 3500 metros.

Los rasgos generales de la zona de estudio son enteramente similares a los deducidos de los planos anteriores, destacándose el mínimo de resistividad comprendido entre las poblaciones de Taboadela--Allariz y Junquera de Ambia - Baños de Molgas.

Es de destacar como la presencia de las anomalías en el área de Ribadavia se mantiene, aunque con una manifiesta -- anisotropía tal como se deduce de la comparación entre los planos 16 y 17.

Las alineaciones conductoras situadas al N, NE y NO de Orense se mantienen con direcciones practicamente invariables y en posiciones sensiblemente coincidentes con las que corresponden a los planos para otras frecuencias.

A diferencia de los otros planos hasta ahora comentados, la zona resistiva que ocupa la parte central del área estudiada se extiende hacia el Oeste hasta el límite de los puntos de medida.

No existen otros aspectos destacables salvo insistir -- una vez más en la repetición de alineaciones conductoras (o resistivas) según direcciones sensiblemente constantes, lo que induce a considerar una estrecha relación entre fracturas-resistividad.

5.1.5.2.2. PERFILES DE SEUDORRESISTIVIDAD

Su elaboración es similar a la de las pseudosecciones de resistividad aparente construídas a partir de los datos de -- SEV. En este caso en la vertical de cada punto se llevan los valores de resistividad para toda la gama de frecuencias decreciendo hacia abajo. Al contornear estos valores mediante isolíneas, se obtiene una representación de la distribución de las condiciones eléctricas del medio a lo largo de la sección considerada.

Puesto que se han tomado los datos según dos direcciones ortogonales, y no existe variación importante en los resultados para uno y otro caso, hemos elaborado los presentes perfiles tomando el valor medio de las dos resistividades definidas en cada punto y para cada frecuencia.

Es obvio que partiendo de la distribución de SAMT realizados, puede elaborarse un gran número de perfiles según agrupemos los puntos. Sin embargo, no consideramos que esto sea especialmente útil y por ello únicamente se han construído tres perfiles, que con rumbo NO-SE atraviesan toda la zona de trabajo -- dando una visión general de sus rasgos principales.

En todos los perfiles (Ver plano 24), se observa como la resistividad a partir de una determinada profundidad decrece al aumentar ésta. Esta aparente contradicción con los resultados de algunos SEV se explica perfectamente si se tiene en cuenta el -- diferente rango de penetración de SEV y SAMT. Al ser sensible -- mente mayor la profundidad alcanzada por estos, en las bajas -- frecuencias, que la alcanzada por los SEV ocurre que los últimos no llegan a poner de manifiesto el carácter relativamente conductor de los niveles profundo.

Desde el punto devista de su posible interés geotérmico vale al pena señalar la anomalía existente en el perfil 2 entre los SAMT L-14 y J-12. Es significativo el hecho de que con la profundidad su influencia es más o menos significativa, llegando a perderse tanto para los niveles superficiales como en la mayor profundidad investigada. En este último caso se aprecia --

como la anomalía casi llega a asociarse con otra profunda que comprende los puntos N-13 y M-12.

Hacia el Sur vale la pena detenerse en un comentario particularizado sobre la anomalía comprendida entre los puntos F-8 y E-8. No llegan a alcanzarse aquí valores de resistividad especialmente significativos, pero si lo es el hecho de que prácticamente todas las isolíneas presentan un abombamiento hacia arriba, que entendemos ha de corresponder a una anomalía conductora presente en todo el ámbito de profundidades estudiadas.

Respecto al perfil n°3 no vale la pena hacer ningún comentario especial ya que es muy similar al n°1, con carácter fundamentalmente resistivo salvo puntos aislados como el L-7 y M-3 para las mayores profundidades.

5.1.6. CONCLUSIONES

A partir de los datos obtenidos y una vez plasmados --- sus resultados sobre los planos correspondientes podemos sintetizar la información obtenida en los puntos siguientes:

a) La prospección mediante SEV que proporciona normalmente muy buenos resultados, se ha visto condicionada negativamente por las difíciles condiciones topográficas hasta el extremo de hacer inviable la ejecución de algunos de los puntos previstos.

b) No obstante, a partir de los perfiles geoelectricos obtenidos de los SEV, pueden apreciarse algunas variaciones -- significativas en la resistividad como, por ejemplo, en el tramo central del perfil 2.

c) Puesto que el modelo geológico sobre el que se ha realizado el trabajo, no ofrece muchas posibilidades de justificación litológica de las anomalías conductoras, es razonable considerar su posible relación con fenómenos geotérmicos.

La hipótesis de que alguna de estas anomalías son debidas a la presencia de fracturas, no parece muy viable cuando los datos de que se parte en su definición son SEV ya que, la influencia de una fractura en la curva correspondientes se manifiesta como una discontinuidad, y no como una bajada generalizada de la resistividad.

d) En todo caso hay que señalar que el citado carácter conductor no es ni mucho menos acusado ya que raramente desciende de 300 ohmios.

e) Se puede concluir respecto a los SEV afirmando su utilidad sometida a las limitaciones derivadas del escaso número de puntos que han podido realizarse. A pesar de que estos se han prolongado hasta $AB=6000$ m la penetración efectiva ha sido comparativamente reducida por los elevados valores de resistividad que caracterizan a los materiales en presencia.

f) Los resultados deducidos de los SAMT, por la mayor densidad de puntos medidos, permiten observar con fiabilidad las condiciones eléctricas del área de trabajo a diferentes rangos de profundidad.

g) En sus rasgos generales se dá una superposición completa de anomalías para todas las frecuencias muestreadas, y para las dos direcciones de registro en cada una de ellas.

h) La distribución de isolíneas de seudoresistividad, presenta una serie de alineaciones características que se repiten en todos los casos, y que consideramos ligadas a las direcciones de fractura. Estas direcciones son fundamentalmente N-NE y NO-SE.

i) En el entorno S y SO de Orense existe un elevado ruido industrial, insalvable por el método de SAMT, que hace poco fiables los resultados en esa zona.

j) La pequeña intensidad que en términos relativos presentan todas las anomalías, la achacamos a la consideración de que en presencia de un material cristalino donde la única permeabilidad posible es por fracturación, la zona de influencia eléctrica de una manifestación geotérmica ha de ser muy reducida y limitada al entorno de las fracturas, al contrario de lo que sucede en los medios sedimentarios. Según este esquema, la detección de anomalías intensas solo será factible cuando algún punto de medida se localice precisamente sobre ellas o bien cuando la fracturación sea muy intensa en el entorno de la manifestación.

h) Del conjunto de anomalías detectadas estimamos que las de mayor interés son las siguientes:

- n° 1.- Situada entre Taboadela, Allariz, Junquera de Ambía y Baños de Mulgas. Esta anomalía viene definida por todas las frecuencias de SAMT y coincide con una zona de baja resistividad en los SEV.
- n° 2.- Situada entre Moreira y el Río Miño. En ella coinciden las indicaciones de SAMT y SEV siendo estos últimos muy claras. Desgraciadamente se sitúa en el límite de la zona de ruido, y no se puede precisar su continuidad.
- n° 3.- Esta anomalía se encuentra al ENE de Maside a lo largo del río Barbantín y además de manifestarse para todas las frecuencias, su intensidad es destacable.
- n° 4.- Corresponde a una doble anomalía situada en la esquina NE de la zona de trabajo y a ambos lados del río Miño.

n° 5.- Es una anomalía de pequeña extensión pero de cierta intensidad que se refleja en todos los planos de AMT y en el SEV situado en sus proximidades.

El interés del resto de las anomalías reflejadas en el plano n° 25, queda condicionado a su correspondencia con otros datos de tipo geológico o hidroquímico para del conjunto de -- todos ellos, deducir unas conclusiones generales que definan las zonas preferentes de cara a la continuación de las investigaciones.

K) De cualquier forma este trabajo tiene únicamente el carácter de ser una primera fase y como tal ha permitido delimitar zonas de interés. Obviamente no acaban aquí las posibilidades de la geofísica sino que en el planteamiento de nuevas etapas debe aportar soluciones antes, por supuesto, de iniciar el reconocimiento mediante sondeos.

5.2. SONDEOS ELECTRICOS VERTICALES EN JUNQUERA DE AMBIA

5.2.1. INTRODUCCION

El presente capítulo se refiere a la campaña de Sondeos Electricos Verticales (SEV) efectuada en la zona de Junquera de Ambia durante el mes de febrero de 1982.

Dicha campaña tenía por objeto experimentar la utilidad del SEV en la detección de zonas conductoras originadas, bien por fallas por donde circulan aguas termales, bien por la sola elevación de temperatura.

5.2.2. TRABAJO DE CAMPO

Se efectuaron 24 SEV Schlumberger, en su mayoría con -- AB = 4 km. Las últimas lecturas de cada SEV se efectuaron por medio de registrador.

Las condiciones del trabajo fueron difíciles y poco favorables para la obtención de curvas de SEV correspondientes al modelo usual compuesto por capas paralelas y homogéneas. En efecto, lo accidentado de la topografía, las irregularidades de la capa superficial compuesta tan pronto por granito sano como por granito alterado y los cambios laterales de resistividad en el granito hacen que las curvas sean en general de mala calidad.

Los valores de resistividad aparente proporcionados por los SEV se han representado como de costumbre en escala bilogarítmica de 62'5 mm. de módulo. Dicha representación gráfica se ha efectuado mediante un trazador automático ("plotter") con error menos que 25 micras; cada punto observado se representa por una cruz, cuyo trazo vertical expresa el margen de error usualmente admitido para estas mediciones (5%).

La situación de los SEV y de los 5 perfiles construidos sobre ellos, se indican en el plano correspondiente.

5.2.3. INTERPRETACION

Las resistividades aparente de cada SEV han sido sometidas a la corrección de empalme, y, después interpretadas en primera aproximación por el método del punto auxiliar. Esta primera interpretación era ajustada y refinada por medio de programas de ordenador hasta la obtención de una solución válida dentro del 5% de error. En este informe se incluyen las curvas que corresponden a las soluciones definitivas.

Tales soluciones se han representado en la forma de cortes geoelectricos, los cuales se incluyen en este informe, y cuyos rasgos más relevantes se comentan a continuación. Es de señalar que en este caso, los cortes geoelectricos no tienen ninguna exageración vertical.

PERFIL 1 (SEV 1 a 3, 6 y 22)

Las resistividades interpretadas que aparecen en este corte estan comprendidas entre 600 y 7000 ohmios-metro, con excepci3n de alguna capa superficial. Estas resistividades son -- atribuibles a granito normal.

Hay sin embargo una excepci3n, el SEV-1, donde la resistividad interpretada desde 360 m. de profundidad es tan solo 150 ohmios-metro. Para esta interpretaci3n se han desechado por dudosos los dos 3ltimso puntos de la curva. Esta baja resistividad podr3a tener significaci3n geot3rmica, m3xime si se tiene en cuenta que este sondeo es el m3s pr3ximo a una fuente termal.

PERFIL 2 (SEV 4, 5, 8 y 24)

Los SEV de este corte pasadas las primeras capas, de resistividad variable y que ocupan un espesor total inferior a -- 200 m, detectan una resistividad uniforme pero variable para cada SEV.

La menor de estas resistividades uniformes se da en el SEV 24, entre 185 y 1200 m. de profundidad, y es de 280 ohmios-metro, lo que le asemeja al SEV-1.

PERFIL 3 (SEV 9 a 12 y 21)

En todo este corte predominan resistividades altas los SEV 10 y 11 encuentran un sustrato resistivo de 5.000 ohmios-metro a profundidades respectivas de 1.200 y 1.400 m. sobre -- 3l se extiende un grueso paquete (m3s de 1.000 m. de espesor) de resistividad media (de 400 a 500 ohmios-metro).

La capa de 440 ohmios-metro de resistividad que se detecta en el SEV-12, es equivalente por lo que tanto su espesor como su resistividad pueden ser mucho menores que lo indicado en -- el corte.

PERFIL 4 (SEV 15 a 18)

En el corte de este perfil se aprecia la existencia de una zona de resistividades altas cuyo espesor es máximo, con 440 m., en el SEV 15 y disminuye a 150 o menos en los extremos del perfil.

Debajo de esta zona resistiva se extiende en todos los SEV una zona de resistividad media próxima a 400 ohmios-metro, seguida a veces en profundidad, de una zona más resistiva. En el SEV 15 no puede hablarse de resistividad media, pues la resistividad obtenida para dicha zona puede ser de 200 ohmios-metros y aún menor, pues se trata de una capa equivalente. Este SEV 15 vuelve a considerarse en el perfil 5, del que también -- forma parte.

PERFIL 5 (SEV 1, 7 a 9, 13 a 15, 19, 20 y 23).

Este perfil corta transversalmente a todos los demás, - dado su rumbo aproximadamente N-S; es, en apariencia el de resultados más interesantes desde el punto de vista geotérmico.

En la mitad Norte del perfil, aparece una estructura - de posible interés geotérmico. Se trata de una zona de resistividad baja, que en su corte con el perfil desciende hacia el N con buzamiento de 25°. Esta estructura se detecta bajo los SEV 13, 20, 14 y 15 y se ha interpretado la capa conductora atribuyéndola la resistividad de 200 ohmios-metro, que en realidad - puede ser menor o un poco mayor. El espesor de esta zona conductora aumenta con la profundidad, triplicándose desde el SEV 13 al 15. Bajo el SEV 13 la profundidad de la zona conductora es de 120 m. bajo el SEV 13 y de 430 m. bajo el 15.

5.2.4. CONCLUSIONES

El granito, que constituye el subsuelo de la zona, estudiada, no aparece con resistividad uniforme, sino que ésta va--ría tanto vertical como lateralmente, alcanzando valores que - se extienden desde 8.000 a 200 ohmios-metro.

Lógicamente, desde el punto de vista geotérmico, las zonas más interesantes son aquellas donde la resistividad es menor. Desde este punto de vista las anomalías más interesantes son dos:

La 1^a está constituida por las bajas resistividades que se detectan bajo los SEV 1 y 24, entre los cuales se encuentra una fuente termal. La 2^a corresponde a la estructura conductora que se detecta bajo los SEV 13, 20, 14 y 15 del perfil 5, y puede estar asociada con la fuente termal del río.

5.3. POLARIZACION ESPONTANEA EN JUNQUERA DE AMBIA

5.3.1. INTRODUCCION

El método de la polarización espontánea (o potencial espontáneo) (PE) se ha utilizado en muchas prospecciones geotérmicas, con diversa fortuna. Esto depende tanto de las características propias del ambiente geotérmico, como de causas extrínsecas, como por ejemplo el nivel de perturbaciones eléctricas.

En el presente caso, se ha aplicado dicho método con objeto de comprobar las posibilidades, de su aplicación en Galicia, tomando como zona piloto la de Junquera de Ambia.

Los criterios que han llevado a la elección de esta zona son, por una parte, el relieve topográfico no demasiado accentuado y por otra, la existencia de dos fuentes termales de temperatura media.

5.3.2. TRABAJO DE CAMPO

De las dos modalidades de medición que pueden emplearse en el método de PE, a saber, el de gradiente y el de potenciales, se eligió, después de las primeras pruebas, el de gradien-

tes, ya que en el campo se observó que al tomar las distancias MN necesarias para este método las perturbaciones eran muy fuertes. Las perturbaciones eléctricas existentes hacen que con MN 100 a - 200 m. la diferencia de potencial varia irregularmente con el -- tiempo, como se ha podido comprobar por medio de registrador.

Por esta causa se han tomado precauciones especiales para garantizar en lo posible la exactitud de las mediciones. Una de estas precauciones ha consistido en trabajar siempre en bucles - cerrados, analizándose el error de cierre cometido. Si esta era mayor del 10% se repetía completa la medición del bucle. En algunos casos las perturbaciones eran tan fuertes que no se consigue hacer entrar dicho error de cierre en la tolerancia, aún después de múltiples repeticiones del mismo bucle.

Como una de las principales fuentes de perturbaciones -- eléctricas son las poblaciones, se ha evitado la proximidad de estas, por lo que la zona no se ha cubierto más que de forma frag--mentaria.

La distancia MN utilizada ha sido de 50 m., salvo en los enlaces entre zonas.

Las condiciones de trabajo han sido en general malas, por causas del gran relieve, vegetación, la lluvia, etc.

Se han estudiado dos zonas; la primera denominada zona 1, está situada al norte de Junquera de Ambía y consta de 14 bu--cles contiguos, 11 de 100 x 350 m, uno de 100 x 300 m, uno de 95 x 370 m. y uno de 100 x 410 m. Estos bucles se concentran en dos subzonas relacionadas entre sí por un perfil quebrado de unión - de 240 m. de longitud.

La segunda o Zona 2, que fué la que se estudió en primer lugar, consta de 10 bucles unidos dos a dos. Cada par de bucles está separada por una distancia de 100 m. del par contiguo, pero relacionados eléctricamente por un perfil central. Las dimensiones de estos bucles son 100 x 350 m. con excepción del bucle 3 -

de solo 200 x 100. El bucle 1, que fué el primero que se hizo, dió resultados defectuosos pero no se pudo repetir por impedirlo los propietarios de la zona.

Aunque la medición ha sido de gradiente, se han reconstruido los potenciales por sumas algebraicas. Como origen de potenciales, o punto cero, se ha tomado una estación situada a 1 km. al norte del origen provisional de la zona 1.

El enlace entre las zonas 1 y 2 se ha efectuado por medio de un perfil de 650 m.

5.3.3. ELABORACION DE DATOS

Los datos observados se han elaborado de la siguiente manera:

a) Se calcula el error de cierre de cada bucle y se compensaba distribuyendolo proporcionalmente en todas las estaciones.

b) Los valores corregidos se sumaban algebraicamente para obtener el potencial respecto a un cero de la zona o subzona.

c) A los valores asi obtenidos se sumaba algebraicamente el valor del cero de la zona respecto del cero general.

d) Los valores finales se han llevado a mapas de cada zona, escala 2.500 y han sido contorneados luego según una serie aproximadamente logarítmica: 0, 10, 20, 50, 100, etc.

5.3.4. INTERPRETACION

ZONA 1

El margen de potencial espontáneo abarcado en esta zona es de alrededor de 300 m.

En la subzona 1, situada al norte del río, y precisamente en su borde SO, se encuentra el máximo absoluto de potenciales + 169 mv. Un segundo máximo se encuentra, con 78 mv, en el perfil común a los bucles 19 y 20. Los demás extremos marcados que aparecen en esta subzona son mínimos. Uno de ellos se encuentra inmediatamente al SE del máximo absoluto antes mencionado. Otros mínimos existen en el perfil común a los bucles 18 y 19, 18 y 17, 21 y 22. En el borde NO de la subzona se detectan tres mínimos y otro en el borde NE. Otros dos en el borde NO del bucle 24.

En esta subzona aparecen las siguientes zonas de gradiente fuerte. Una de rumbo O-E, en la parte nordoccidental de los bucles 19 y 20 con una variación total de 218 mv; otra al este de la anterior de rumbo SO-NE con variación total de 112'7 mv.

La subzona 2, unida con la anterior por medio de un perfil que cruza el río Arnoya por un puente, presenta una alineación de máximos y mínimos sobre el perfil común a los bucles 13 y 14, 15 y 25. El máximo mayor alcanza 233 mv y el mínimo menor 60'9 mv.

En esta subzona existen dos zonas de gradiente fuerte. Una de ellas, de rumbo ONO-ESE con variación máxima de 136'4 mv, situada en el Oeste de la subzona. Otro de ellas, que cruza los bucles 16, 15 y 25, con una variación máxima de 220 mv; esta zona de gradiente fuerte parece continuarse en la subzona 1, aunque con signo opuesto.

ZONA 2

La inmensa mayoría de los potenciales referidos al mismo cero que en la zona 1, son positivos, con un valor máximo de 168'4 cm. en el borde oeste de la zona, y el mínimo de 13'8 mv, entre los bucles 8 y 9.

La parte oeste de esta zona presenta valores relativamente homogéneos, con un valor medio aproximado de 50 mv.

En la parte este, existe una agrupación de mínimos, cuya línea media tiene rumbo sensiblemente NNO.

5.3.5. CONCLUSIONES

Según demuestra la experiencia, el reflejo de la presencia de focos geotérmicos sobre el potencial espontáneo, es muy variado, pudiendo tomar la forma tanto de máximos, como de mínimos, o de pares maximo-minimos, o bien zonas de gradiente -- fuerte. Estas anomalías aparecen casi siempre relacionadas con fallas que controlan el flujo de los fluidos termales. En cambio, las zonas de intenso flujo geotérmico originan anomalías anchas y suaves.

No obstante, cabe la posibilidad de que las anomalías no tengan origen geotérmico, sino que se deban, por ejemplo, a fenómenos de electrofiltración en capas superficiales. Por ello - los resultados de PE deben considerarse juntamente con información geológica y geofísica de otro tipo de que se disponga.

En consecuencia, las anomalías reseñadas más arriba deben cotejarse con las obtenidas por otros métodos.

En todo caso se ha detectado una serie de anomalías en zona donde se encuentran fuentes termales, y sería muy interesante averiguar si a mayor distancia, donde no aparecen dichas manifestaciones, se continúa la misma pauta de anomalías o - si por el contrario estos desaparecen, caso en el cual las anomalías observadas alcanzarían una más clara atribución geotérmica.

5.4. POLARIZACION ESPONTANEA EN ORENSE - BARBANTES

5.4.1. INTRODUCCION

El presente capitulo se refiere a la campaña geoelectrica de Potencial Espontáneo (PE), realizada, en septiembre de 1982, - en ambas margenes del río Miño entre Orense y Barbante.

Las mediciones efectuadas, su situación y los resultados que de ella se deducen constituyen el contenido de este informe.

5.4.2. LABOR EFECTUADA

En la margen izquierda (sur), se han efectuado mediciones de PE a lo largo de un perfil de 12.350 m. El punto cero u origen estaba situado bajo el puente de la carretera nacional Madrid-Vigo, situado al oeste de Orense, en la barriada de Couto, la mayor parte de este perfil (10.350 m.), se repitió en sentido contrario a la primera serie de mediciones.

En la margen derecha (Norte), se estudiaron 12.050 m. de perfil, con su origen en el mismo puente en la margen derecha. - Dicho perfil no es continuo, existen dos tramos de 200 y 700 m. que no pudieron estudiarse a causa de la abrupta topografía y la densa vegetación. Las mediciones se repitieron en trayectos de - vuelta los primeros 2 Km.

La situación de estos perfiles y sus estaciones (de 10 en 10) se indican en el plano n°.34.

El método de medicción empleado fué el de gradientes, - por las mismas razones ya expuestas en el capítulo sobre Junquera de Ambía. La distancia entre electrodos fué siempre de 50 m.

El trabajo encontró grandes dificultades topográficas, y de vegetación, paso sobre cloacas, etc. Pero sin género de dudas, la principal dificultad radicó en la presencia de fuertes perturbaciones eléctricas, originadas tanto por el ferrocarril como por proximidad de pueblos industriales, lo que a pesar de nuestros esfuerzos ha invalidado la mayor parte del trabajo, según se indica más abajo.

5.4.3. ELABORACION DE DATOS

El valor atribuido a cada estación es la media aritmética de las diferentes lecturas obtenidas para los mismos, donde en muchos casos paso doble a la lectura más estable.

Ahora bien, salvo en el tramo limitado por las estaciones 180 y 247 (final del perfil de la margen izquierda), donde las lecturas de ida y vuelta en general, coinciden aproximadamente, en el resto de la campaña las medidas correspondientes a una misma estación, repetidas hasta seis u ocho veces, presentan gran dispersión por lo que sus valores no son fiables en modo alguno.

Como comprobación de ello, se incluye en este informe - una tabla (anejo 14) de hasta 8 de los valores observados, después de deshechados los más discrepantes. En dicha tabla figurará, además, la media correspondiente a cada estación y la desviación típica correspondiente. Dicha tabla demuestra como, en la mayoría de los casos, las medias obtenidas tienen escaso valor, dada la -- gran discrepancia que existe entre los valores observados para - cada estación, dando lugar a valores inadmisibles de la desvia-- ción tipo. Aisladamente, y de vez en cuando, se encuentra alguna estación con lecturas concordantes, pero estos casos tampoco resultan aprovechables, porque como se ha dicho se trata de es-- taciones aisladas.

5.4.4. INTERPRETACION

En vista de lo dicho, solo merece considerarse el tramo delimitado por las estaciones 180 y 247.

Con los valores correspondientes se ha construido una - curva de potencial total-distancia, tomando como origen la esta-- ción 180.

La observación de los valores representados no coinci-- den exactamente, en general, con los que aparecen en la tabla - para las mismas estaciones. Esto se debe a que para el trazado de la gráfica se ha tomado exclusivamente las lecturas de mayor peso.

En el gráfico de este perfil, se observa la presencia de un máximo destacado de 240 mv, así como dos zonas principales de mínimo. En contraste, la parte final del perfil presenta poca variación de potencial.

Estas anomalías no parecen coincidir con ninguna de las fuentes termales conocidas.

Por otra parte, dado que se trata de un tramo aislado - de perfil no puede establecerse correlación con otras mediciones del mismo tipo; cabe no obstante intentarlo con los resultados de otros métodos.

6. RESUMEN Y RECOMENDACIONES

- Tras el plegamiento, se producen deformaciones de --
fracturación según las direcciones NE-SO, NO-SE y E-O.

- En épocas recientes, quizás durante el ciclo alpino, estas fracturas hercínicas han rejugado, y por otra parte - al ser el área un zócalo rígido, se han podido producir - --
otras nuevas.

- Las rocas de tipo granítico ocupan la mayor parte del área estudiada. Se distinguen dos tipos de unidades: granitos adamellíticos sincinemáticos (entre la fase III-IV), y granodioritas posthercínicas.

6.1.2. FRACTURACION

- El área investigada se caracteriza por una gran homogeneidad en la orientación de la fracturación, y muy similar longitud en las dimensiones de estas.

- Cuatro familias se pueden observar siendo sus direcciones medias las siguientes:

- a) Set 1:N 35°
- b) Set 2:N 125°
- c) Set 3:N 163°
- d) Set 4:N 80°

- Las longitudes medias son:

- a) Set 1: 1788,8 m
- b) Set 2: 1548,2 m
- c) Set 3: 1607,5 m
- d) Set 4: 1443,7 m

6.1.3. GEOQUIMICA

6.1.3.1. HIDROQUIMICA

- Las aguas frías se caracterizan por:

- a) Baja mineralización
- b) pH ácidos

- c) Son cloruradas o clorurado-bicarbonatadas.
- d) El catión dominante es el Na^+ (40-80%).

Todos los indicios conducen a suponer que se tratan de agua de lluvia con un origen marino próximo y cortos tiempos de residencia. Es frecuente la contaminación por fertilizantes.

- Las aguas termales se caracterizan por:

- a) Mayor mineralización.
- b) pH neutros o básicos.
- c) Son bicarbonatadas o bicarbonatadas-fluoruradas.
- d) El catión dominante es el Na^+ (75-92%).
- e) Presencia de indicadores termales absolutos como el SiO_2 , B, F y relativos como el incremento de Na y el escaso contenido de Ca, Mg, etc.

6.1.3.2. ISOTOPOS

- La correlación $\text{D}-^{18}\text{O}$ para las aguas meteóricas es una recta definida por la ecuación:

$$\delta_{\text{D}} = 9,54 \delta_{^{18}\text{O}} + 7,6$$

Las aguas termales quedan agrupadas en esta recta en una apretada nube de puntos, mientras que las aguas meteóricas se distribuyen a lo largo de ella.

Este fenómeno se puede interpretar en base a dos hipótesis:

- a) La recarga mayoritaria de las aguas termales se deben a lluvias producidas por frentes atlánticos, que tienen tendencia a valores isotópicos poco negativos, al igual que las termales. Las pequeñas lluvias orográficas, tormentas estivales, etc., con valores extremos (excesivamente negativos o muy poco negativos) no tienen importancia en la recarga de los acuíferos.

b) Por la composición isotópica muy similar, las aguas termales deben tener una zona de recarga común. Esta se ha establecido, mediante el cálculo de las ecuaciones de variabilidad del D y ^{18}O en los tres ejes de coordenadas espaciales, en un área situada entre Carballino y Cortegada.

- Los contenidos de tritio indican tiempos de residencia en el almacén de 30-35 años. Sólo la muestra OR-1 corresponde a lluvias de 1952-1953, o bien tiene un 20-30% de agua actual.

6.1.3.3. GASES

- Se ha analizado el contenido gaseoso de doce manifestaciones termales.

- El gas dominante es el nitrógeno, con una pequeña componente de CO_2 endógeno.

- La concentración de helio es muy elevada, lo que indica la existencia de algún tipo de "trampa" que no permite una rápida desgasificación. Este hecho asociado a los bajos contenidos de tritio, indican un largo tiempo de residencia, lo que es un buen indicio para la existencia de un almacén.

- Por el carácter nitrogenado de los gases las termometrías gaseosas deben de tomarse con ciertas reservas.

6.1.3.4. GEOTERMOMETRIAS

- Los geotermómetros líquidos adecuados a las características de los granitos implicados en la circulación hidrotermal son:

- a) Cuarzo-conducción
- b) Calcedonia
- c) Equilibrio $\text{H}_4\text{SiO}_4 - \text{K}^+ - \text{H}^+$
- d) Equilibrio $\text{Na}^+ - \text{K}^+$
- e) Equilibrio $\text{Na} - \text{Ca} - \text{CO}_2$

Los geotermómetros gaseosos aplicados han sido:

- a) $\text{CH}_4\text{-H}_2$
- b) $\text{CH}_4\text{-H}_2\text{-CO}_2$
- c) $\text{CH}_4\text{-H}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{S}$

Este último es el más desarrollado y sus resultados los más fiables, pero hay que tener en cuenta la facilidad de oxidación del H_2S que falsearía los resultados. En las aguas termales de Orense son frecuentes las bacterias sulfoxidantes que pueden alterar la medida del H_2S .

- De la aplicación de los geotermómetros se deduce --- que, el termalismo de Orense obedece a un proceso de circulación hidráulica de largo tiempo de tránsito y que alcanza los $50^\circ\text{-}140^\circ\text{C}$ en profundidad según los casos. En algunas --- muestras las termometrías gaseosas son superiores a las líquidas, por lo que entonces hay que suponer que su origen es más profundo.

6.1.3.5. ANOMALIAS GEOQUIMICAS

- La delimitación de las anomalías geotérmicas se ha - llevado a cabo en base al contraste entre las aguas termales y la malla de aguas frías.

- Estas anomalías se han definido con los siguientes - parámetros:

- a) Isocontenidos de SiO_2
- b) Isocontenidos de B
- c) Isocontenidos de F
- d) Relación Na/K
- e) Relación $1/\log \sqrt{\text{Ca}/\text{Na}}$
- f) Isoequilibrios feldespato H_2O

- Para el cálculo se han tomado los valores de la media, una, dos y tres desviaciones típicas de la distribución estadística de la población de las aguas frías para cada una de las relaciones geoquímicas anteriormente enunciadas.

- Las zonas de anomalías geoquímica coinciden en los seis casos considerados, por lo que estas responden efectivamente a procesos de circulación de agua termal.

- Estas zonas anomalas se ponen de manifiesto en la ciudad de Orense, continuandose por el curso del río Miño aguas abajo de ésta. Una segunda alineación anómala es el eje Cortegada-Ribadavia-Carballino, que se intersecta con la primera a la altura de Ribadavia. La tercera anomalía sigue el trazado del río Arnoya, desde Xunquera de Ambia a Baños de Molgas.

6.4.1. GEOFISICA

6.1.4.1. SONDEOS A.M.T.

- Se han realizado un total de 229 sondeos A.M.T. distribuidos en una malla de aproximadamente 2 x 2 km, con frecuencias de exploración de 5,8,10,14,20,41,80,143,312,400, 833 y 2222 Hz.

- Las anomalías detectadas se superponen para toda la gama de frecuencias y en las dos direcciones de registro.

- Estas anomalías presentan en superficie formas alargadas cuyas alineaciones corresponden con direcciones de fracturación N-NE y NO-SE.

- En el entorno de Orense existe un elevado ruido industrial que hace poco fiables los resultados obtenidos.

- Las anomalías más interesantes son (plano 25):

- a) Se sitúa entre Baños de Molgas, Junquera de Ambia y SW de Taboada. Tiene una dirección E-W y coincide con una zona de baja resistividad en los S.E.V.
- b) Se sitúa en los alrededores de Moreira y coincide con los S.E.V.
- c) Se encuentra al NE de Maside a lo largo del río Barbantin. Se detecta en todas las frecuencias y su intensidad es destacable.

- d) Situada en la parte NE del área investigada, es una doble anomalía a ambas márgenes del río Miño.
- e) Se sitúa al SW de Maside es de reducida extensión pero -- con una cierta intensidad, coincidiendo con una zona conductora registrada en los S.E.V.

6.1.4.2. SONDEOS ELECTRICOS VERTICALES

PERFILES GENERALES

- Se han realizado 22 S.E.V. de AB=6.000 m a lo largo de tres perfiles de dirección NO-SE. La penetración efectiva no es grande, debido a las altas resistividades de los materiales investigados. Han existido grandes dificultades en su -- ejecución debido a la topografía.

- Se han encontrado variaciones significativas en la resistividad al SE de Maside y W de Junquera de Ambia. Estas -- se deben a fenómenos geotérmicos.

ZONA JUNQUERA DE AMBIA

- En este área se han efectuado 24 S.E.V. de AB=4.000m.

- Se observa que el granito no tiene resistividades uniformes y la gama se extiende desde 200 a 8.000 ohmios-metro.

- Se detectan dos zonas anómalas (zonas conductoras):

- a) Entre los SEV 1 y 24
- b) Bajo los SEV 13,20,14 y 15

En estas dos zonas existen dos manifestaciones termales por lo que se puede asociar estas anomalías al termalismo.

6.1.4.3. POTENCIAL EXPONTANEO

ZONA ORENSE-BARBENTE

- Se han realizado dos perfiles de autopotencial a ambas márgenes del río Miño, más largo el de la margen izquierda que el de la derecha.

- Solamente el tramo más alejado de Orense es aceptable, puesto que el resto está totalmente influido por el ruido industrial de Orense.

- En este tramo se observa un máximo de 240 mV con otros dos mínimos. Estos máximos y mínimos, no coinciden con anomalías termales conocidas y dado su caracter aislado es de difícil interpretación.

ZONA DE JUNQUERA DE AMBIA

- Se han investigado dos sectores, uno situado al N de Junquera de Ambia (consta de 14 bucles contiguos) y otro al S de ésta (tiene 10 bucles unidos dos a dos).

- Se detectan una serie de anomalías que coinciden con direcciones de fracturación y surgencias termales.

6.2. RECOMENDACIONES

Por lo expuesto a lo largo de esta memoria, se deduce la existencia en esta zona de Orense de anomalías térmicas que tienen su reflejo en superficie con la presencia de surgencias termales, asociadas a fracturas reactivas en las últimas fases del ciclo alpino.

Estas zonas geotermicamente anómalas, se detectan con gran nitidez en el estudio geoquímico realizado, y en algunos casos, con los distintos métodos utilizados en la exploración geofísica.

Queda fuera de toda duda, la importancia del termalismo en la zona por lo que la siguiente fase a realizar, debe de ser el reconocimiento de estas áreas.

Este reconocimiento, debe llevarse a cabo mediante la ejecución de sondeos mecánicos. Los lugares más apropiados para su ubicación serán, en principio, las Caldas de Santiago en la

misma ciudad de Orense a orillas del río Miño y, en la zona de las Burgas de Abajo y Arriba en Outariz-Canedo también a orillas del río Miño.

La profundidad de estos dos sondeos deberá de ser del orden de los 600 - 800 m. Estas perforaciones se haran con recuperación de testigo para someterlos a estudios petrográficos, estructurales, tipo de alteración hidrotermal, etc. Se mediran las temperaturas de los fluidos, su quimismo, sus contenidos gaseosos y se realizaran pruebas de permeabilidad y testificación en ellos.

Tabién será interesante el realizar unos perfiles con sondeos mecánicos cortos (\approx 150 m.), para realizar medidas de gradiente geotermico y conductividad térmica a fin de definir y cualificar el potencial energético de la zona.