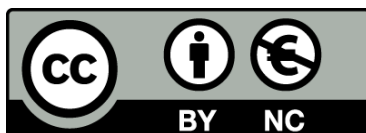




UNIVERSITAT DE
BARCELONA

Estudio petrológico y geoquímico de los yacimientos potásicos de Cardona, Suria, Sallent y Balsareny (Barcelona, España)

Juan José Pueyo Mur



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement- NoComercial 4.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento - NoComercial 4.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0. Spain License.**

"ESTUDIO PETROLOGICO Y GEOQUIMICO DE LOS YACIMIENTOS
POTASICOS DE CARDONA, SURIA, SALLENY Y BALSARENY
(BARCELONA, ESPAÑA)".

Memoria realizada por D. Juan José
Pueyo Mur, para aspirar al Grado de
Doctor en Ciencias por la Universi-
dad de Barcelona.

Barcelona, Diciembre de 1974.

3) CARNALITITA.-

Dentro de esta especie petrológica incluimos aquellas rocas de los yacimientos catalanes que contienen más de un 10% de carnalita, y cantidades variables de silvita y halita.

Ha sido relativamente poco estudiada debido principalmente a la dificultad en el muestreo dada la limitación de las explotaciones a la zona de silvinita, en las que queda la carnalita como techo del yacimiento.

En estos yacimientos encontramos las siguientes variedades:

a) Carnalitita bandeada.

En determinados casos hemos observado como en la parte superior de los lechos de silvinita existen láminas de carnalitita en avanzado estado de metamorfización (Sturmfels, 1943). Los elementos inferiores constan de anhidrita-arcilla en la base, halitita y silvinita, mientras que el nivel en cuestión está constituido por porfiroblastos de silvinita creciendo en una matriz carnalítica rica en líquidos intersticiales. En este caso nos encontramos frente a procesos de "autometamorfismo" (metamorfismo térmico de Borchert), originados por disolución incongruente de la carnalitita, debidos a la presión y, sobre todo, a la temperatura, con formación de silvinita y líquidos saturados en Cl_2Mg .

En otros casos se observan ciclos constituidos exclusivamente por carnalita y halita, sobre todo en las partes superiores de la zona potásica. Según diversos autores estos ciclos son los que corresponderían a la precipitación primaria en la cuenca durante la fase potásico-magnésica (Jänecke, 1923). Su tamaño es muy variable, oscilando entre los pocos centímetros y 30, aproximadamente, si bien debe de tenerse en cuenta las dificultades que presenta la carnalitita para su estudio sedimentológico, a causa de su falta de competencia.

b) Homogénea.

Es el modo normal de presentarse la carnalitita en los lugares donde ha habido esfuerzos tectónicos, por débiles que éstos sean. La estratificación se pierde y lo único observable es, en ciertos casos, una orientación granular muy marcada, de forma que su mínimo alargamiento está dispuesto en el sentido de la compresión.

Este tipo de carnalitita puede subdividirse en otros dos: macrogranuda, cuando presenta estructura holocristalina granolepidoblástica por recristalización, con abundantes inclusiones sólidas hexagonales de hematites (Johnsen, 1909; Boeke, 1911) y orientación granular antes mencionada, y microgranuda (o "alterada") cuando presenta estructura porfídica, con porfiroblastos de halita y silvita, y una pasta intersticial birrefringente, constituida por carnalitita con algo de arcillas en un estadio de disolución metamórfico incongruente.

En ciertos casos se observa como, en las proximidades de la carnalitita, la halita tiene una tonalidad amarilla debido a Fe^{+++} en muy baja concentración. La presencia de estas tonalidades amarillas es evidencia de percolación de líquidos, ya sean autógenos o externos al sistema, que arrastran hierro de la carnalitita, solubilizándolo en parte.

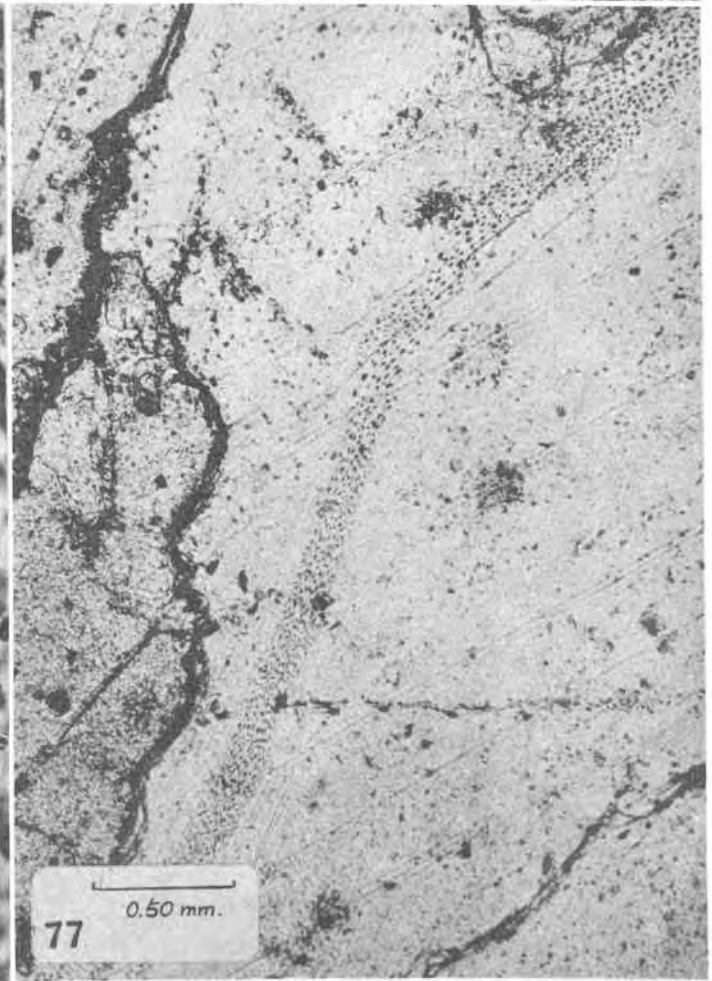
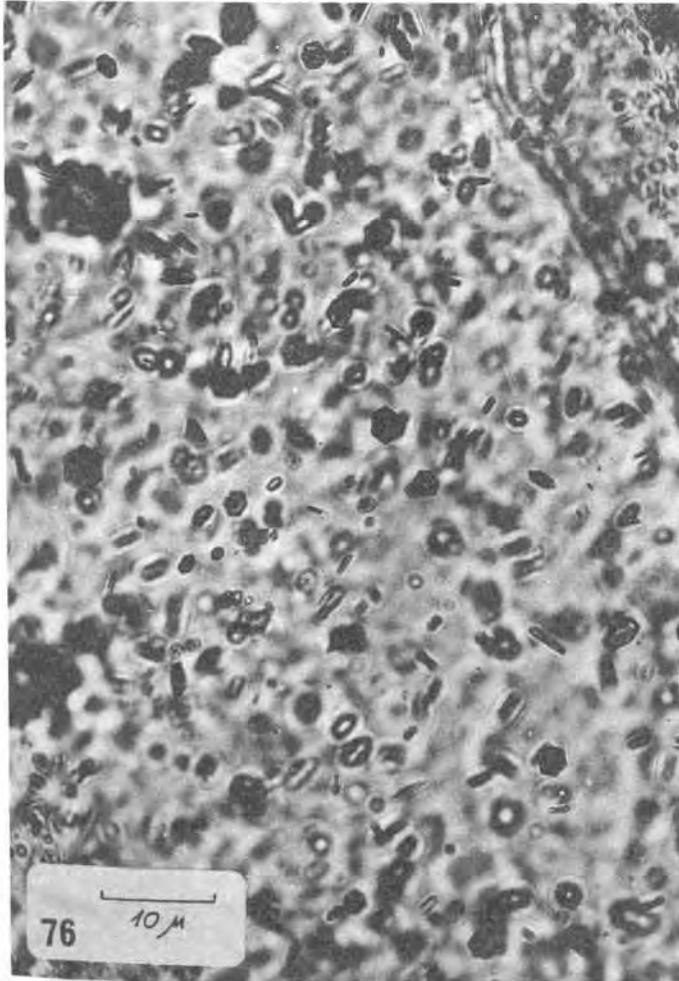
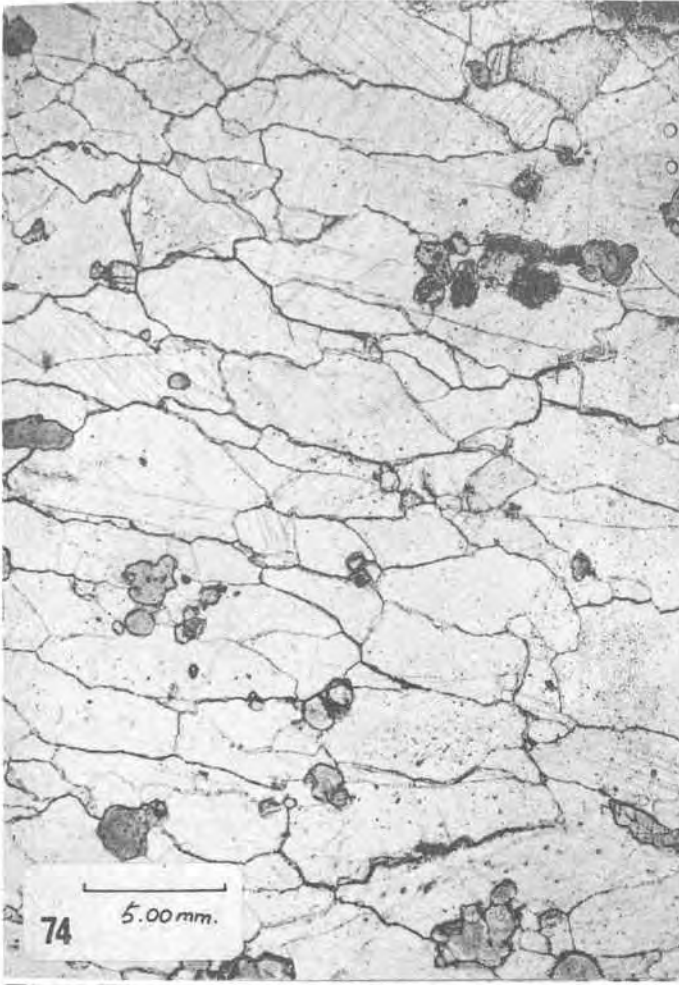
Este fenómeno lo hemos podido constatar asociado a algunos pliegues de Cardona y, con gran claridad, en Bad Salzdetfurth (entre Hannover y Kassel).

COLOR

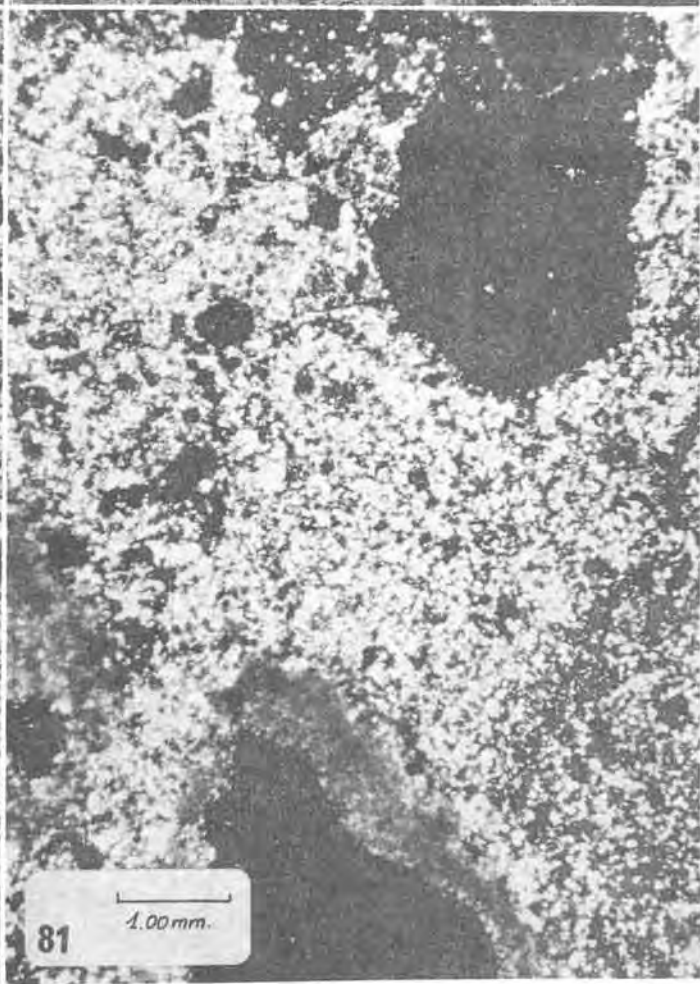
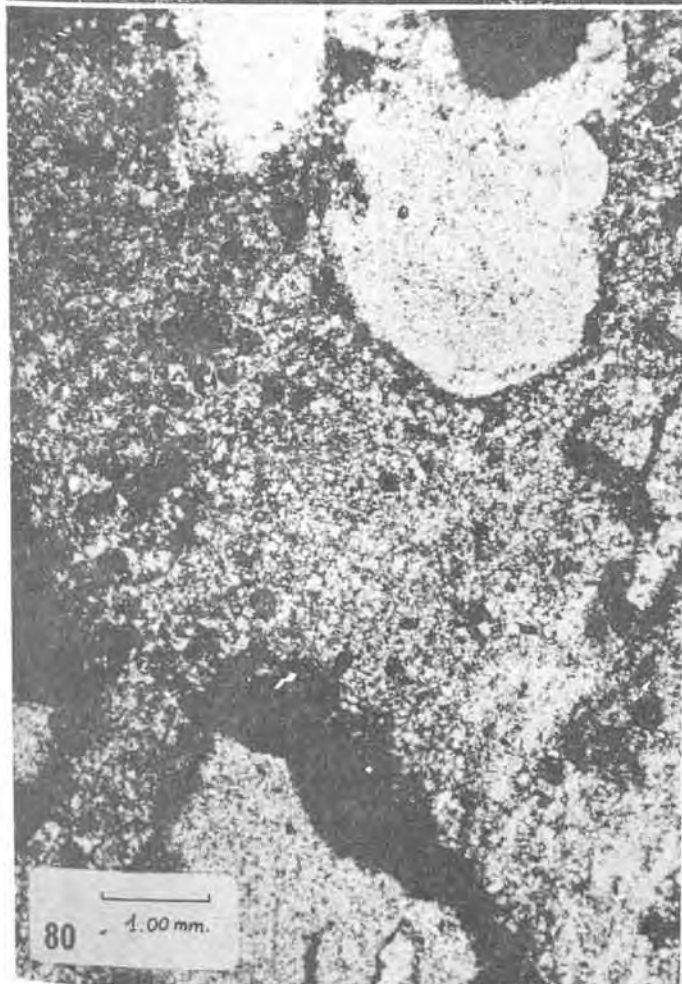
33. Cardona. Nivel 830. Galería cámara 20. A 200 m de la entrada de la cámara y 10 m de la roza. Se muestra un contacto carnalitita-halitita. La primera presenta su masa perturbada dada su poca competencia. En el ángulo superior izquierdo se ven capas de halitita totalmente retorcidas, que nos dan idea de los movimientos sufridos por la carnalitita. La halitita bandeada inferior presenta arcillas con boudinage de algunos milímetros. En el contacto de ambas especies petrológicas hay algunas alternancias en las que la carnalitita tiende a apelotonarse en lentejones.
34. Cardona. Nivel 830. Galería cámara 23. A 150 m. aproximadamente, de la cámara 23. No presenta estructura interna bandeada, tan solo gruesos cristales redondeados, más rojos que el resto, producto de una recristalización postectónica. En el contacto inferior parecen observarse vestigios de transformación a silvinita (zona parda).
35. Sallent. Muestra de carnalitita extraída en el plano nuevo a los tajos de C-53. N^o 7601. Al microscopio presenta estructura granolepidoblástica y a simple vista aspecto brechóide. Hay un nivel de halitita que la atraviesa y que conserva su estructura interna.



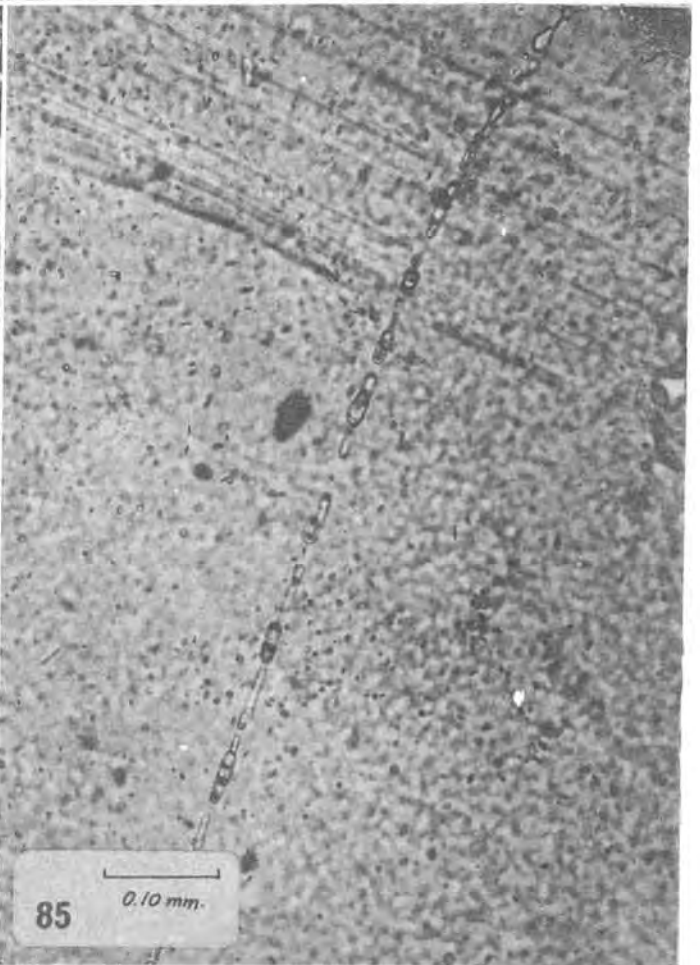
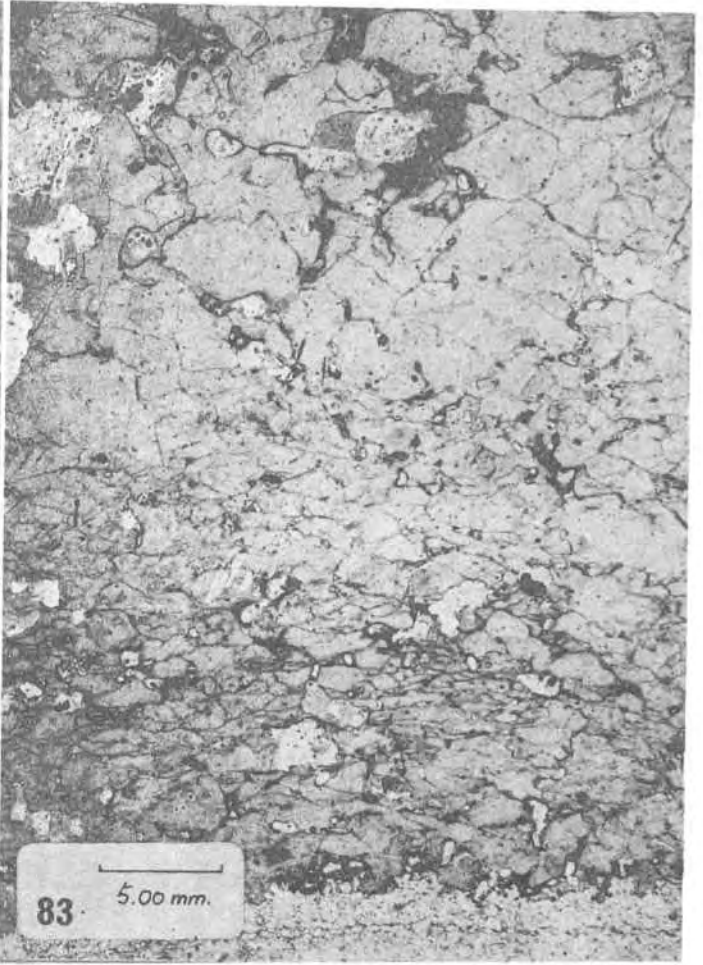
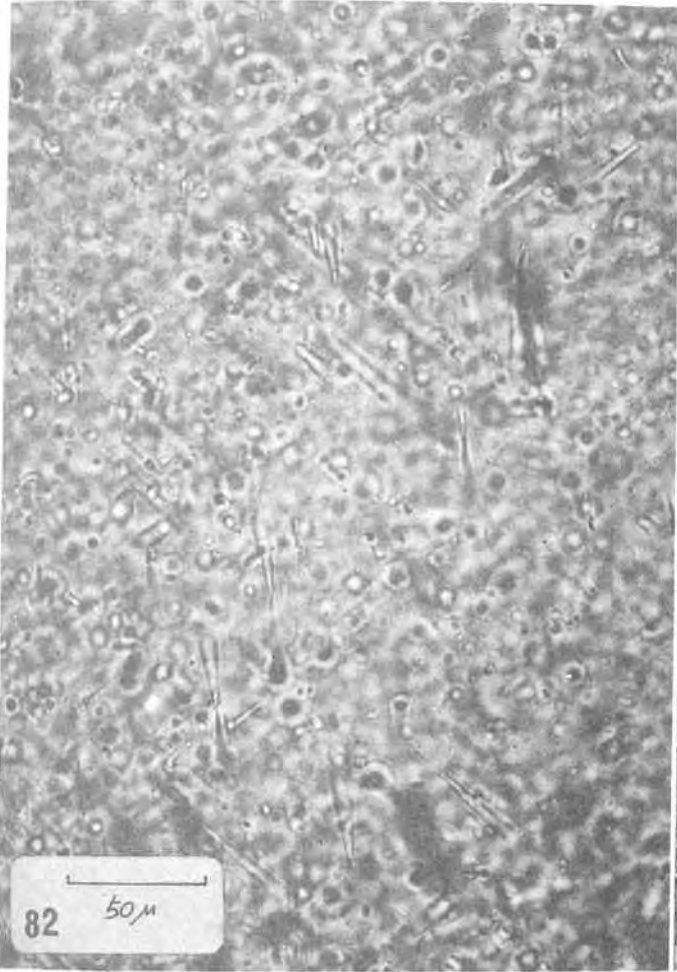
74. 13514 (1). Estructura granuda holocristalina granolepidoblástica en carnalitita. Se ha formado por recristalización metamórfica o diagenética tardía y presenta indicios de compresión vertical (maclas) y cizalla según un plano horizontal. Los granos isótropos son de silvita.
75. 13514 (1). NC.
76. 13514 (1). 12.5 x 1.25 x 100. Inclusiones sólidas hexagonales de hematites. Se trata de sobrecrecimientos de tipo epitaxia en el seno de la carnalita. La presencia de este tipo de inclusiones en la silvinita es un indicio de transformación metamórfica a partir de la carnalitita.
77. 13514. 12.5 x 1.25 x 2.5. Se observan inclusiones bifásicas líquido-gas dispuestas según franjas en la carnalita. Esta disposición se observa a menudo en determinadas silvinitas, lo que puede utilizarse también como indicio de transformación.



78. 13604. Laminaciones carnalitita-halitita afectadas por "boudinage" debido a su distinta plasticidad. Segundo nivel de carnalitita empezando por la parte superior, serie "circular del volcador", Sallent.
79. 13514. (2). Carnalitita microgranuda mostrando porfiroblastos de halita y silvita (estructura porfidica). Esta facies es muy corriente cuando la carnalitita está en una fase muy inicial de metamorfismo. La porfiroblastesis es, en este caso, un indicio de salmueras intersticiales, sean metamórficas ("autometamorfismo" BORCHERT) o retrometamórficos. Balsareny.
80. 13514 (1).
81. 13514 (1). NC.



82. 7210. 12.5 x 1.25 x 25. Coord: 17 x 54. Estructura fina observada en silvinita transformada. La presencia de estas estructuras orientadas en la silvinita puede servir de indicio de transformación metamórfica. Cardona.
83. 13606 (2). Ciclo de silvinita bandeada que presenta una franja discontinua con carnalita en la parte más superior. Dicha carnalita está en un proceso de transformación a silvita. Se trata en conjunto de una estructura primaria afectada por procesos metamórficos en su parte superior. C. del volcador, Sallent.
84. 7212 (3). NC. Se observan macrocristales de carnalita en disolución incongruente, formando una masa de cristales cúbicos de silvita isótropa. Gal. 20 cámara., n-830 (10 m roza), Cardona.
85. 13514. 12.5 x 1.25 x 10. Inclusiones bifásicas típicas de la carnalita, asociadas a inclusiones sólidas hexagonales de hematites. La existencia de ambas estructuras en la silvita es indicio seguro de transformación metamórfica. Balsareny.



134. 7839 (2). Carnalitita "kalifloz" Thuringen (KlTH).
Hildesheim (S. Kassel).

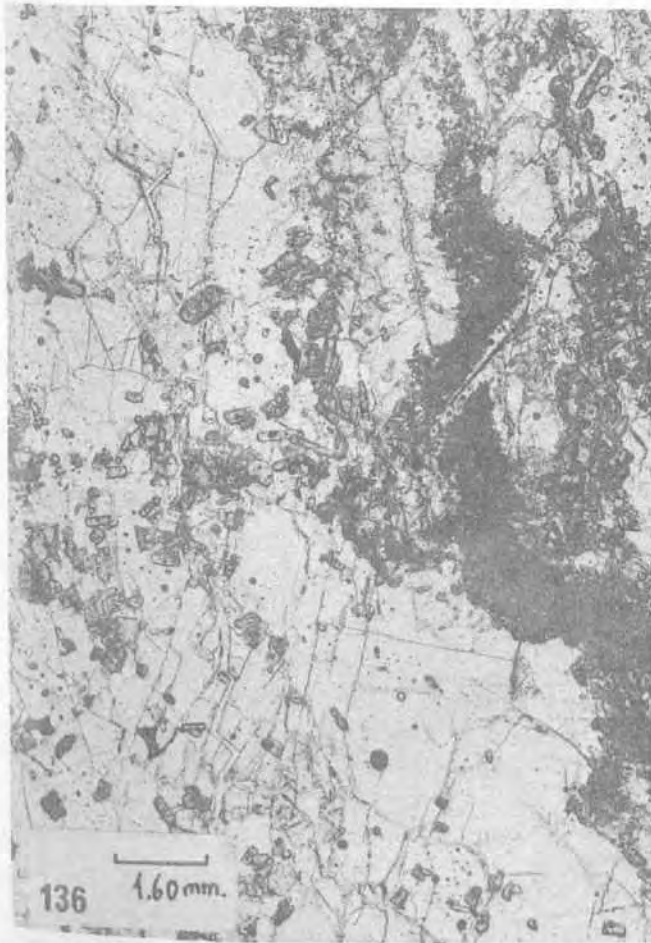
Presenta la estructura característica de carnalitita no alterada: granolepidoblástica.

135. 7839 (2). Id. Id. NC.

La silvita corresponde a los cristales isótropos.

136. 7821 (1). Alteres steinsalz Na₂. Salzdettfurth (S. Hannover). Asociación halita-sulfatos (el gran cristal, probablemente es glauberita y los pequeños, anhidrita). La situación de esta microfotografía es errónea ya que debería incluirse en la "halitita bandeada fuertemente recristalizada".

137. 7821 (1). Id. Id. NC.



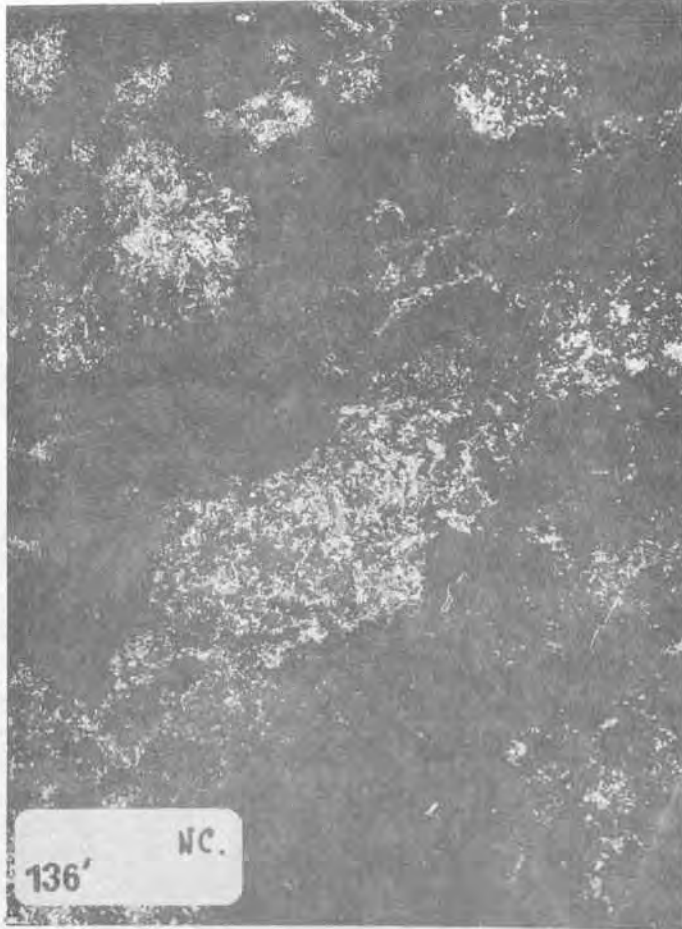
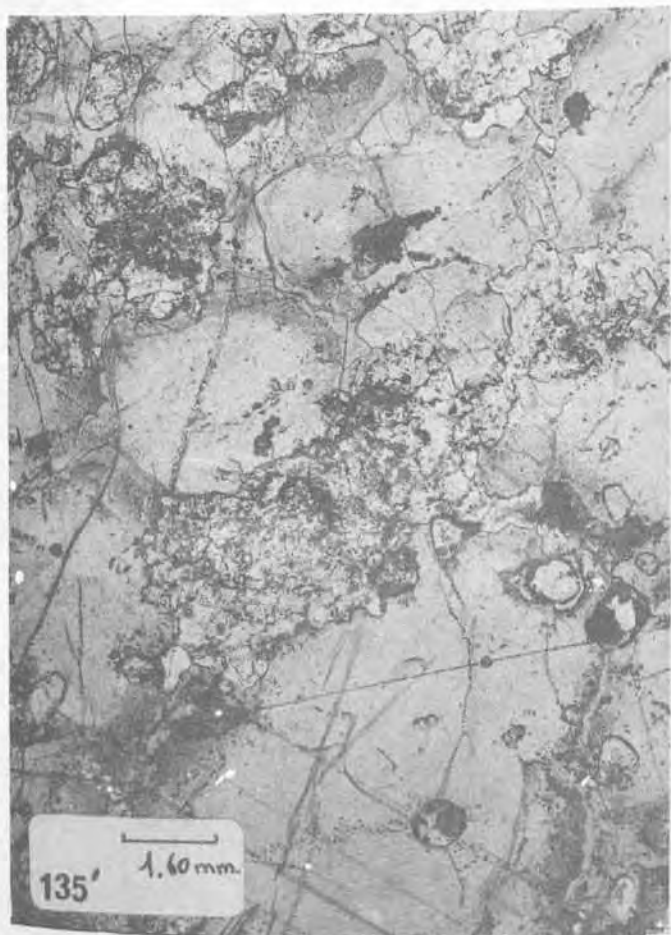
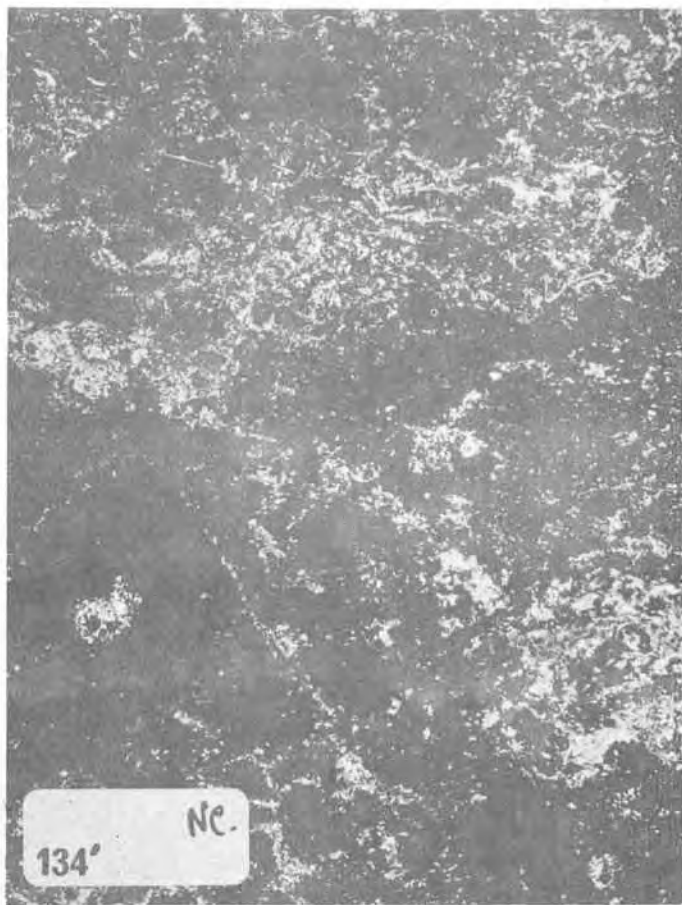
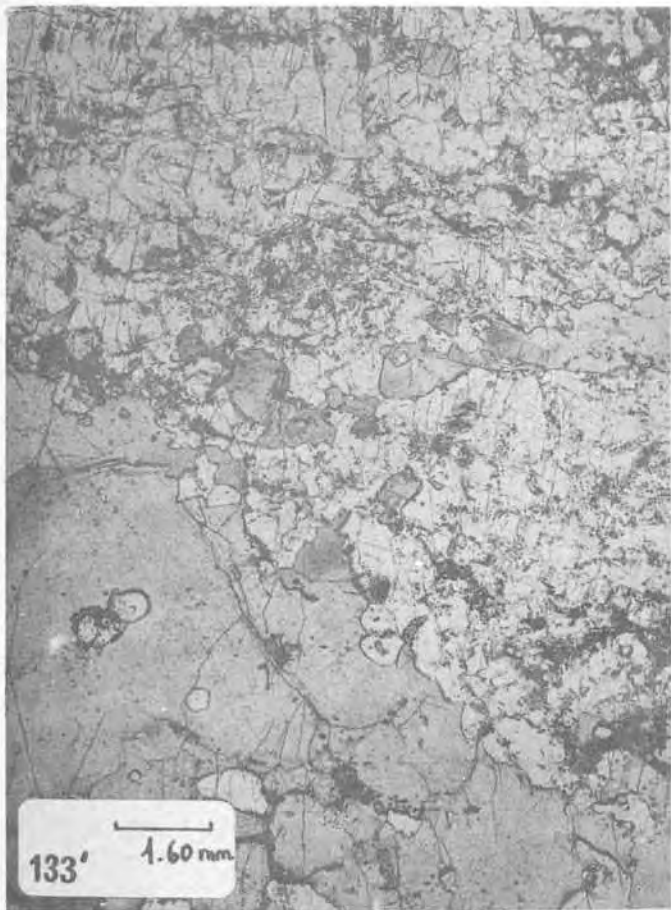
133! 7210 (1). Nivel 830, C-23. Cardona.

Asociación de halita-silvita-carnalita. El aspecto "de visu" es el de una carnalita. En nicoles cruzados (ver 134'- NC) se observa la carnalita microcristalina en transformación a silvita.

134! 7210 (1). Id. Id. NC.

135! 7210 (2). Otros detalles de la misma asociación.

136! 7210 (2). NC.



- 137! 13603. Segundo nivel grueso comenzando por la parte superior. Serie "circular del Volcador". Sallent.

Carnalita alterada. Se observa una pasta carnalítica microcristalina (oscura en la microfotografía) con porfiroblastos de silvita (color gris) que crece a sus expensas. Hay muchas oquedades que en principio contienen salmueras, aunque han sido exageradas por el desbastado de la roca.

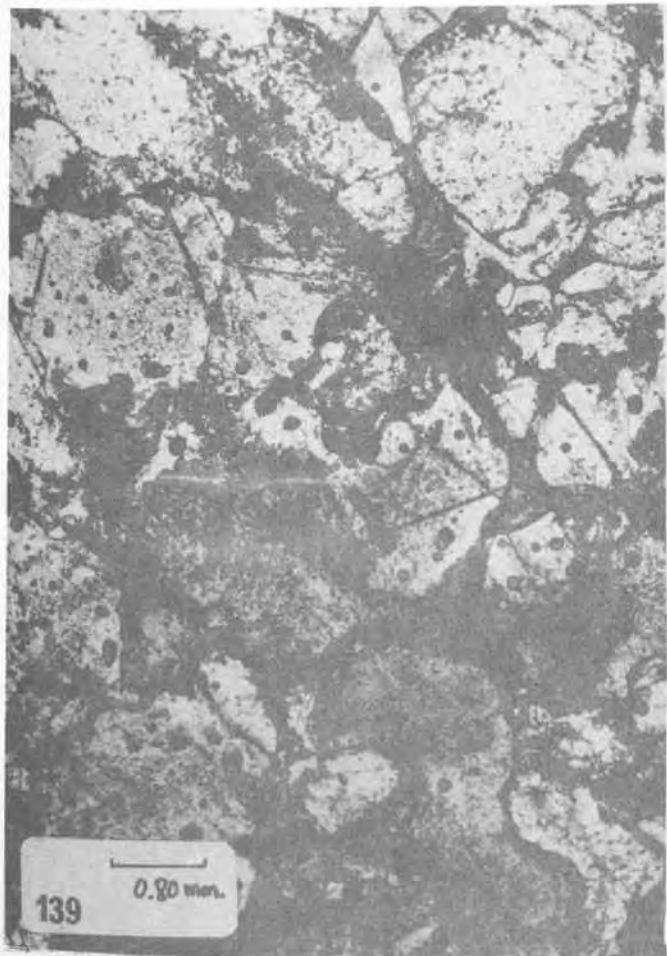
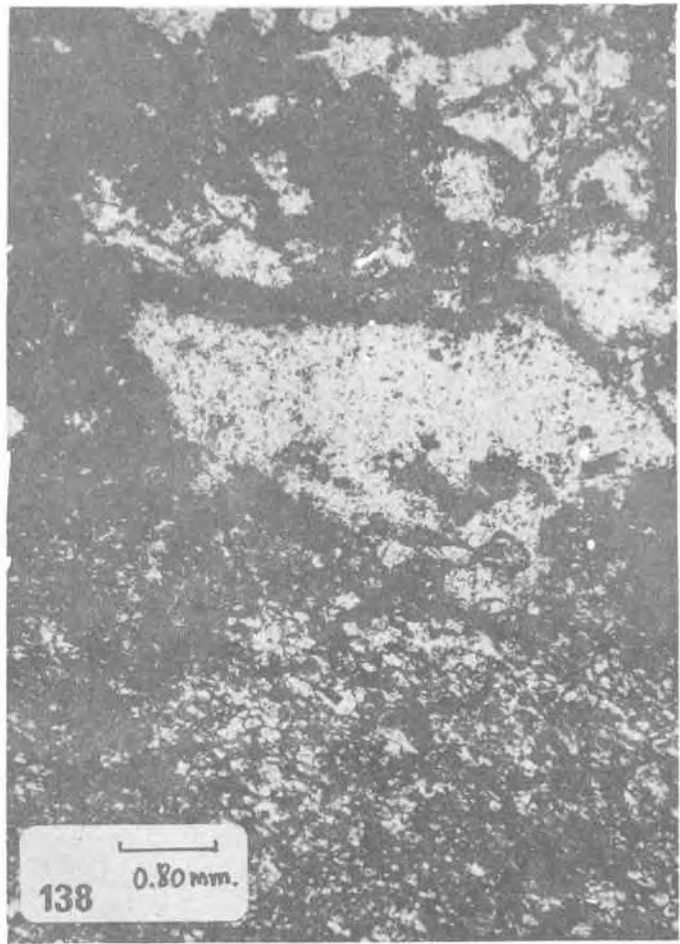
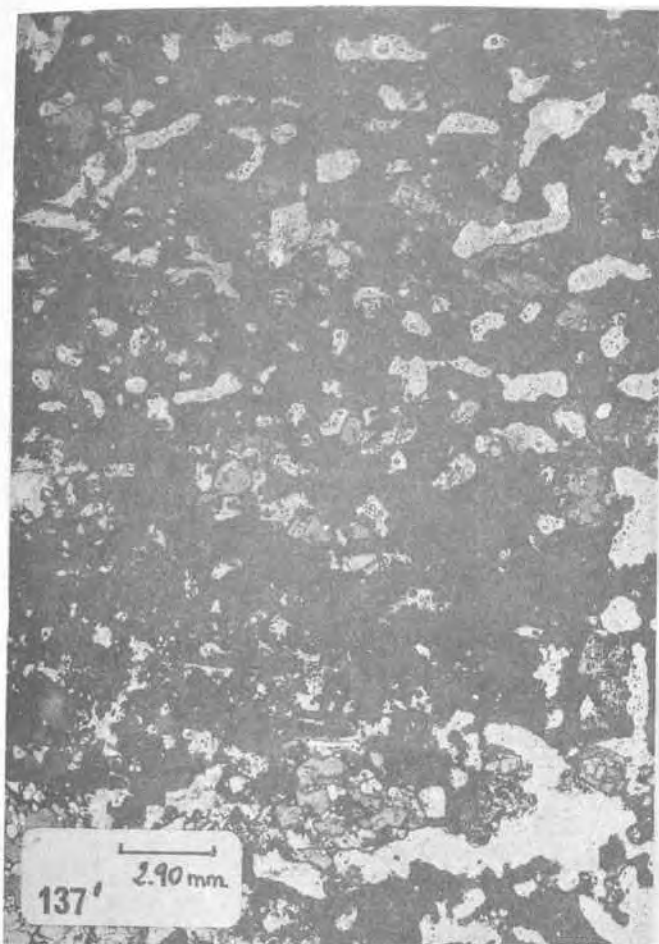
138. 7827 (1). 12.5 x 1.25 x 1. Coord: 16 x 66. 2xStassfurth carnallitit K2C.

Tránsito de carnalita a "hartsalz". Se observa una mezcla de carnalita (parte superior) y kieserita (parte inferior).

139. 7828 (1). 12.5 x 1.25 x 1. Coord: 12 x 64. Carnalita amarilló verdosa.

Detalle de una zona de transformación carnalita-silvita por retrometamorfismo a base de salmueras saturadas de SO_4^{--} . Hay carnalita (parte superior derecha), silvita (color gris), halita y sulfatos (ver NC - 140).

140. 7828 (1). Id. Id. NC.



148. 7833 (2). NC. Carnalitita. "Kalifloz" Thuringen (KlTH).

Carnalitita no alterada ni asociada al "hartsalz". No se observa estructura granolepidoblástica. Hildesheim (S. Kassel).

149. 7834 (2). NC. Carnalitita blanca. "Kalifloz" Hessen (KlH). Heinebach (S. Kassel).

Esta variedad debe de haberse formado por carnalitización (tercera fase de Kokorsch, para el metamorfismo salino). Es la única forma de explicar la ausencia de hematites, inevitable en una carnalitita primaria, debido a la actividad bacteriana sobre Fe⁺⁺.

Cuadro de difractogramas correspondientes a carnalitita. Las muestras 7215, 7600, 7601, 13592, 13603, 13604, 13606 y 13607 pertenecen a los depósitos catalanes mientras que las 7824, 7828, 7832 y 7832 lo son al Zechstein alemán.

Al final se incluye un difractograma esquemático del in soluble extraído de carnalita, observándose como está constituido en gran parte por hematites.

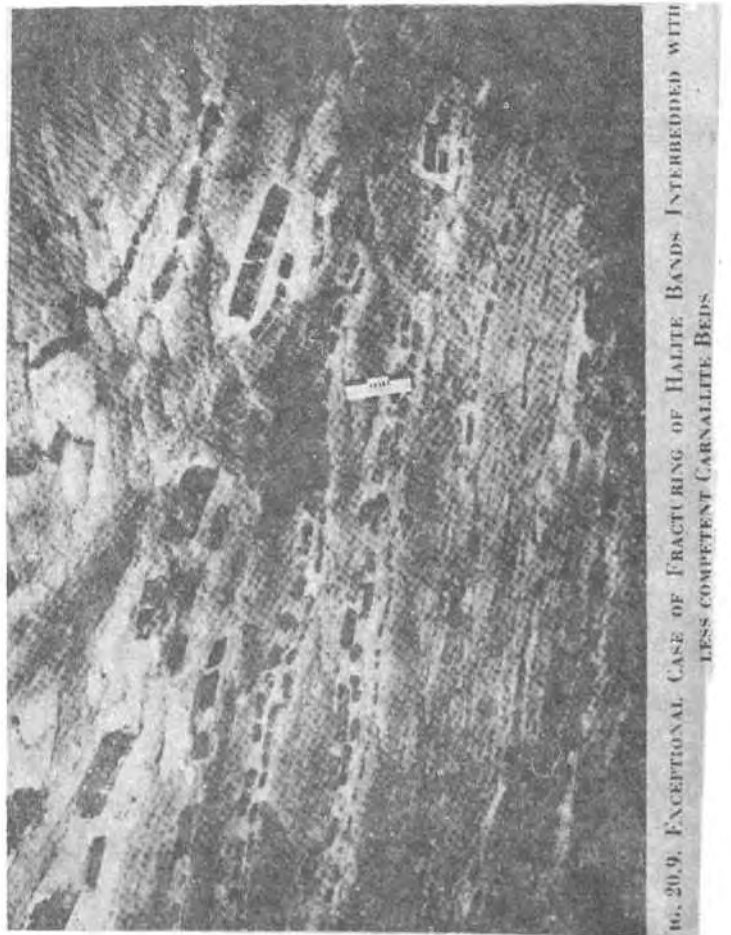
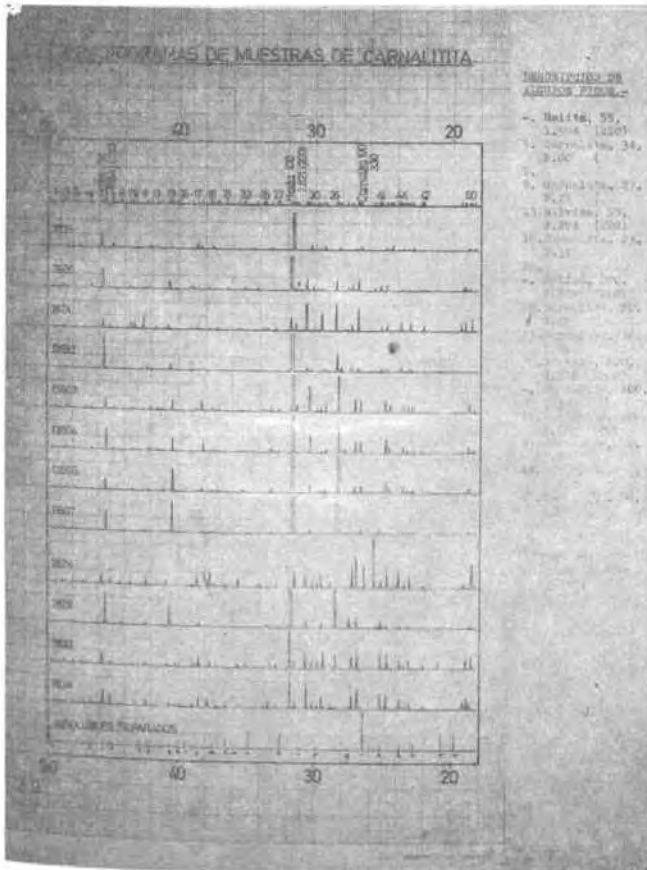
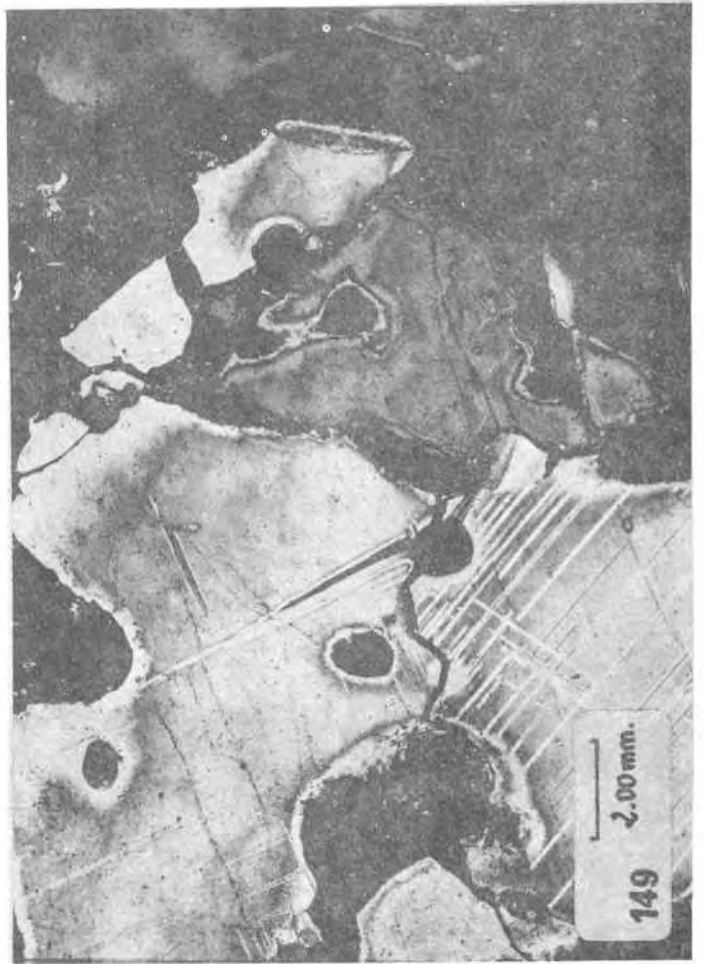


FIG. 20.9. EXCEPTIONAL CASE OF FRACTURING OF HALITE BANDS INTERBEDDED WITH LESS COMPETENT CARNALLITE BEDS.

Carnalinitas.-

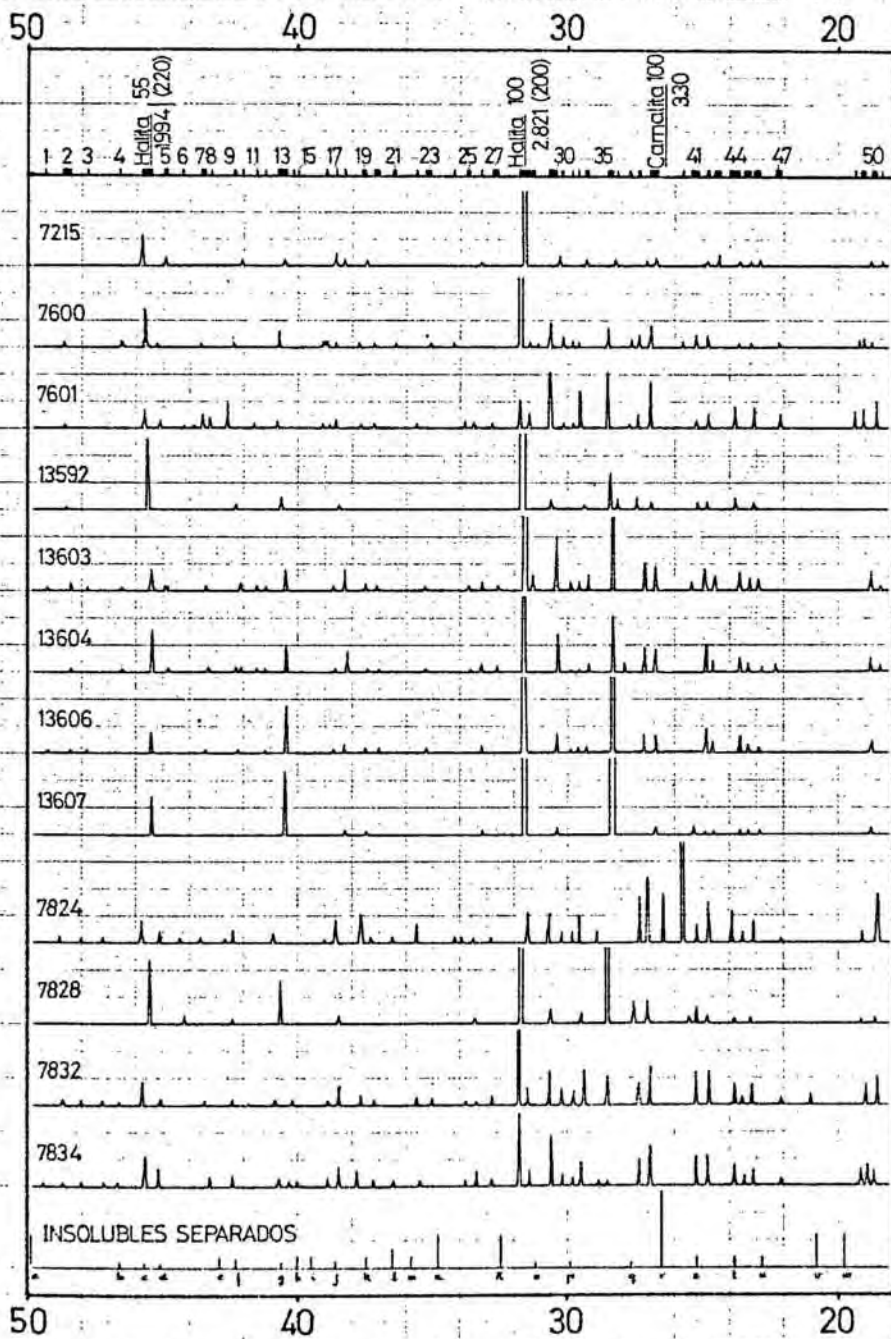
| | % | % | % | % | % | µg/g | | | |
|-------|------|------|--------------------|--|--|------|-----|-----|-----|
| | ClNa | ClK | SO ₄ Ca | SO ₄ Mg. 2H ₂ O | Cl ₂ Mg. 6H ₂ O | Br | Fe | Sr | Rb |
| 7212 | 8.89 | 18.1 | 4.89 | - | 67. | 2115 | 285 | 157 | 160 |
| 7215 | 33.5 | 12.0 | 1.33 | - | 52. | 735 | 680 | | 220 |
| 7557 | 12.7 | 19.5 | 0.22 | - | 67. | | | | |
| 7600 | 40. | 28.5 | 3.17 | - | 25.5 | 1544 | 460 | 221 | 95 |
| 7601 | 35. | 16.4 | 0.85 | - | 39.8 | 2600 | 630 | 20 | 190 |
| 13592 | 28.6 | 26.3 | 1.82 | - | 40. | 638 | 300 | 35 | 36 |
| 13603 | 12.5 | 34.4 | 1.66 | - | 46. | 1934 | 180 | 37 | 185 |
| 13604 | 21.3 | 28.9 | 0.15 | - | 48.7 | 1789 | 55 | 10 | 183 |
| 13606 | 19.5 | 35.8 | 1.03 | - | 42. | 1934 | 205 | 81 | 159 |
| 13607 | 32.4 | 54.2 | 1.32 | - | 12.8 | 1789 | 285 | 70 | 59 |
| C.H | 30. | 26.5 | 0.42 | - | 40.0 | 1007 | 40 | 8 | 152 |
| C.B. | | | | | | 2484 | 25 | 17 | 176 |

Carnalinitas de otros yacimientos (Zechstein alemán).-

| | | | | | | | | | |
|------|------|------|------|---|------|------|-----|----|-----|
| 7826 | 33. | 11.0 | 0.36 | - | 40. | 2833 | 40 | - | 41 |
| 7827 | 35. | 20. | - | - | 42.3 | 2485 | 50 | 11 | 40 |
| 7828 | 56.5 | 33.5 | 1.11 | - | 8.50 | 1265 | 111 | 36 | |
| 7832 | 28.5 | 17.2 | 0.30 | - | 38.7 | 1947 | 18 | 8 | 244 |
| 7833 | 30. | 19.5 | 0.49 | - | 41.5 | 2550 | 25 | - | 183 |
| 7834 | 35. | 18.5 | 0.16 | - | 40.1 | 2550 | 25 | - | 168 |

DIFRACTOGRAMAS DE MUESTRAS DE CARNALITITA.

2 θ



REF: 1994-78
MUESTRAS DE CARNALITA

- Halita. 55, 1.994 (220)
- 5. Carnalita, 30, 2.00 ()
- 7.
- 9. Carnalita, 27, 2.22 ()
- 13. Silvita, 30, 2.224 (10)
- 16. Carnalita, 33, 2.37
- 19.
- Halita, 100, 2.821 (200)
- 30. Carnalita, 70, 2.92
- 33. Carnalita, 30, 3.01
- 35. Silvita, 100, 3.146 (200)
- Carnalita, 100, 3.30
- 40. Anhidrita, 100, 3.400 (002)
- 41. Carnalita, 50, 3.56
- 44. Carnalita, 50, 3.77
- 48. Carnalita, 50, 4.65

(Ver difractogramas individuales).

- DIFRACTOGRAMAS DE MUESTRAS DE CARNALITITA. -

| 13606 | | | | ref. 236-6 | |
|------------|----------------|------|-----------|------------|-----------|
| 2 θ | d \AA | Ir | Carnalita | Halita | Silvita |
| 18.8 | 4.72 | 10 | | | |
| 19.1 | 4.646 | 8 | 4.65-50 | | |
| 22.9 | 3.883 | 8 | | | |
| 23.3 | 3.82 | 8 | | | |
| 23.6 | 3.77 | 18 | 3.77-50 | | |
| 24.6 | 3.619 | 12 | | | |
| 24.9 | 3.576 | 26 | 3.56-50 | | |
| 26.7 | 3.339 | 20 | | | |
| 27.1 | 3.29 | 24 | 3.30-100 | | |
| 28.3 | 3.153 | 671 | | | 3.146-100 |
| 29.3 | 3.048 | 12 | | | |
| 29.6 | 3.018 | 6 | 3.01-30 | | |
| 29.9 | 2.988 | 4 | | | |
| 30.4 | 2.940 | 35 | 2.92-70 | | |
| 31.6 | 2.831 | 1000 | | 2.821-100 | |
| 33.2 | 2.698 | 8 | | | |
| 35.3 | 2.543 | 6 | | | |
| 37.1 | 2.423 | 4 | | | |
| 37.5 | 2.398 | 4 | | | |
| 38.3 | 2.350 | 18 | 2.37-23 | | |
| 38.7 | 2.327 | 8 | 2.33-31 | | |
| 40.4 | 2.233 | 102 | | | 2.224-59 |
| 41.2 | 2.191 | 4 | | | |
| 42.2 | 2.137 | 10 | 2.22-27 | | |
| 43.4 | 2.085 | 4 | | | |
| 45.4 | 1.9976 | 59 | | 1.994-55 | |
| 47.7 | 1.900 | 6 | | | |
| 48.4 | 1.8806 | 6 | 1.886-10 | | |
| 49.3 | 1.8482 | 4 | | | |
| 50.2 | 1.8172 | 20 | | | 1.816-23 |
| 51.8 | 1.7648 | 4 | | | |
| 56.4 | 1.6314 | 8 | | 1.628-15 | |
| 58.6 | 1.575 | 26 | | | 1.573-8 |
| 63.3 | 1.469 | 6 | 1.458-20 | | |
| 66.3 | 1.4098 | 57 | | | 1.407-20 |

NOTA: Presentan gran cantidad de líneas no identificadas en fichas ASTM, que Montoriol y Font Altaba (1969) atribuyen a una deshidratación parcial originada por la presión.

| 2 θ | d \AA | I τ | Carnalita | Halita | Silvita | Anhidrita |
|------------|----------------|----------|-----------|----------|-----------|-----------|
| 10 | 8.845 | 7 | | | | |
| 11 | 7.630 | 10 | | | | |
| 15.5 | 5.718 | 7 | | | | |
| 16.0 | 5.538 | 7 | | | | |
| 18.5 | 4.796 | 10 | | | | |
| 18.8 | 4.726 | 30 | 4.65-50 | | | |
| 22.9 | 3.883 | 15 | | | | |
| 23.3 | 3.817 | 17 | | | | |
| 23.6 | 3.770 | 35 | 3.77-50 | | | |
| 24.6 | 3.618 | 23 | | | | |
| 24.9 | 3.576 | 43 | 3.56-50 | | | |
| 25.4 | 3.507 | 8 | | | | 3.498-100 |
| 26.7 | 3.339 | 40 | | | | |
| 27.1 | 3.290 | 43 | 3.30-100 | 3.258-13 | | |
| 28.3 | 3.153 | 220 | | | 3.146-100 | |
| 29.3 | 3.048 | 23 | | | | |
| 29.6 | 3.018 | 17 | 3.01-30 | | | |
| 29.9 | 2.988 | 17 | | | | |
| 30.4 | 2.940 | 77 | 2.92-70 | | | |
| 31.3 | 2.857 | 22 | | | | |
| 31.6 | 2.831 | 1000 | 2.83-33 | 2.82-100 | | |
| 32.6 | 2.746 | 5 | | | | |
| 33.2 | 2.698 | 15 | | | | |
| 33.7 | 2.659 | 7 | | | | |
| 33.8 | 2.652 | 7 | | | | |
| 35.3 | 2.543 | 7 | | | | |
| 37.1 | 2.423 | 7 | | | | |
| 37.5 | 2.398 | 12 | | | | |
| 38.3 | 2.350 | 33 | 2.37-23 | | | |
| 38.7 | 2.327 | 10 | 2.33-31 | | | |
| 40.4 | 2.233 | 33 | | | 2.224-59 | |
| 41.2 | 2.191 | 5 | | | | |
| 41.5 | 2.176 | 5 | | | | |
| 42.3 | 2.137 | 13 | 2.12-27 | | | |
| 43.4 | 2.085 | 7 | | | | |
| 44.8 | 2.023 | 8 | | | | |
| 44.9 | 2.018 | 8 | 2.00-34 | | | |
| 45.5 | 1.9976 | 32 | | 1.994-55 | | |
| 46.5 | 1.9528 | 7 | 1.975-43 | | | |
| 48.4 | 1.8806 | 10 | 1.886-10 | | | |
| 49.3 | 1.8480 | 5 | - | | | |
| 50.2 | 1.8172 | 7 | | | 1.816-23 | |
| 51.8 | 1.7648 | 5 | | | | |
| 56.4 | 1.6314 | 3 | | 1.628-15 | | |
| 58.6 | 1.5760 | 8 | | | 1.573-8 | |
| 62.8 | 1.4796 | 3 | | | | |
| 63.3 | 1.4690 | 10 | - | | | |
| 66.3 | 1.4098 | 13 | | - | | |

13592

ref. 160-6

| 2θ | dÅ | Ir | Carnalita | Halita | Silvita | Anhidrita |
|------|--------|------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| 23.1 | 3.850 | 7 | | | | |
| 23.7 | 3.755 | 22 | 3.77-50 | | | |
| 24.7 | 3.612 | 10 | | | | |
| 25.1 | 3.555 | 17 | 3.56-50 | | | |
| 25.5 | 3.493 | 12 | | | | 3.49-100 |
| 26.9 | 3.315 | 15 | 3.30-100 | | | |
| 27.4 | 3.261 | 27 | | 3.258-13 | | |
| 28.1 | 3.175 | 29 | | | | |
| 28.4 | 3.142 | 83 | | | 3.146-100 | |
| 29.4 | 3.037 | 10 | 3.01-30 | | | |
| 30.5 | 2.931 | 24 | 2.92-70 | | | |
| 31.7 | 2.823 | 1000 | (2.83-33) | 2.821-100 | | |
| 38.3 | 2.350 | 7 | | | | |
| 38.5 | 2.336 | 10 | 2.37-23 | | | |
| 40.6 | 2.224 | 29 | | | 2.224-59 | |
| 42.3 | 2.137 | 7 | 2.12-27 | | | |
| 45.5 | 1.996 | 195 | | 1.994-55 | | |
| 48.5 | 1.877 | 5 | 1.886-10 | | | |
| 48.6 | 1.8734 | 5 | 1.865-11 | | | |
| 49.5 | 1.8258 | 5 | | | | |
| 50.2 | 1.8173 | 7 | | | 1.816-23 | |
| 53.9 | 1.7010 | 10 | | 1.701-2 | | |
| 56.5 | 1.6287 | 34 | | 1.628-15 | | |
| 58.7 | 1.5727 | 7 | | | 1.573-8 | |
| 66.3 | 1.4097 | 56 | | 1.410-6 | 1.407-20 | |
| 75.4 | 1.2606 | 39 | | 1.261-11 | | |

13607

ref. 246-6

| 2θ | dÅ | Ir | Carnalita | Halita | Silvita | Anhidrita |
|------|--------|------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| 18.8 | 4.72 | 5 | | | | |
| 19.0 | 4.65 | 5 | 4.65-50 | | | |
| 22.9 | 3.885 | 3 | | | | |
| 23.3 | 3.82 | 5 | | | | |
| 23.6 | 3.77 | 7 | 3.77-50 | | | |
| 24.6 | 3.619 | 5 | | | | |
| 24.9 | 3.576 | 5 | 3.56-50 | | | |
| 25.3 | 3.50 | 10 | | | | 3.498-100 |
| 26.7 | 3.339 | 8 | | | | |
| 27.4 | 3.25 | 7 | | 3.258-13 | | |
| 28.3 | 3.153 | 1000 | | | 3.146-100 | |
| 30.4 | 2.940 | 8 | 2.9270 | | | |
| 31.6 | 2.831 | 569 | | 2.821-100 | | |
| 33.2 | 2.698 | 5 | | | | |
| 37.5 | 2.398 | 5 | | | | |
| 38.3 | 2.350 | 5 | 2.37-23 | | | 2.328-22 |
| 40.4 | 2.233 | 114 | | | 2.224-59 | |
| 45.4 | 1.9976 | 56 | | 1.994-55 | | |
| 50.2 | 1.8172 | 28 | | | 1.816-23 | |

Carnalitita B.

ref. PhD 123-3

| 2θ | dÅ | Ir | Carnalita | Silvita | Halita |
|------|--------|-----|-----------|-----------|-----------|
| 11.2 | 7.90 | DD | | | |
| 15.8 | 5.608 | D | | | |
| 18.9 | 4.694 | R-F | | | |
| 22.9 | 3.885 | R-D | | | |
| 23.5 | 3.785 | R-D | 3.77-50 | | |
| 24.7 | 3.612 | R-F | 3.56-50 | | |
| 26.8 | 3.327 | R-F | 3.30-100 | | |
| 28.2 | 3.164 | R | | 3.146-100 | |
| 29.3 | 3.048 | R | 3.01-30 | | |
| 30.4 | 2.940 | R-F | 2.92-70 | | |
| 31.5 | 2.840 | R-F | | | 2.821-100 |
| 32.5 | 2.755 | DD | | | |
| 34.0 | 2.636 | DD | | | |
| 35.3 | 2.542 | DD | | | |
| 37.5 | 2.398 | D | | | |
| 38.5 | 2.338 | R-D | 2.37-23 | | |
| 40.0 | 2.254 | D | | | |
| 40.5 | 2.227 | D | | 2.224-59 | |
| 42.2 | 2.141 | R-D | 2.12-27 | | |
| 43.0 | 2.104 | DD | | | |
| 44.9 | 2.019 | DD | | | |
| 45.5 | 1.993 | R-F | | | 1.994-55 |
| 48.5 | 1.877 | D | 1.886-10 | | |
| 56.5 | 1.628 | D | | | 1.628-15 |
| 57.9 | 1.5926 | DD | | | |
| 61.3 | 1.5120 | DD | | | |
| 63.5 | 1.465 | D | 1.458-20 | | |
| 63.1 | 1.473 | DD | | | |
| 67 | 1.397 | DD | | | |
| 72 | | | | | |
| 75.1 | | D | | | |
| 83.9 | | D | | | |

| 7215 | | | | | ref. 613-6 |
|------|--------|-----|----------|-----------|------------|
| 20 | dA | Ir | Halita | Silvita | Carnalita |
| 18.4 | 4.820 | 5 | | | |
| 18.8 | 4.726 | 5 | | | 4.65-50 |
| 22.9 | 3.885 | 5 | | | |
| 23.6 | 3.770 | 2 | | | 3.77-50 |
| 24.5 | 3.633 | 10 | | | |
| 24.8 | 3.590 | 5 | | | 3.56-50 |
| 26.7 | 3.338 | 8 | | | |
| 27.0 | 3.303 | 4 | | | 3.30-100 |
| 28.2 | 3.164 | 6 | | 3.146-100 | |
| 29.3 | 3.048 | 6 | | | 3.01-30 |
| 30.3 | 2.950 | 9 | | | 2.92-70 |
| 31.6 | 2.831 | 100 | 2.82-100 | | |
| 33.2 | 2.698 | 2 | | | |
| 37.5 | 2.398 | 4 | | | |
| 38.3 | 2.350 | 7 | | | 2.37-23 |
| 38.6 | 2.332 | 13 | | | 2.33-31 |
| 40.4 | 2.232 | 6 | | 2.224-59 | |
| 42.1 | 2.146 | 3 | | | 2.12-27 |
| 44.9 | 2.019 | 8 | | | 2.00-34 |
| 45.3 | 2.002 | 28 | 1.994-55 | | |
| 51.7 | 1.768 | 2 | | | |
| 56.3 | 1.634 | 4 | 1.628-15 | | |
| 66.1 | 1.4136 | 4 | 1.407-20 | | |
| 75.1 | | 4 | 1.261-11 | | |

| 7602 (1) | | | | | ref. 764-9 |
|----------|--------|-----|-----------|-----------|------------|
| 20 | dA | Ir | Halita | Silvita | Anhidrita |
| 25.7 | 3.467 | 3 | | | 3.498-100 |
| 27.1 | 3.290 | 1 | | | |
| 27.6 | 3.232 | 2 | 3.258-13 | | |
| 28.6 | 3.121 | 84 | | 3.146-100 | |
| 31.9 | 2.8055 | 100 | 2.821-100 | | |
| 39.3 | 2.2925 | 3 | | | |
| 40.7 | 2.217 | 29 | | 2.224-59 | |
| 45.6 | 1.9892 | 7 | 1.994-55 | | |
| 50.4 | 1.8106 | 5 | | 1.816-23 | |
| 56.7 | 1.6234 | 2 | 1.628-15 | | |
| 58.8 | 1.5704 | 5 | | 1.573-8 | |
| 66.5 | 1.4060 | 10 | 1.410-6 | | |
| 74.0 | | 3 | | | |
| 75.5 | | 4 | 1.261-11 | | |

| 7600 | ref. 766-9 | | | | | |
|-------|------------|------|-----------|-----------|------------|-----------|
| 2θ | dÅ | Ir | Carnalita | Halita | Silvita | Anhidrita |
| 18.8 | 4.720 | 16 | | | | |
| 19.1 | 4.646 | 20 | | | | |
| 19.3 | 4.598 | 14 | 4.65-50 | | | |
| 22.1 | 4.022 | 6 | | | | |
| 23.2 | 3.833 | 6 | | | | |
| 23.6 | 3.770 | 6 | 3.77-55 | | | |
| 24.8 | 3.590 | 28 | | | | |
| 25.2 | 3.534 | 30 | 3.56-50 | | | |
| 25.7 | 3.467 | 8 | | | | 3.498-100 |
| 26.9 | 3.315 | 52 | 3.30-100 | | | |
| 27.3 | 3.267 | 30 | | | | |
| 27.6 | 3.232 | 16 | | 3.258-13 | | |
| 28.5 | 3.131 | 48 | | | 3.146-100 | |
| 29.6 | 3.018 | 12 | 3.01-30 | | | |
| 29.85 | 2.993 | 14 | | | | |
| 30.15 | 2.964 | 22 | | | | |
| 30.65 | 2.917 | 70 | 2.92-70 | | | |
| 31.1 | 2.8755 | 12 | | | | |
| 31.4 | 2.849 | 22 | | | | |
| 31.8 | 2.8135 | 1000 | | 2.821-100 | | |
| 34.3 | 2.614 | 8 | | | | |
| 35.1 | 2.5565 | 10 | | | | |
| 36.4 | 2.4685 | 6 | | | | |
| 37.2 | 2.4170 | 10 | | | | |
| 37.7 | 2.386 | 12 | | | | |
| 38.6 | 2.332 | 18 | 2.37-23 | | | |
| 40.0 | 2.254 | 10 | 2.33-31 | | | |
| 40.7 | 2.217 | 34 | | | 2.224-59 | |
| 42.3 | 2.1365 | 14 | 2.22-27 | | | |
| 43.6 | 2.076 | 8 | | | | |
| 45.2 | 2.006 | 8 | 2.00-34 | | | |
| 45.6 | 1.9892 | 88 | | 1.994-55 | | |
| 46.7 | 1.9448 | 20 | | | | |
| 48.7 | 1.8696 | 6 | 1.886-10 | | | |
| 50.4 | 1.8106 | 6 | | | | |
| 56.7 | 1.6234 | 14 | | 1.628-15 | | |
| 60.8 | 1.5234 | 10 | | | | |
| 62.0 | 1.4968 | 10 | | | | |
| 62.6 | 1.4839 | 12 | | | | |
| 66.4 | 1.4079 | 28 | | 1.410-6 | (1.407-20) | |
| 69.6 | 1.3508 | 6 | | | | |
| 71.3 | | 8 | | | | |
| 73.9 | | 6 | | | | |
| 75.4 | 1.2606 | 20 | | | | |

7601

ref. 765-9

| 2θ | dÅ | Ir | Carnalita | Halita | Silvita |
|-------|--------|-----|-----------|-----------|------------|
| 18.6 | 4.77 | 45 | | | |
| 19.1 | 4.646 | 32 | | | |
| 19.4 | 4.574 | 25 | 4.65-50 | | |
| 22.1 | 4.022 | 16 | | | |
| 23.1 | 3.850 | 34 | | | |
| 23.8 | 3.738 | 41 | 3.77-50 | | |
| 24.8 | 3.590 | 32 | | | |
| 25.2 | 3.534 | 16 | 3.56-50 | | |
| 26.9 | 3.315 | 79 | 3.30-100 | | |
| 27.3 | 3.267 | 25 | | | |
| 27.7 | 3.220 | 7 | | 3.258-13 | |
| 28.5 | 3.131 | 98 | | | 3.146-100 |
| 29.6 | 3.018 | 55 | | | |
| 29.8 | 2.998 | 20 | 3.01-30 | | |
| 30.1 | 2.969 | 12 | | | |
| 30.6 | 2.9215 | 100 | 2.92-70 | | |
| 31.45 | 2.8450 | 25 | | | |
| 31.8 | 2.8135 | 43 | | 2.821-100 | |
| 32.8 | 2.7305 | 11 | | | |
| 33.5 | 2.6750 | 9 | | | |
| 33.8 | 2.6520 | 16 | | | |
| 35.6 | 2.5220 | 9 | | | |
| 37.2 | 2.4170 | 9 | | | |
| 37.7 | 2.3860 | 7 | | | |
| 38.5 | 2.3380 | 23 | 2.37-23 | | |
| 38.8 | 2.3205 | 11 | 2.33-31 | | |
| 39.1 | 2.3035 | 11 | | | |
| 40.3 | 2.2380 | 5 | | | |
| 40.75 | 2.2145 | 9 | | | 2.224-59 |
| 41.6 | 2.1710 | 5 | | | |
| 42.6 | 2.1220 | 52 | 2.22-27 | | |
| 43.2 | 2.0940 | 16 | | | |
| 43.5 | 2.0805 | 27 | | | |
| 43.8 | 2.0670 | 5 | | | |
| 44.2 | 2.0490 | 5 | | | |
| 45.1 | 2.0102 | 12 | 2.00-34 | | |
| 45.7 | 1.9850 | 32 | | 1.994-55 | |
| 48.6 | 1.8732 | 7 | 1.886-10 | | |
| 56.7 | 1.6234 | 5 | | 1.628-15 | |
| 58.1 | 1.5876 | 16 | | | |
| 58.8 | 1.5704 | 27 | | | 1.573-8 |
| 59.7 | 1.5488 | 7 | | | |
| 61.1 | 1.5166 | 11 | | | |
| 61.6 | 1.5056 | 7 | | | |
| 63.1 | 1.4733 | 7 | | | |
| 63.6 | 1.4630 | 11 | 1.458-20 | | |
| 64.6 | 1.4426 | 5 | | | |
| 66.5 | 1.4060 | 7 | | (1.410-6) | (1.407-20) |
| 68.45 | 1.3706 | 14 | | | |
| 68.7 | 1.3662 | 9 | | | |
| 69.25 | 1.3568 | 7 | | | |

| Insoluble de carnalita (muy concentrado) ref. PhD 125-3 | | | | | | |
|---|-------|-----|----------|-----------|-----------|-----------|
| 2θ | dÅ | Ir | Illita | Clorita | Anhidrita | Hematites |
| 8.7 | 10.18 | R | (002) | | | |
| 12.3 | 7.20 | R | | (002)100 | | |
| 17.6 | 5.04 | D | (004) | | | |
| 19.8 | 4.482 | R | (110) | | | |
| 20.8 | 4.27 | R | (111) | | | |
| 22.8 | 3.90 | D | (113) | | | |
| 23.9 | 3.74 | D | | | | 3.66-25 |
| 25.2 | 3.534 | D | | ((004)60) | 3.498-100 | |
| 26.5 | 3.364 | FF | (100) | | | |
| 27.6 | 2.232 | DD | | | | |
| 29.9 | 2.988 | DD | | | | |
| 31.2 | 2.867 | DD | | | 2.849-33 | |
| 32.5 | 2.755 | R | | | | 2.69-100 |
| 34.8 | 2.577 | R | (100) | | | |
| 35.8 | 2.508 | D | | ((201)30) | | 2.51-50 |
| 36.5 | 2.462 | R-D | (202) | | | |
| 37.5 | 2.398 | D | (133) | | | |
| 38.6 | 2.332 | DD | | | 2.328-22 | |
| 39.5 | 2.282 | D | | | | |
| 40.0 | 2.258 | D | (221) | | | |
| 40.6 | 2.222 | DD | | | 2.208-20 | |
| 42.3 | 2.137 | D | (206) | | | |
| 42.9 | 2.108 | D | | | | |
| 45.1 | 2.010 | DD | | (204)20 | | |
| 45.7 | 1.985 | DD | (0-0-10) | | | |
| 46.6 | 1.949 | DD | (206) | | | |
| 50.0 | 1.824 | R | | | | 1.838-40 |
| 53.8 | 1.704 | R | | | | 1.690-60 |
| 59.9 | 1.544 | R | | | | |
| 61.7 | 1.503 | R | (060) | | | |
| 64.0 | 1.455 | D | | | | 1.452-35 |
| 68.0 | 1.379 | R | | | | |
| 69.2 | 1.357 | DD | | | | |
| 70.2 | 1.341 | DD | (335) | | | |
| 73.0 | 1.296 | DD | (400) | | | |
| 75.5 | 1.259 | DD | (402) | | | |
| 79.8 | 1.202 | D | | | | |
| 81.4 | 1.182 | D | | | | |

7832

ref. 787-9

| 2θ | $d\text{\AA}$ | Ir | Carnalita | Silvita | Halita |
|-----------|---------------|-----|-----------|-----------|-----------|
| 18.6 | 4.770 | 15 | | | |
| 19.0 | 4.670 | 12 | 4.65-50 | | |
| 21.0 | 4.230 | 8 | | | |
| 22.1 | 4.022 | 4 | | | |
| 23.2 | 3.833 | 13 | | | |
| 23.5 | 3.785 | 8 | | | |
| 23.8 | 3.738 | 12 | 3.77-55 | | |
| 24.7 | 3.604 | 28 | | | |
| 25.2 | 3.534 | 26 | 3.65-50 | | |
| 26.9 | 3.315 | 33 | 3.33-100 | | |
| 27.3 | 3.267 | 15 | | | 3.258-13 |
| 28.5 | 3.131 | 21 | | 3.146-100 | |
| 29.5 | 3.028 | 23 | 3.01-30 | | |
| 29.8 | 2.998 | 7 | | | |
| 30.2 | 2.9595 | 9 | | | |
| 30.7 | 2.9125 | 30 | 2.9270 | | |
| 31.5 | 2.8400 | 13 | | | |
| 31.8 | 2.8135 | 100 | | | 2.821-100 |
| 32.8 | 2.7305 | 4 | | | |
| 33.4 | 2.6820 | 6 | | | |
| 33.8 | 2.6520 | 4 | | | |
| 35.0 | 2.5635 | 2 | | | |
| 35.6 | 2.5220 | 4 | | | |
| 37.2 | 2.4170 | 4 | | | |
| 37.7 | 2.3860 | 10 | | | |
| 38.5 | 2.3380 | 14 | 2.37-23 | | |
| 38.9 | 2.3150 | 7 | 2.33-31 | | |
| 40.2 | 2.2435 | 5 | | | |
| 40.8 | 2.2120 | 6 | | 2.224-59 | |
| 41.8 | 2.1610 | 3 | | | |
| 47.2 | 1.9254 | 4 | | | |
| 48.0 | 1.8952 | 3 | | | |
| 48.7 | 1.8696 | 6 | 1.836-10 | | |
| 55.6 | 1.6528 | 4 | | 1.628-15 | |
| 63.0 | 1.4754 | 6 | | | |
| 63.5 | 1.4650 | 5 | | | |
| 66.4 | 1.4079 | 6 | | 1.410-6 | |
| 68.4 | 1.3715 | 4 | | | |
| 72.5 | | 5 | | 1.261-11 | |
| 75.4 | | 3 | | | |

7834

ref. 788-9

| 2 θ | d $\overset{\circ}{\text{A}}$ | Ir | Carnalita | Silvita | Halita |
|------------|-------------------------------|-----|-----------|-----------|-----------|
| 18.7 | 4.744 | 14 | | | |
| 19.0 | 4.670 | 20 | | | |
| 19.2 | 4.622 | 16 | 4.65-50 | | |
| 22.1 | 4.022 | 5 | | | |
| 23.1 | 4.171 | 18 | | | |
| 23.5 | 3.785 | 11 | | | |
| 23.8 | 3.738 | 21 | 3.77-50 | | |
| 24.8 | 3.730 | 31 | | | |
| 25.2 | 3.534 | 30 | 3.58-50 | | |
| 26.9 | 3.315 | 50 | 3.30-100 | | |
| 27.3 | 3.267 | 33 | | | 3.258-13 |
| 28.5 | 3.131 | 8 | | 3.146-100 | |
| 28.8 | 3.100 | 4 | | | |
| 29.5 | 3.028 | 34 | 3.01-30 | | |
| 29.8 | 2.998 | 13 | | | |
| 30.2 | 2.9595 | 16 | 2.92-70 | | |
| 30.6 | 2.9215 | 61 | | | |
| 31.4 | 2.8490 | 21 | | | |
| 31.8 | 2.8135 | 100 | | | 2.821-100 |
| 32.8 | 2.7305 | 5 | | | |
| 33.4 | 2.6820 | 13 | | | |
| 33.8 | 2.6520 | 6 | | | |
| 35.5 | 2.5290 | 5 | | | |
| 37.2 | 2.4170 | 5 | | | |
| 37.8 | 2.3795 | 14 | | | |
| 38.5 | 2.3380 | 21 | 2.37-23 | | |
| 38.9 | 2.3150 | 11 | | | |
| 40.0 | 2.2540 | 4 | | | |
| 40.3 | 2.2380 | 5 | | | |
| 40.7 | 2.2170 | 13 | | 2.224-59 | |
| 42.4 | 2.1320 | 13 | 2.22-27 | | |
| 43.3 | 2.0895 | 9 | | | |
| 45.2 | 2.0060 | 19 | 2.00-34 | | |
| 45.7 | 1.9850 | 33 | | | 1.994-55 |
| 46.4 | 1.9566 | 6 | | | |
| 47.2 | 1.9254 | 5 | | | |
| 48.0 | 1.8952 | 4 | | | |
| 48.7 | 1.8696 | 6 | 1.886-10 | | |
| 49.5 | 1.8412 | 5 | | | |
| 56.7 | 1.6234 | 4 | | | 1.628-15 |
| 58.1 | 1.5876 | 5 | | | |
| 61.6 | 1.5056 | 4 | | | |
| 63.0 | 1.4754 | 5 | | | |
| 63.6 | 1.4630 | 6 | | | |
| 66.4 | 1.4079 | 6 | | | 1.410-6 |
| 75.5 | | 4 | | | |

7828

ref. 784-9

| 2 θ | d \AA | Ir | Halita | Silvita | Anhidrita | Carnalita |
|------------|----------------|------|-----------|------------------------|-----------|-----------|
| 18.7 | 4.744 | 7 | | | | |
| 19.2 | 4.622 | 6 | | | | 4.65-50 |
| 23.2 | 3.833 | 9 | | | | |
| 23.8 | 3.738 | 7 | | | | 3.77-55 |
| 24.8 | 3.590 | 6 | | | | |
| 25.2 | 3.534 | 15 | | | | 3.56-50 |
| 25.6 | 3,480 | 11 | | | 3.498-100 | |
| 27.0 | 3.303 | 24 | | | | 3.30-100 |
| 27.5 | 3.243 | 24 | 3.258-13 | | | |
| 28.5 | 3.131 | 481 | | 3.146-100 | | |
| 29.5 | 3.028 | 11 | | | | 3.01-30 |
| 30.6 | 2.9215 | 19 | | (2.912-100 Polihalita) | | 2.92-70 |
| 31.9 | 2.8055 | 1000 | 2.821-100 | | | |
| 33.5 | 2.6750 | 9 | | | | |
| 38.5 | 2.3380 | 7 | | | | 2.33-31 |
| 40.6 | 2.2220 | 91 | | 2.224-59 | | |
| 42.4 | 2.1320 | 9 | | | | 2.12-27 |
| 44.2 | 2.0490 | 15 | | | | |
| 45.6 | 1.9892 | 120 | 1.994-55 | | | |
| 53.0 | 1.7276 | 19 | | 1.816-23 | | |
| 54.0 | 1.6980 | 6 | 1.701-2 | | | |
| 56.6 | 1.6260 | 28 | 1.628-15 | | | |
| 58.8 | 1.5704 | 26 | | 1.573-8 | | |
| 66.5 | 1.4060 | 59 | 1.410-6 | | | |
| 73.8 | | 11 | | - | | |
| 75.4 | | 26 | 1.261-11 | | | |

7824

ref. 794-9

| 2θ | dÅ | Ir | Carnalita | Anhidrita | Kieserita |
|------|--------|------|-----------|-----------|-----------|
| 18.6 | 4.770 | 89 | | | 4.84-90 |
| 19.2 | 4.622 | 22 | 4.65-50 | | |
| 22.1 | 4.022 | 7 | | | |
| 23.2 | 3.833 | 15 | | 3.87-6 | |
| 23.5 | 3.785 | 18 | 3.77-50 | | |
| 23.9 | 3.728 | 42 | | | |
| 24.8 | 3.590 | 53 | 3.56-50 | | |
| 25.2 | 3.534 | 62 | | | |
| 25.7 | 3.467 | 1000 | | 3.498-100 | |
| 26.4 | 3.376 | 69 | | | 3.409-100 |
| 27.0 | 3.303 | 104 | 3.30-100 | | |
| 27.3 | 3.267 | 67 | | | |
| 28.9 | 3.089 | 13 | | (3.118-3) | 3.111-40 |
| 29.6 | 3.018 | 36 | 3.01-30 | | |
| 29.8 | 2.988 | 18 | | | |
| 30.2 | 2.9595 | 16 | | | |
| 30.7 | 2.9125 | 44 | 2.9270 | | |
| 31.5 | 2.8400 | 42 | 2.89-33 | 2.849-33 | |
| 32.8 | 2.7305 | 9 | | | |
| 33.5 | 2.6750 | 9 | (2.66-80) | | |
| 33.9 | 2.6440 | 9 | | | |
| 34.2 | 2.6220 | 11 | | | |
| 35.6 | 2.5220 | 24 | | | 2.527-90 |
| 36.5 | 2.4620 | 9 | | 2.473-8 | |
| 37.3 | 2.4110 | 7 | | | 2.414-20 |
| 37.7 | 2.3860 | 40 | | | 2.383-20 |
| 38.6 | 2.3320 | 31 | 2.33-31 | 2.328-22 | 2.348-40 |
| 40.9 | 2.2065 | 13 | | 2.208-20 | |
| 42.4 | 2.1320 | 20 | 2.12-27 | | |
| 42.7 | 2.1175 | 13 | | | |
| 43.6 | 2.0760 | 9 | | 2.086-9 | |
| 45.1 | 2.0102 | 22 | 2.00-34 | | |
| 45.8 | 1.9810 | 36 | | - | |
| 47.2 | 1.9254 | 11 | | 1.938-4 | |
| 48.0 | 1.8952 | 7 | 1.886-10 | | |
| 48.8 | 1.8660 | 9 | | 1.869-15 | |
| 52.4 | 1.7460 | 62 | | 1.749-11 | |
| | | | | 1.748-10 | |
| | | | | 1.594-3 | |
| 58.2 | 1.5850 | 11 | | | |
| 60.3 | 1.5348 | 7 | | | |
| 63.1 | 1.4733 | 13 | | | |
| 63.6 | 1.4630 | 9 | | | |
| 83.0 | | 33 | | | |

3) La fracción pelítica de los yacimientos evaporíticos.-

La presencia de una fase arcillosa en los yacimientos evaporíticos juega un importante papel tanto durante la precipitación de las sales como durante los procesos metamórficos posteriores. Ello es debido fundamentalmente a su gran capacidad de adsorción y, por tanto, a los fenómenos de intercambio que se establecen entre la fase coloidal y las salmueras.

Los minerales más comunes que constituyen la fracción pelítica son las cloritas, las illitas, el talco y la sílice. De ellos la illita es de origen detrítico aunque puede haber sufrido recristalización diagenética, mientras que la clorita se considera como autógena. Según Fütchtbauer y Goldschmidt (1959) la clorita puede haberse formado por acción de soluciones en una fase diagenética inicial, e incluso según Droste (1961), existe la posibilidad teórica de la transformación illita → clorita en el seno de fangos embebidos en salmueras.

En general es difícil saber si las arcillas autógenas se han formado en fases diagenéticas como las mencionadas o si lo han hecho en fase metamórfica (Eckardt, 1958). En algunos casos se ha podido demostrar como ciertas arcillas se han originado a partir de procesos de metamorfismo salino, al tomar parte en reacciones de intercambio con salmueras.

Según Braitsch (1962) la función de las arcillas en los depósitos evaporíticos es doble:

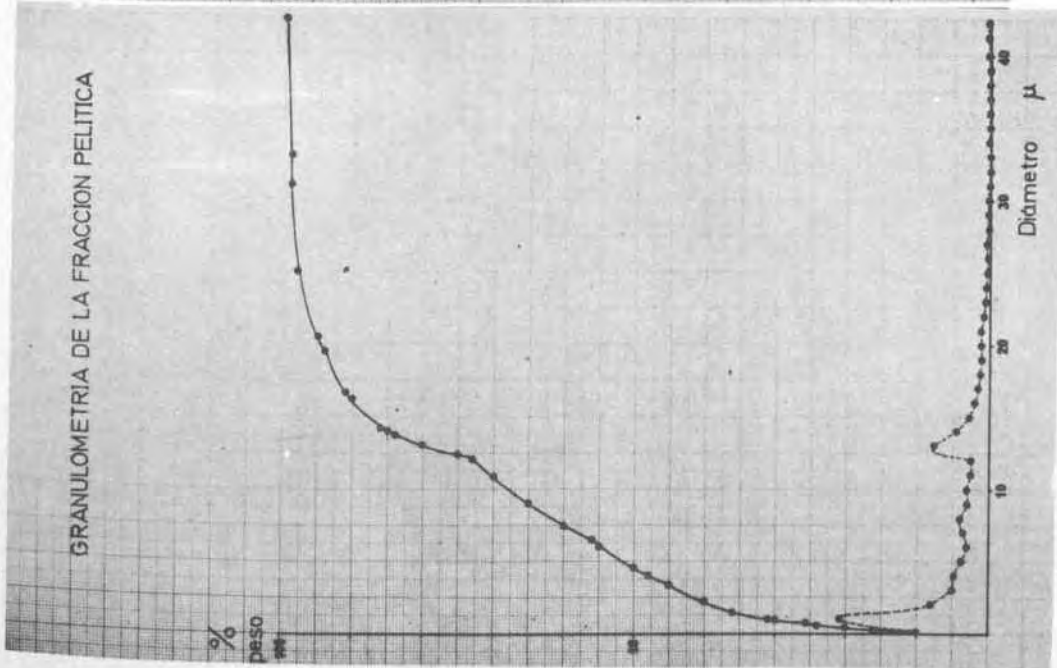
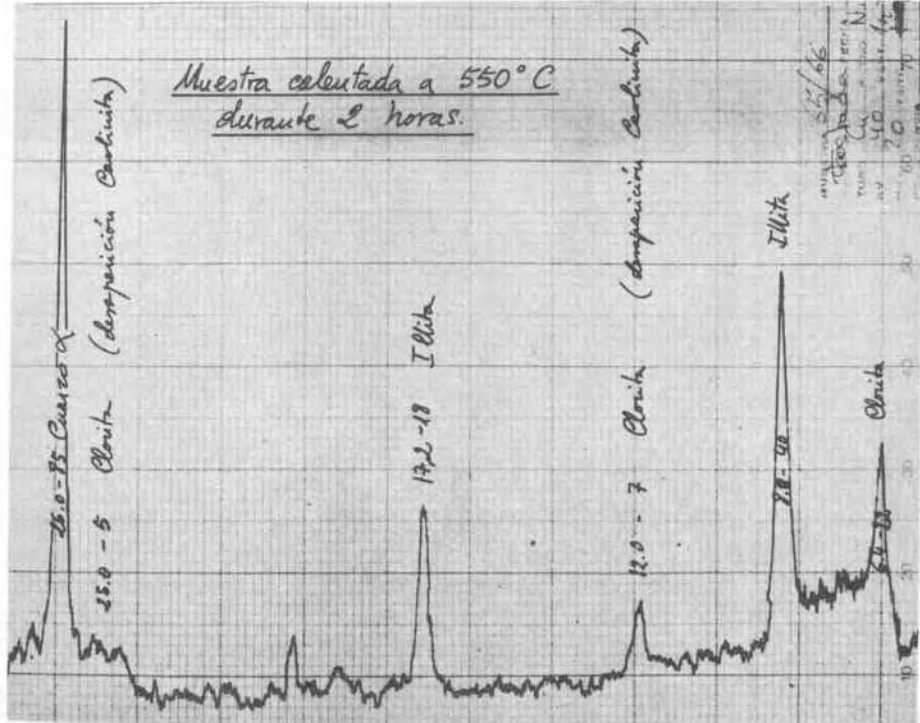
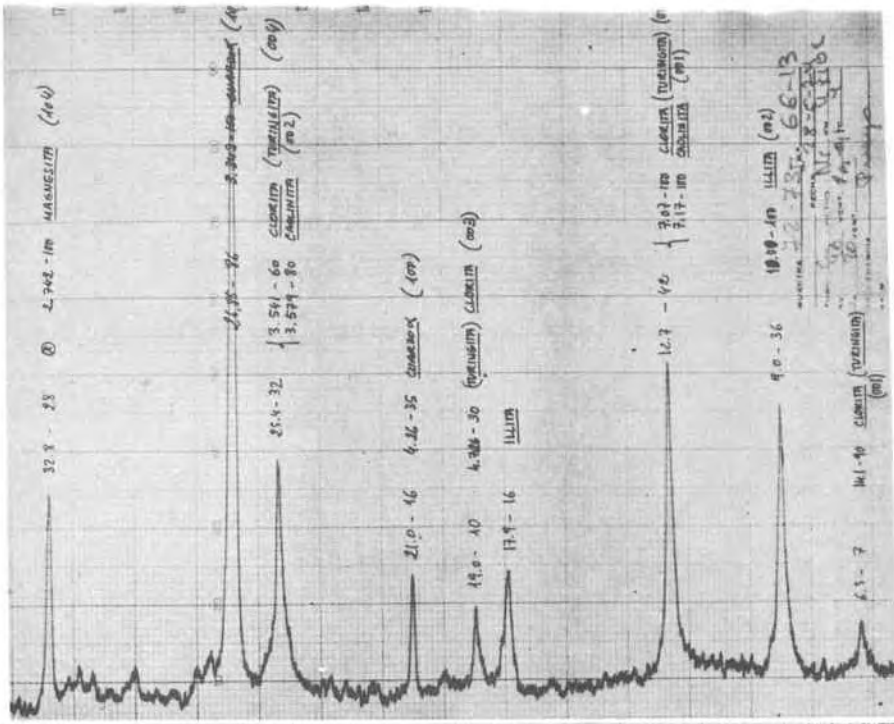
a) Empobrecen las soluciones intersticiales en magnesio (enriqueciéndolas relativamente en calcio y sodio) por formación de clorita y otros silicatos magnésicos (talco principalmente).

b) Actúan en cierto modo como membranas semipermeables a causa del efecto de filtrado" (Korshinsky, 1947) consistente en una retención relativa del soluto respecto al disolvente (similar a una cromatografía).

El origen de la fracción pelítica es lógicamente continental; sin embargo se ha discutido bastante sobre el sistema de transporte. Existen dos posibilidades que pueden presentarse simultáneamente: el transporte fluvial con descarga final en la cubeta, o el transporte eólico tan importante en ambientes áridos.

En los depósitos catalanes las arcillas están dispuestas en forma de láminas cuya potencia oscila entre unas décimas de milímetro y menos de un centímetro, siendo la moda de uno o dos milímetros. Separan los ciclos de la sal y representan fases de detención de la sedimentación evaporítica. Su color es gris oscuro lo que es indicativo de que han sido sedimentadas en ambiente reductor (ver "Genesis de yacimientos").

Se ha efectuado difracción de rayos X, A.T.D. y granulometría de algunas muestras, observándose que la fracción pelítica está constituida por illitas, cloritas (tipo Turingita), caolinita, cuarzo y algo de magnesita, y que la curva granulométrica presenta dos máximos: uno menor en el tamaño limo (12-13 micras) y otro en el tamaño arcilla (sobre 1 micra), y una clasificación relativamente mala.



DIFRACTOGRAMAS DE LA FRACCION PELITICA.

| 53-54 | | ref. 68-13 | | | | |
|-------|----|------------|----------|----------|-----------|------------------|
| 2θ | dA | Ir | Illita | Clorita | Caolinita | Cuarzo Magnesita |
| 6.3 | | 7 | | 14.1-90 | | |
| 8.9 | | 25 | 10.0-100 | | | |
| 12.5 | | 30 | | 7.07-100 | 7.17-100 | |
| 17.8 | | 14 | - | | | |
| 18.9 | | 6 | | 4.726-30 | | |
| 21.0 | | 7 | | | | 4.26-35 |
| 25.3 | | 17 | | 3.541-60 | 3.579-80 | |
| 26.8 | | 44 | | | | 3.343-100 |
| 32.7 | | 39 | | | | 2.742-100 |
| 35.2 | | 4 | | | | |
| 35.95 | | 8 | | | | 2.503-17 |
| 36.6 | | 4 | | | | 2.458-12 |
| 42.6 | | 3 | | | | |
| 43.1 | | 15 | | | | 2.102-43 |
| 45.5 | | 10 | | | | |
| 46.95 | | 4 | | | | 1.939-12 |
| 65-66 | | ref. 67-13 | | | | |
| 2θ | dA | Ir | Illita | Clorita | Caolinita | Cuarzo Magnesita |
| 6.4 | | 12 | | 14.1-90 | | |
| 8.9 | | 56 | 10.0-100 | | | |
| 12.6 | | 53 | | 7.07-100 | 7.17-100 | |
| 17.85 | | 24 | - | | | |
| 19.0 | | 14 | | 4.726-30 | | |
| 21.0 | | 8 | | | | 4.26-35 |
| 25.3 | | 33 | | 3.541-60 | 3.579-80 | |
| 26.8 | | 44 | | | | 3.343-100 |
| 32.75 | | 30 | | | | 2.742-100 |
| 35.2 | | 4 | | | | |
| 36.0 | | 8 | | | | 2.503-17 |
| 36.7 | | 5 | | | | 2.458-12 |
| 39.7 | | 3 | | | | |
| 40.5 | | 4 | | | | |
| 42.6 | | 5 | | | | |
| 43.15 | | 11 | | | | 2.102-43 |
| 45.5 | | 16 | | | | |
| 47.0 | | 4 | | | | 1.939-12 |

Se exponen dos difractogramas completos y, dada la similitud de los resultados, el resto se hace a continuación en forma de tabla.

Según ASTM* Ir determinada para cada muestra

| MINERAL | dA | Ir | 8-9 | 14-15 | 16-17 | 23-24 | 24-25 | 29-30 | 31-32 | 32-33 | 36-37 | 42-43 | 48-49 | 50-51 | 57-57 | 57-58 | 59-60 | 64-65 | 65-66 | 72-73 | 72-73 | 74-75 | 75-76 | 89-90 | 90-91 |
|------------------------|------------------|------------|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| CLORITA* | 14.1 | 90 | 4 | 6 | 9 | 5 | 6 | 8 | 7 | 4 | 6 | 8 | 8 | 10 | 6 | 12 | 8 | 10 | 9 | 7 | 13 | 10 | 7 | 11 | 14 |
| ILLITA* | 10.0 | 100 | 10 | 21 | 30 | 13 | 17 | 33 | 21 | 12 | 19 | 25 | 24 | 28 | 24 | 30 | 23 | 27 | 33 | 36 | 39 | 22 | 21 | 24 | 27 |
| CLORITA y CAOLINITA | 7.07 y 7.17 | 100 100 | 9 | 20 | 22 | 12 | 16 | 27 | 17 | 11 | 17 | 20 | 18 | 22 | 17 | 22 | 20 | 22 | 26 | 40 | 24 | 18 | 16 | 20 | 21 |
| ILLITA | 4.98 | | 3 | 6 | 10 | 4 | 5 | 11 | 7 | 4 | 5 | 8 | 8 | 9 | 7 | 10 | 8 | 9 | 12 | 16 | 12 | 6 | 6 | 6 | 9 |
| CLORITA | 4.726 | 30 | 2 | 3 | 3 | 2 | 3 | 6 | 3 | 2 | 2 | 3 | 3 | 4 | 3 | 5 | 3 | 4 | 6 | 10 | 5 | 3 | 3 | 3 | 4 |
| CUARZO α* | 4.26 | 35 | 5 | 4 | 3 | 5 | 5 | 2 | 3 | 5 | 4 | 2 | 4 | 4 | 3 | 2 | 3 | 3 | 2 | 16 | | 3 | 5 | 4 | 4 |
| CLORITA y CAOLINITA | 3.541 y 3.579 | 60 80 | 5 | 10 | 12 | 5 | 7 | 14 | 9 | 5 | 8 | 10 | 9 | 11 | 9 | 11 | 10 | 12 | 14 | 32 | 13 | 10 | 8 | 10 | 10 |
| CUARZO α | 3.343 | 100 | 25 | 30 | 27 | 37 | 27 | 27 | 22 | 26 | 24 | 23 | 25 | 23 | 25 | 24 | 23 | 25 | 24 | 86 | 27 | 27 | 30 | 31 | 26 |
| MAGNESITA* | 2.742 | 100 | | 10 | 17 | 10 | 8 | 7 | 9 | 9 | 8 | 16 | 12 | 16 | 20 | 16 | 10 | 18 | 7 | 28 | 10 | 8 | 8 | 5 | 5 |
| MAGNESITA | 2.503 | 17 | | 3 | 4 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | | 3 | 3 | | 3 | | 2 | 5 | 3 | 8 | 3 | 3 | 2 | 3 | |
| CUARZO α | 2.458 | 12 | | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | | | 2 | | 2 | | 2 | | | 4 | | | 2 | 2 | |
| MAGNESITA | 2.102 | 43 | | 2 | | | 2 | | 2 | | 3 | | 2 | | | | | | | 4 | | | | | 2 |
| MAGNESITA | 1.939 | 12 | | 4 | 7 | | 3 | | 5 | | 4 | | 5 | | | | | | | 16 | | | | | 5 |

- En la 3ª y 7ª líneas se dan sumadas las intensidades de los picos de clorita y caolinita.

- * CLORITA (THURINGITE) 7-78.

CAOLINITA 14-164

ILLITA (TRIOCTAEDRICA) 9-343.

CUARZO 5-0490.

MAGNESITA 8-479.

4) Sulfatos y carbonatos en las evaporitas.-

No se conocen casos de precipitación primaria de anhidrita en los lagos de deposición evaporítica actual; sin embargo, se observa como la anhidrita es el principal sulfato de los yacimientos evaporíticos fósiles.

Debe de admitirse, por tanto, una transformación que según unos autores (Borchert, 1959) se produce en fase metamórfica y según otros en fase diagenética. Recientemente se ha observado como en los procesos de deposición actual del Golfo Pérsico se dan casos de transformación diagenética inicial del yeso en anhidrita (Bush, 1973). No obstante, los principales autores que han tratado sobre los depósitos evaporíticos marinos están de acuerdo en que la transformación yeso-anhidrita debe de ser diagenética tardía o metamórfica. La escuela de Borchert basa sus principales hipótesis en la existencia de fluidos metamorfizantes que percolan por los yacimientos salinos, que tienen su origen en la zona basal del yacimiento, al producirse la transformación yeso-anhidrita por metamorfismo térmico.

Ya hemos visto en los primeros apartados de este capítulo la distribución de los sulfatos en las diversas especies petrológicas, ya sea de origen primario o secundario, y constituyendo casi siempre minerales accesorios de las mismas. Vamos a hacer ahora una recopilación de los sulfatos que hemos encontrado utilizando difracción y análisis microscópico, para pasar después a hablar de su distribución y posible génesis.

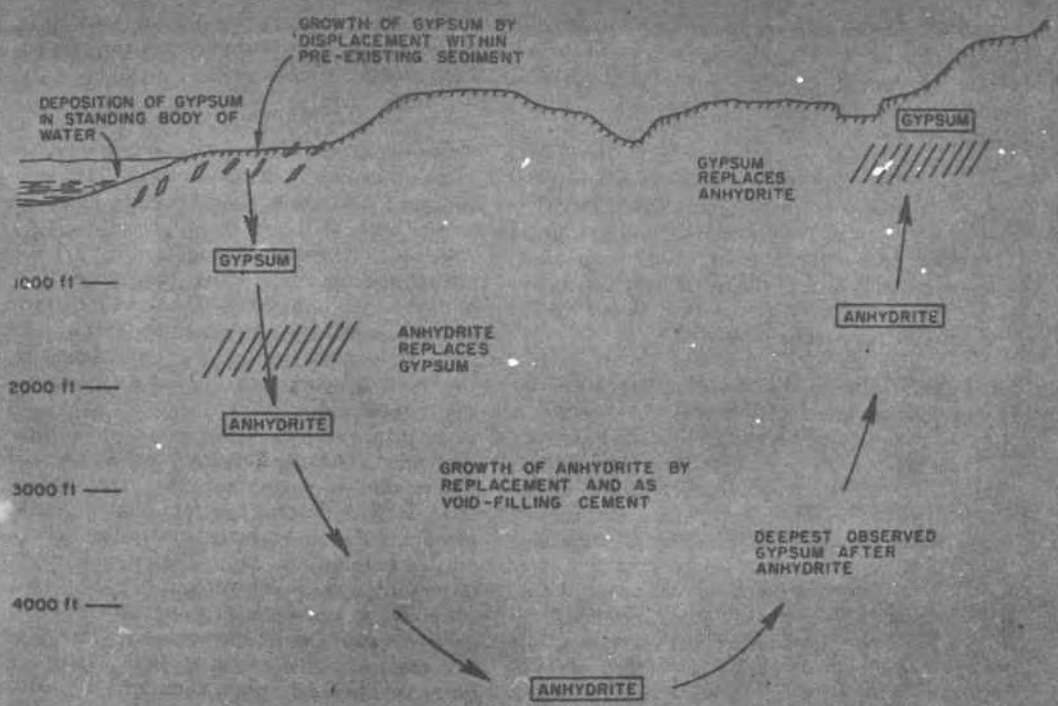


Fig. 2.—Schematic diagram illustrating gypsum-anhydrite-gypsum diagenetic cycle.

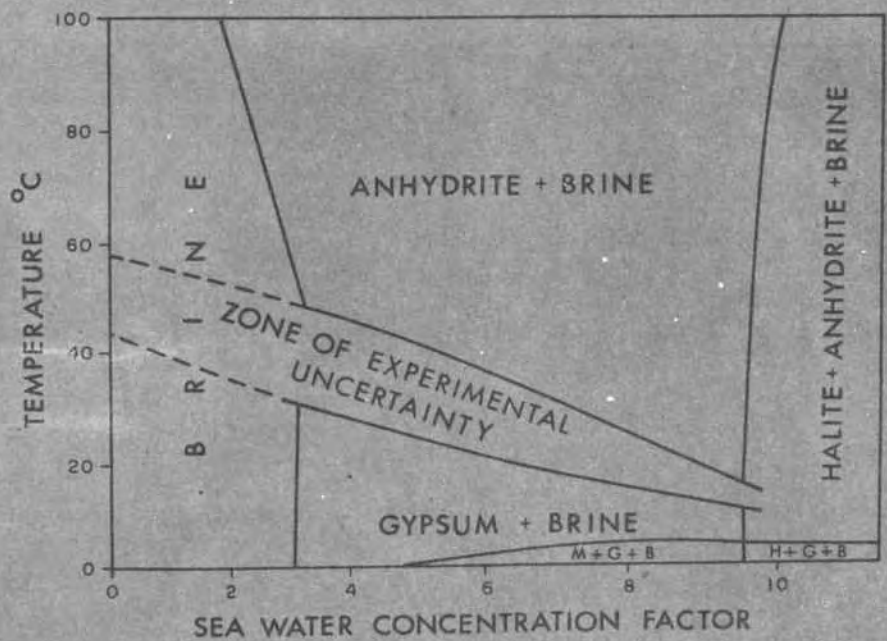


Figure 1. Gypsum-anhydrite equilibrium relations. The upper limit of the "zone of experimental uncertainty" is the boundary defined by the temperature and activity H_2O data of Hardie (1967); the lower limit is that drawn on the basis of solubility measurements in pore water and sea water. M, mirabilite; G, gypsum; B, brine; H, halite.

Distribución de sulfatos en diversas muestras de los yacimientos catalanes.-

| | | |
|---|---------------------------------|--|
| H A L I T I T A | H.b. fuertemente recristalizada | An: 0 0 0 2 2 0 5 0 4 1 2 Po: 2 2 2 0 0 2 0 2 1 0 0 |
| | H.b. débilmente recristalizada | |
| | Estériles masivos | An: 0 4 1 1 Po: 2 9 3 2 Ki: 0 0 1 0 Ye: 0 0 0 1 |
| | Estériles estratificados | An: 1 7 4 11 5 2 1 0 Po: 2 2 3 5 4 4 2 8 Ki: 2 5 1 0 0 0 0 0 |
| | Halitita fibrosa | An: 3 |
| S I L V I N I T A | Silvinita bandeada | An: 1 1 0 1 1 1 1 1 Po: 0 0 0 1 1 1 4 1 |
| | S. "pintada" | An: 0 Po: 2 |
| | S. "transformada" | An: 0 1 1 Po: 1 0 0 |
| | "Hartsalz" anhidrítico | An: 1 0 1 Po: 1 0 1 Ye: 1 0 0 |
| C A R N A | C. macrogranuda | An: 1 0 |
| | C. microgranuda (alterada) | An: 1 1 0 2 0 0 |

- Interpretación del cuadro.-

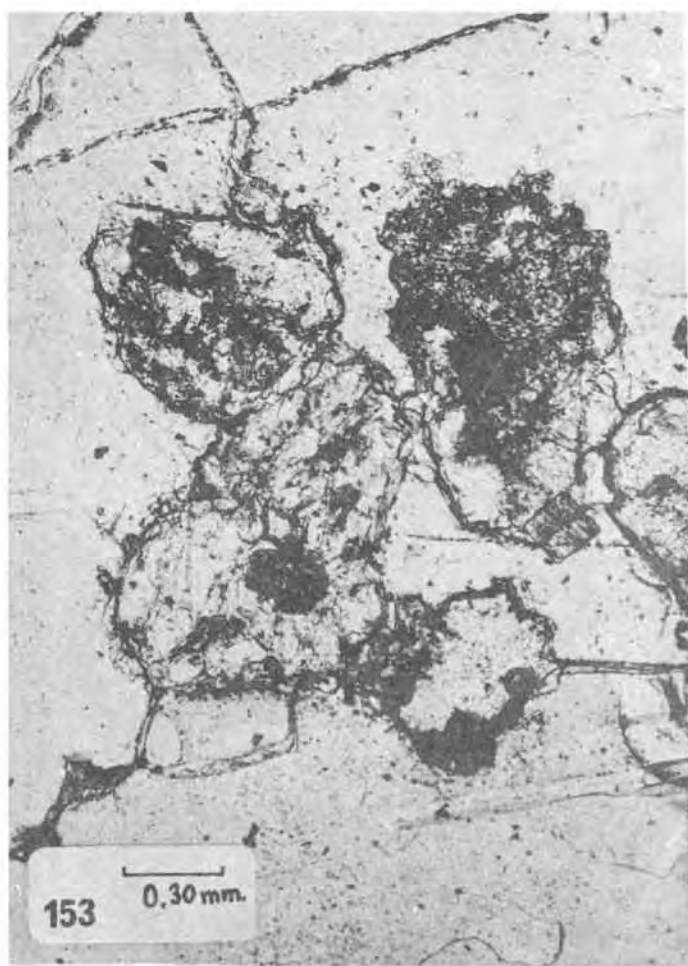
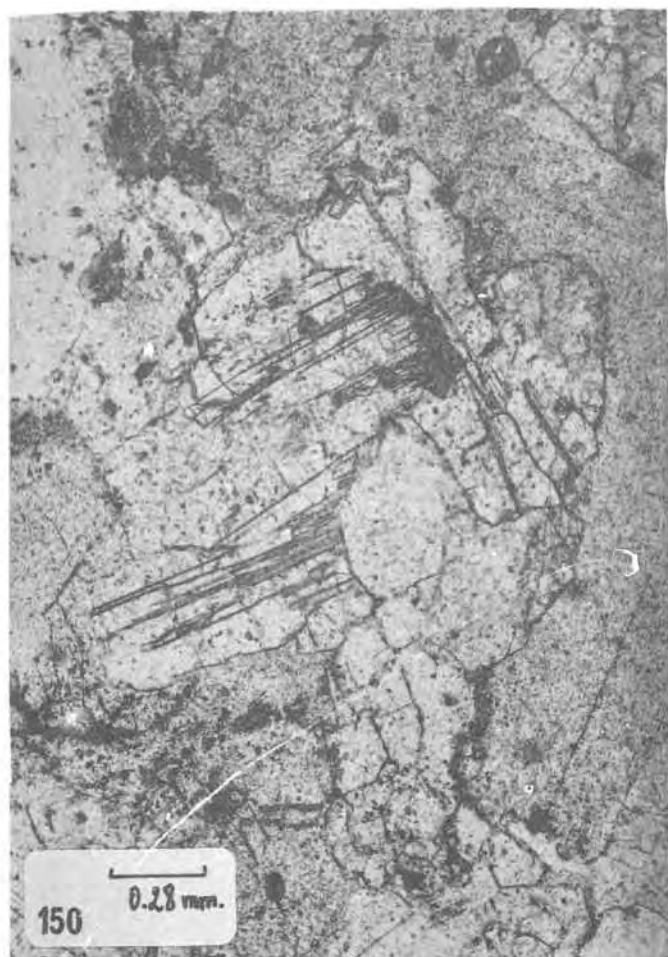
a) An= Anhidrita, Po= Polihalita, Ki= Kieserita y Ye= Yeso.

b) Cada rectángulo corresponde a una muestra. Así:

An: $\frac{1}{2}$
Po: $\frac{2}{2}$
Ki: $\frac{2}{2}$

Quiere decir que se trata de una muestra con 1 pico de anhidrita de intensidad regular (Ir: 5-20), 2 picos de polihalita de intensidad fuerte (Ir: 20-70) y 2 picos de kieserita de intensidad débil.

150. 13616. Asociación polihalita-glauberita en "estéril" (H. homogénea recristalizada estratificada color rojo oscuro). Gal. 3-76. Sallent.
151. 13616. Polihalita maclada en "estéril". Gal. 3-76. Sallent.
152. 13616. NC. (del 150).
153. 13514. Polihalita en carnalita. Se trata de vestigios intergranulares en carnalita granolepidoblástica.

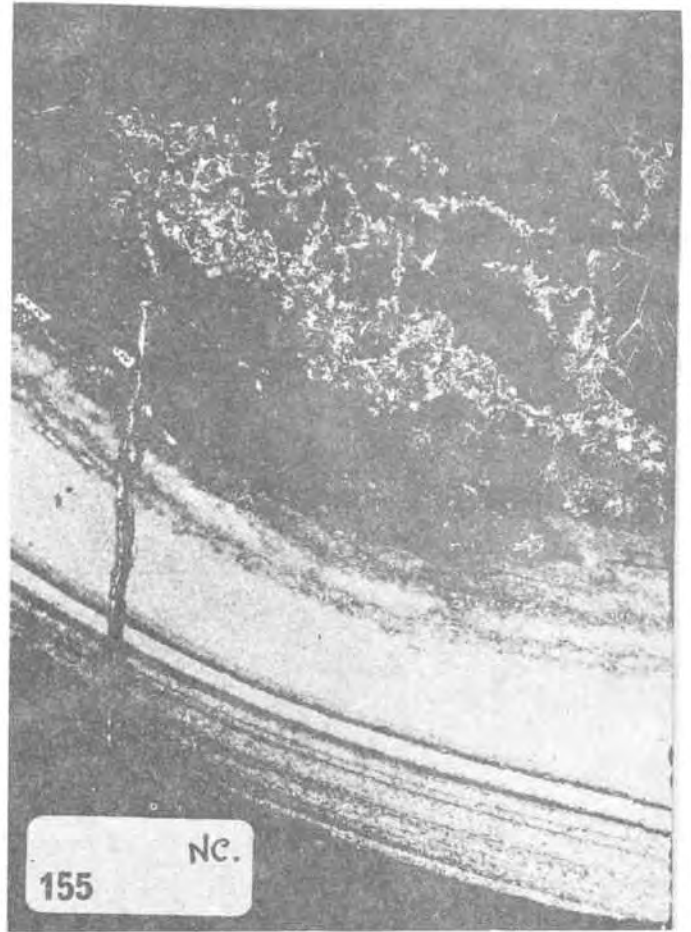


154. 7805. Lámina de anhidrita basal ("Jahresringe") de un ciclo salino. Las franjas más oscuras son arcillas y dolomita ferruginosa. Hacia la parte superior pasa a halita según la sucesión:

↑ - "hopper"
 | - "hopper" y anhidrita
 | - anhidrita

Alto Rhin. Mulhouse (Francia).

155. 7805 (1). NC. Id. Id.
156. 7805 (2). 12.5 x 1.25 x 2.5. Coord: 20 x 63. Halita-anhidrita-dolomita. Los puntos oscuros son dolomía ferruginosa. Los granos son redondeados y de origen primario. Alto Rhin (Mulhouse).
157. 7805 (2). 12,5 x 1.25 x 2.5. Coord: 26 x 63. Id. Id. El romboedro es de dolomía secundaria diagenética inicial. Alto Rhin (Mulhouse).



141. 7215 (4). Cardona, Gal. C-21, C.

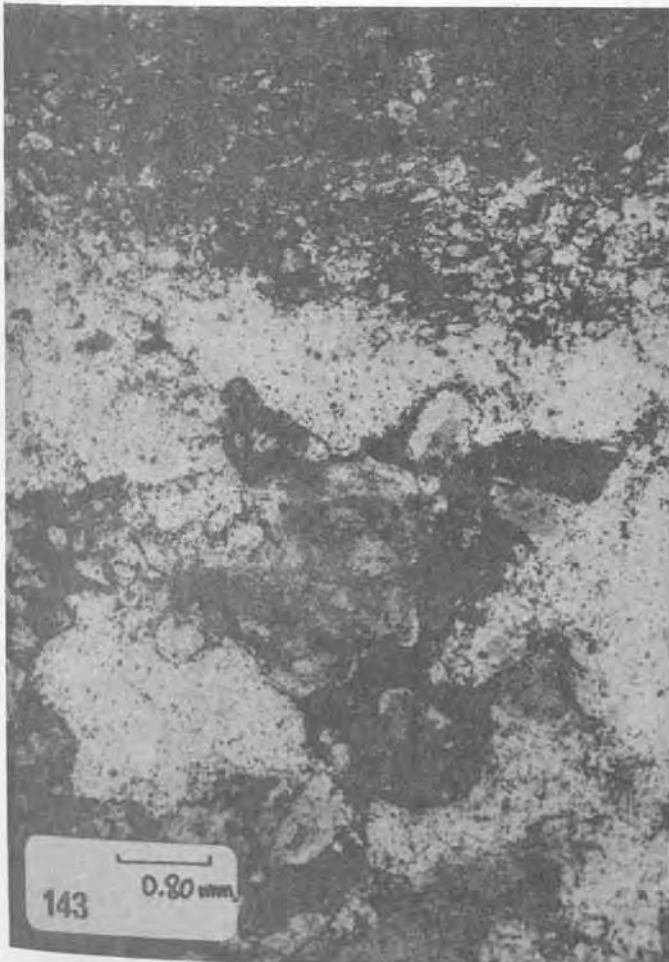
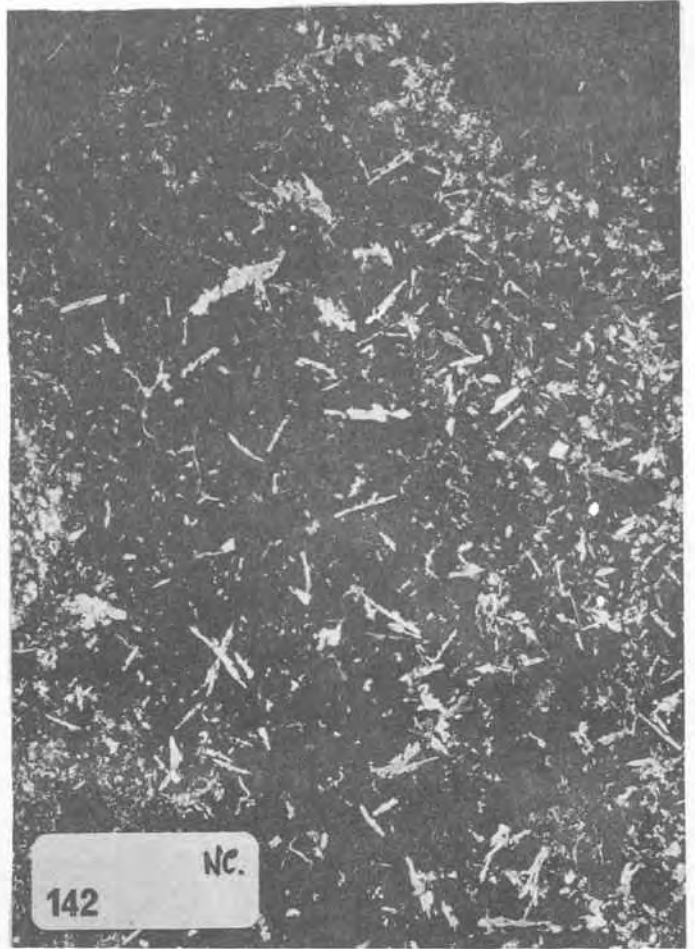
Muestra identificada "de visu" como carnalita. Está constituida por halita (blanco) y pasta carnalítica microcristalina (oscuro parte derecha). En 142-NC se observa como, intersticialmente a la halita, hay cristales aciculares de anhidrita.

142. 7215 (4). Id. Id. NC.

143. 7827 (2). 12.5 x 1.25 x 1. 2xStassfurth carnallitit K2C (mezcla de carnalitita y "hartsalz"). Salzdetfurth (S. Hannover).

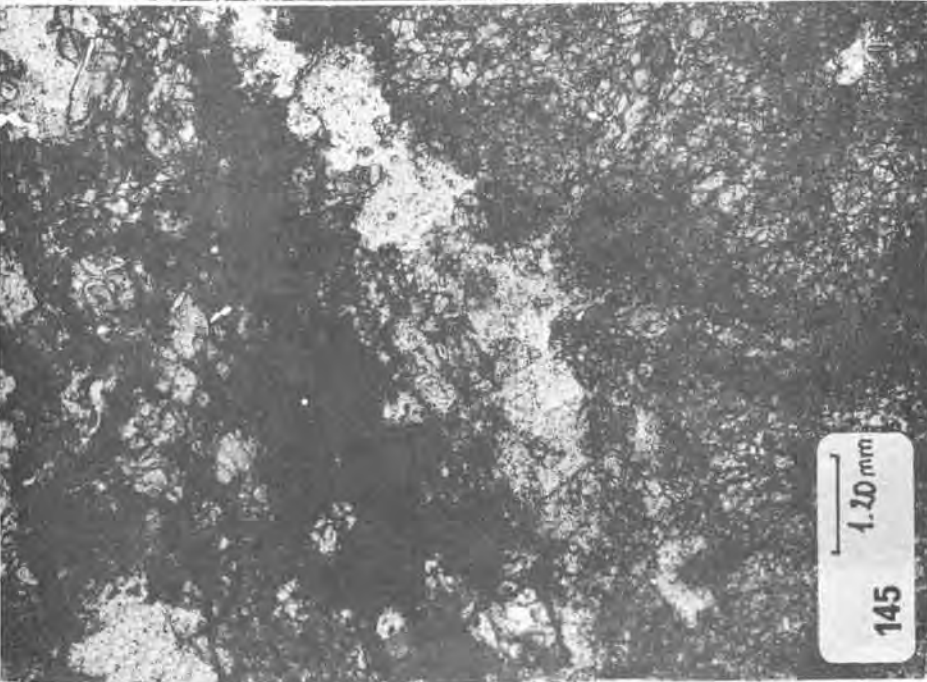
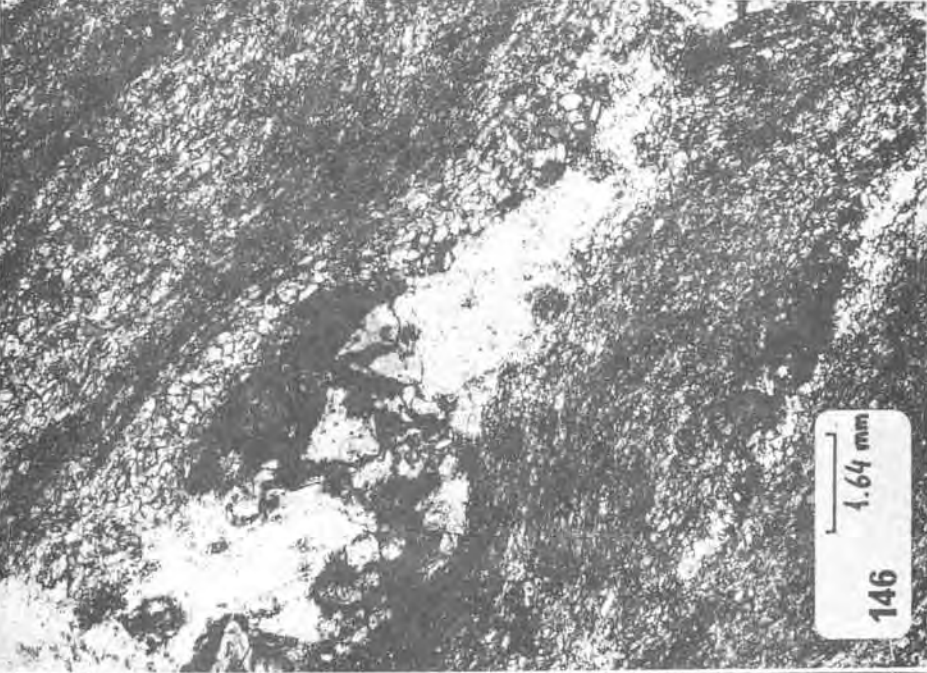
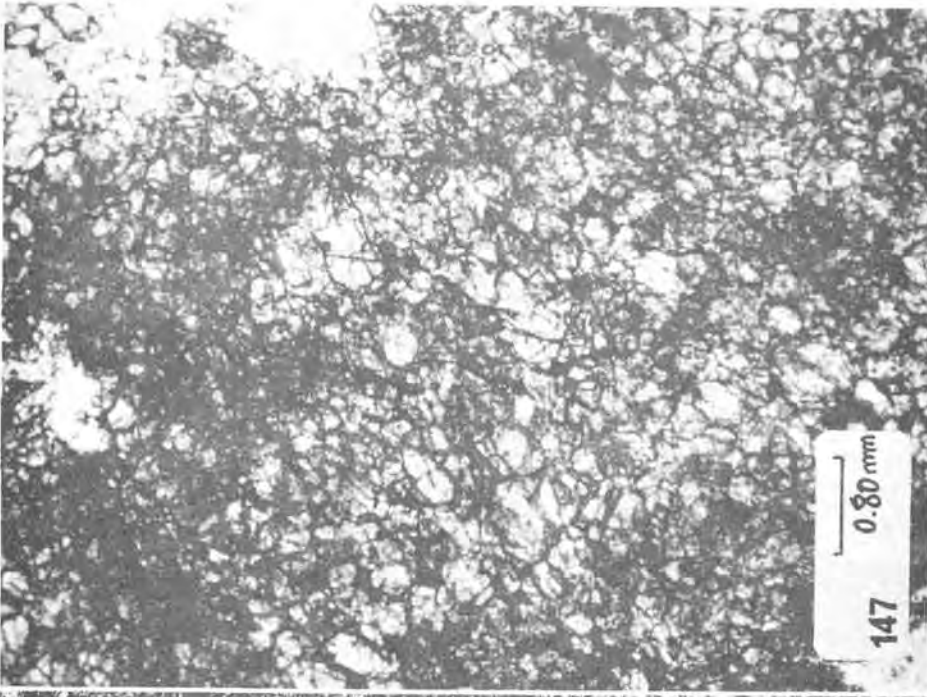
Detalle de asociación de halitita con sulfatos fisurales y kieserita microgranuda. Estas estructuras con sulfatos fisurales son características de retro-metamorfismo.

144. 7827 (2). Id. Id. NC.

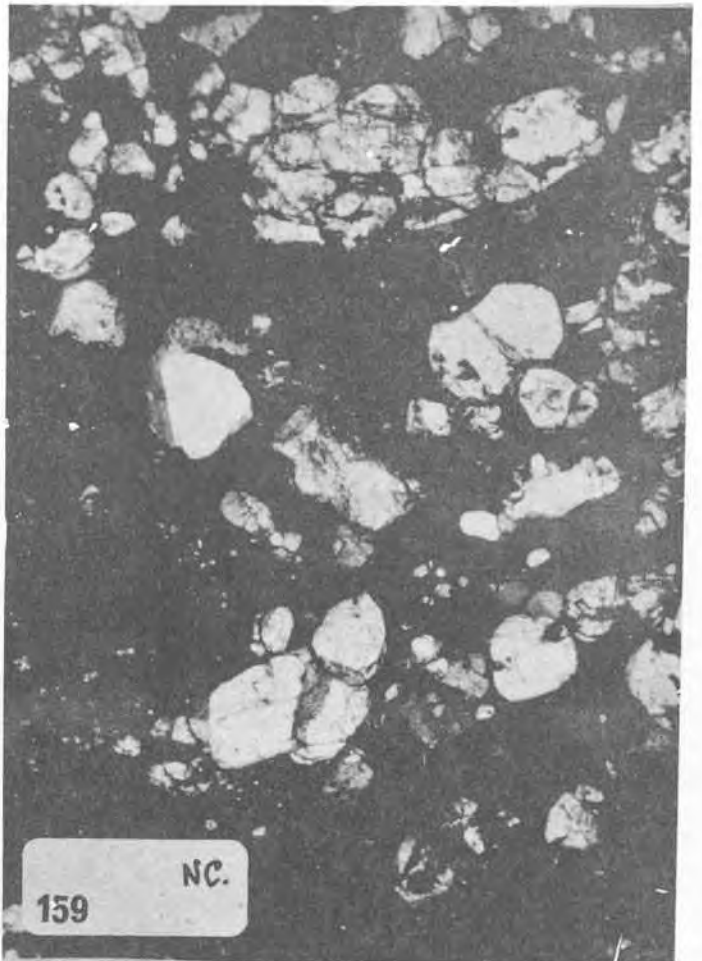


145. 7826 (2). Stassfurth carnallitit K2C. Salzdettfurth. (S. Hannover).
146. 7827 (2). Stassfurth carnallitit K2C con hartsalz kieserítico.
147. 7826 (2). Detalle estructural del hartsalz kieserítico.

Las tres microfotografías corresponden a tránsito carnalita-hartsalz kieserítico, tan comunes en los depósitos con sulfatos magnésicos, de los que las evaporitas del Zechstein alemán son un buen modelo.



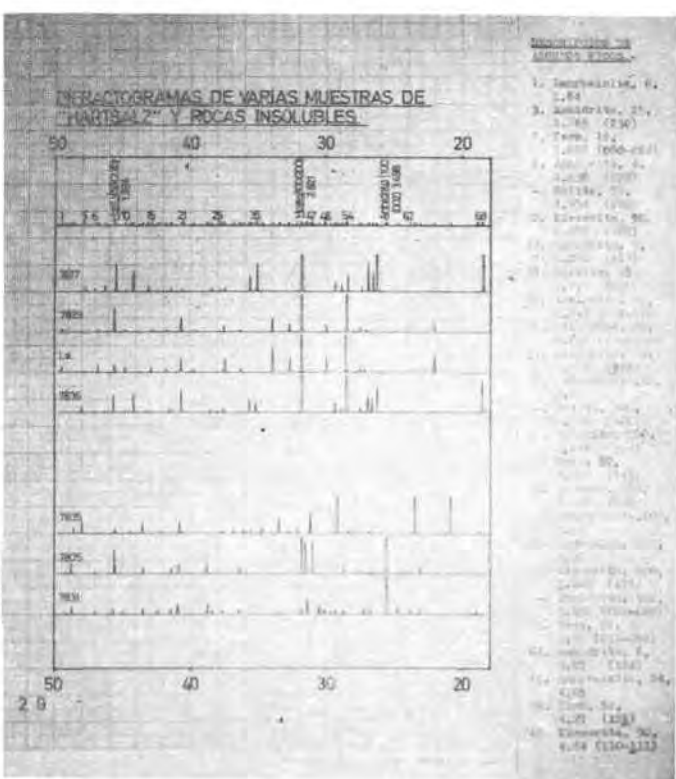
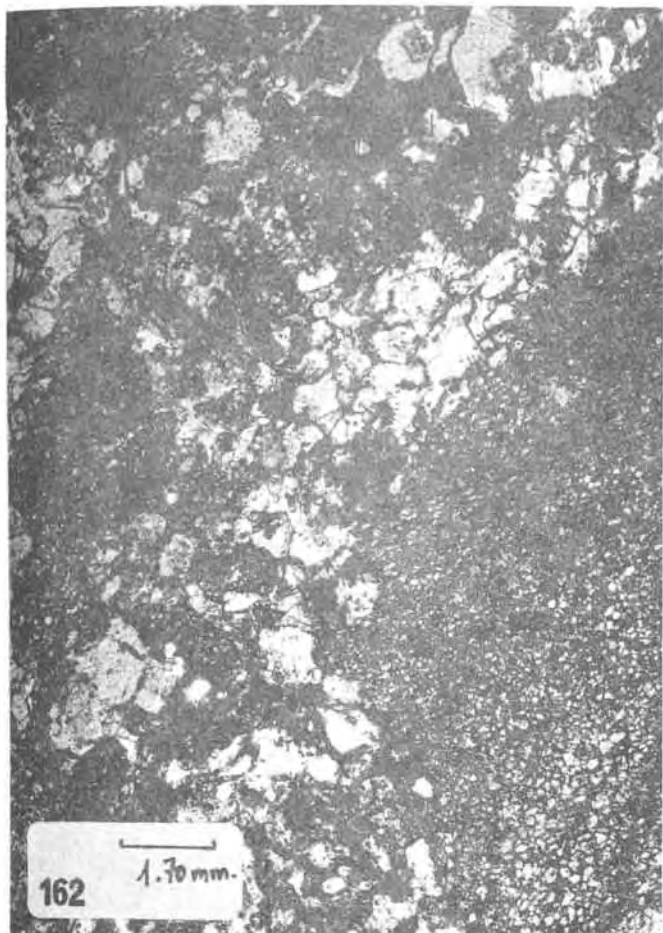
158. 7836 (1). 12.5 x 1.25 x 1. Asociación halita-kieserita en un "hartsalz" de Hildesheim (S. Kassel).
159. 7836 (1). NG.
160. 7817 (2). 3 x Stassfurth hartsalz K₂H (Q.I. n°5, 754 m-5). Salzdettfurth (S. Hannover).
161. 7816 (3). Pegmatitanhydrit A-4. Salzdettfurth (S. Hannover).



162. 7817 (3). 3 x Stassfurth hartsalz K2H. Otro detalle de la asociación silvita-halita-kieserita. Salzdetfurth (S. Hannover).
163. 7836 (1). Hartsalz, kalifloz Hessen (K1H) Hildesheim (S. Kassel).
164. 7829 (1). "Hartsalz" langbeinítico. Abban 342-343, 5 teibhohle. Salzdetfurth (S. Hannover).

Cuadro de difractogramas correspondientes a muestras de "hartsalz" e insolubles, recogidos en los depósitos del Alto Rhin y Zechstein alemán.

Los números 7817, 7829, L y 7836 corresponden a muestras de "hartsalz" kieserítico y langbeinítico. Los números 7835, 7805 y 7831, a muestras de sulfatos intercalados en los depósitos: 7835 corresponde al nivel de yeso equivalente en superficie, a la anhidrita Werra; 7805, a la anhidrita basal en el techo del intercalar margoso "a" (Mulhouse), 7831, a la anhydritmitteisalz Na 3 (Salzdetfurth).



Se observa como las especies petrológicas, halitita (variedad: h. bandeada), silvinita (s. bandeada, transformada y "pintada") y carnalitita, no muestran cantidades significativas de sulfatos, aunque en algunos casos existan débiles concentraciones. Sin embargo, las muestras correspondientes a estériles (masivos y estratificados) así como los "hartsalz" anhidríticos presentan fuertes contenidos en anhidrita y polihalita (habiéndose encontrado en alguna muestra kieserita y, probablemente, yeso).

En general, las facies sulfatadas parecen estar relacionadas con procesos de metamorfismo de disolución causados por salmueras ricas en sulfatos y procedentes, ya sea del fondo del propio yacimiento evaporítico (Borchert, 1959), ya sea agua filtrada desde la superficie (como, aun admitiendo una serie de posibilidades diversas, admite Braitsch (1962)).

Los yacimientos catalanes no presentan cantidades importantes de sulfatos en la base de los ciclos, hecho que puede ser atribuido al metamorfismo de salmuera. Montoriol y Font Altaba (1969) consideran estos yacimientos como correspondientes al grupo 5 de la clasificación que Strakhov (1958) y Valyashko proponen para los yacimientos evaporíticos, atendiendo al metamorfismo de salmuera.

Los yacimientos del Alto Rhin (Mulhouse-Mina Amelie) muestran, por el contrario, una serie de intercalaciones de arcillas y sulfatos de mayor importancia. Ambos tienen estructura varvada (igual que la sal) que corresponde con seguridad a ritmos de deposición de tipo estacional (ver fotos). Muestras recogidas en dicho yacimiento nos permiten observar asociaciones anhidrita-dolomita-halita pro-

bablemente primarias e inexistentes en los yacimientos catalanes (al menos en la parte accesible de las explotaciones). En lámina delgada la anhidrita muestra un aspecto sacaroides de grano muy fino, con vestigios de estratificación internos al ciclo, debidos a la presencia de granos alineados de dolomita primaria (Jung y Knitzschke, 1960) ferruginosa y de bordes redondeados, probablemente por disolución. Existe una segunda generación de dolomita perfectamente idiomorfa, lo que unido al hecho de que también se encuentra dolomita relleno de fisuras de los estratos (con halitita fibrosa fisural) nos hace pensar que los líquidos que circulaban por estos yacimientos tenían un cierto contenido en carbonatos. Dichos carbonatos (o bicarbonatos) están relacionados ya sea con el propio qu mismo del yacimiento (correspondiente al tipo 2b), ya sea con soluciones de meteorización externas al mismo. Personalmente nos inclinamos por la primera posibilidad. Las características morfológicas de estos ciclos ya han sido descritas en la Introducción a la Segunda parte de este trabajo.

Los yacimientos de Werra y Salzdettfurth muestran, a su vez, paragénesis sulfatadas mucho más complejas, si bien estos modelos entran ya en el grupo de yacimientos muy afectados por metamorfismo térmico y de disolución.

Como dato comparativo se incluye a continuación un cuadro en el que se expone los sulfatos encontrados por el autor en diversas muestras procedentes de los yacimientos potásicos de Alto Rhin (Mulhouse) y de Salzdettfurth y Werra (N y S de Kassel).

Distribución de sulfatos en algunas muestras de otros yacimientos.-

| | | |
|---|---------------------------|---|
| A L T O R H I N | Halitita bandeada | An: 6 |
| | Halitita fibrosa | An: 1 Do: 2 |
| | Silvinita anhidrita | An: 7 |
| | Anhidrita basal ciclos | An: 27 Do: 2 |
| Z E C H S T E I N | Halitita bandeada | An: 2 5 7 1 |
| | Silvinita | An: 2 0 0 Po: 1 0 0 Ki: 0 1 3 |
| | "Hartsalz" | An: 0 12 0 0 Ki: 21 7 0 24 La: 0 0 18 0 |
| | Carnalita | An: 1 0 0 |
| | Anhidrita | An: 24 Ki: 1 Po: 1 |

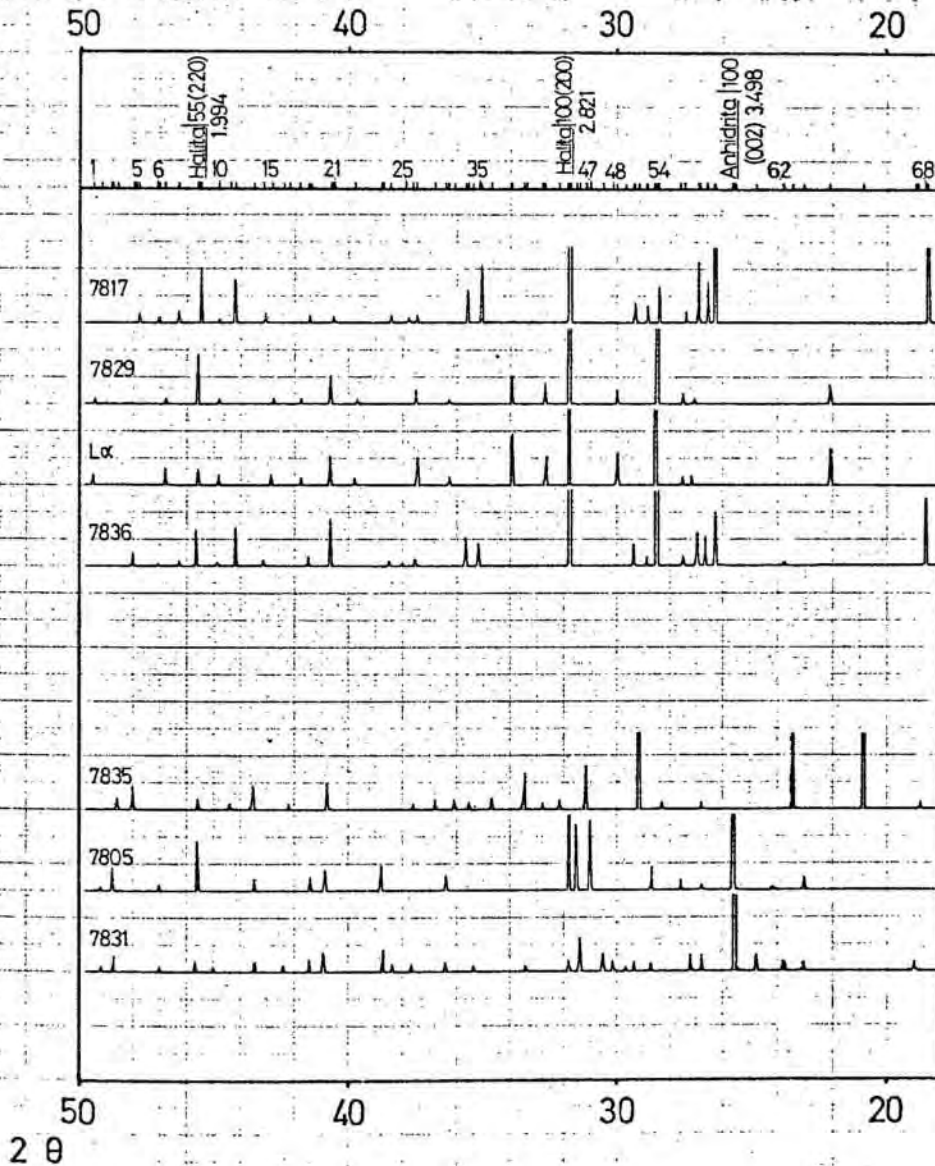
Interpretación.-

An= Anhidrita, Po= Polihalita, Do= Dolomita, Ki= Kieseita y La= Langbeinita.

Análisis de diversas muestras de hartsalz e insolubles pertenecientes a yacimientos extranjeros (Alto Rhin y Zechstein alemán).-

| | % ClNa | % ClK | % SO ₄ Ca | % SO ₄ Mg. 2H ₂ O | % Cl ₂ Mg. 6H ₂ O | % Br | Fe | Mg/g Sr | Rb |
|--------------------|-----------|----------|-------------------------|---|---|---------|-------|------------|------|
| <u>Hartsalz:</u> | | | | | | | | | |
| 7817 | 14.0 | - | - | 31.4 | - | | 10 | 70 | - |
| 7829 | 18.0 | 13.0 | - | 18.07 | - | | 30 => | 70 => | 11.9 |
| L ₂ | 2.0 | 30. | 0.22 | 40. | | | | | |
| ⊕ | 70. | 6.9 | 13.0 | 6.34 | | | 112 | 590 | - |
| <u>Insolubles:</u> | | | | | | | | | |
| 7807 | 5.0 | - | 27.7 | 1.26 | - | | MUCHO | 245 | - |
| 7813 | 2.5 | 0.80 | 10.8 | 13.37 | - | | MUCHO | 80 | 32.5 |
| 7815 | 47.5 | 1.20 | 13.5 | 6.28 | - | | 2900 | 162 | 18.2 |
| 7819 | 6.5 | 5.0 | 10.7 | 20.8 | - | | MUCHO | 75 | 70.9 |
| 7840 | 41.5 | - | 0.65 | 0.32 | (CO ₃ CaMg) | | 1380 | - | - |

DIFRACTOGRAMAS DE VARIAS MUESTRAS DE "HARTSALZ" Y ROCAS INSOLUBLES.



1. Halita, 6, 1.994
3. Anhidrita, 20, 1.998 (210)
5. Yeso, 10, 1.998 (002-004)
6. Anhidrita, 4, 1.998 (210)
- Halita, 55, 1.994 (220)
12. Kieserite, 90, 2.055 (200)
13. Anhidrita, 5, 2.066 (110)
21. Silvita, 59, 2.294 (210)
23. Anhidrita, 20, 2.328 (200-200)
27. Kieserite, 20, 2.414 (220-112)
35. Kieserite, 60, 2.567 (221)
37. Isonitrato, 32, 2.66
- Halita, 100, 2.821 (200)
47. Dolomita, 100, 2.866 (104)
52. Yeso, 57, 3.059 (141)
54. Silvita, 100, 3.146 (200)
- 6 Isonitrato, 100, 3.13
57. Carnalita, 100, 3.30
59. Kieserite, 100, 3.409 (111)
- Anhidrita, 100, 3.498 (002-020)
63. Yeso, 21, 3.79 (031-040)
64. Anhidrita, 6, 3.87 (111)
65. Isonitrato, 20, 4.09
66. Yeso, 51, 4.17 (121)
68. Kieserite, 90, 4.44 (210-111)

| 7829 | | | | ref. 785-9 | |
|------------|-------------------------------|------|-------------|------------|-----------|
| 2 θ | d $\overset{\circ}{\text{A}}$ | Ir | Langbeinita | Silvita | Halita |
| 22.1 | 4.022 | 31 | 4.05-24 | | |
| 27.1 | 3.290 | 7 | 3.30-2 | | |
| 27.5 | 3.232 | 18 | | | 3.258-13 |
| 28.5 | 3.1310 | 487 | 3.13-100 | 3.146-100 | |
| 30.0 | 2.9785 | 20 | 2.99-12 | | |
| 31.8 | 2.8135 | 1000 | | | 2.821-100 |
| 32.7 | 2.7380 | 31 | 2.75-10 | | |
| 33.9 | 2.6440 | 42 | 2.66-32 | | |
| 36.3 | 2.4750 | 5 | 2.47-1 | | |
| 37.5 | 2.3980 | 20 | 2.41-12 | | |
| 39.7 | 2.2705 | 4 | 2.28-5 | | |
| 40.7 | 2.2170 | 42 | | 2.224-59 | |
| 41.8 | 2.1610 | 7 | 2.16-4 | | |
| 42.8 | 2.1125 | 7 | 2.11-5 | | |
| 44.8 | 2.0230 | 9 | 2.02-8 | | |
| 45.6 | 1.9892 | 71 | | | 1.994-55 |
| 46.8 | 1.9410 | 7 | 1.94-12 | | |
| 49.6 | 1.8378 | 7 | 1.84-6 | | |
| 50.4 | 1.8106 | 13 | | 1.816-23 | |
| 53.1 | 1.7246 | 9 | 1.73-8 | | |
| 54.0 | 1.6980 | 5 | | | |
| 56.6 | 1.6260 | 20 | (1.63-2) | | 1.628-15 |
| 57.3 | 1.6078 | 11 | 1.61-20 | | |
| 58.8 | 1.5704 | 15 | (1.57-2) | 1.573-8 | |
| 59.7 | 1.5488 | 7 | 1.55-3 | | |
| 60.6 | 1.5280 | 7 | | | |
| 62.9 | 1.4775 | 9 | 1.47-6 | | |
| 63.7 | 1.4608 | 7 | | | |
| 66.4 | 1.4079 | 33 | | | 1.410-6 |
| 60.7 | 1.3490 | 5 | | | |
| 73.8 | | 5 | | | |
| 75.4 | | 24 | | | 1.261-11 |

| 7836 | | | | ref. 783-9 | |
|-------|--------|-----|-----------|------------|-----------|
| 2θ | dÅ | Ir | Kieserita | Halita | Silvita |
| 18.6 | 4.770 | 33 | 4.84-90 | | |
| 26.3 | 3.398 | 28 | 3.409-100 | | |
| 26.7 | 3.338 | 14 | 3.331-90 | | |
| 26.9 | 3.315 | 16 | | | |
| 27.5 | 3.243 | 3 | | 3.258-13 | |
| 28.5 | 3.131 | 100 | | | 3.146-100 |
| 28.9 | 3.089 | 3 | 3.111-40 | | |
| 29.4 | 3.038 | 7 | 3.053-80 | | |
| 31.8 | 2.8135 | 65 | | 2.821-100 | |
| 35.2 | 2.5495 | 9 | 2.567-80 | | |
| 35.7 | 2.5150 | 10 | 2.527-90 | | |
| 37.55 | 2.3950 | 2 | 2.414-20 | | |
| 37.90 | 2.3735 | 1 | 2.383-20 | | |
| 38.5 | 2.3880 | 1 | 2.348-40 | | |
| 40.7 | 2.2170 | 28 | | | 2.224-59 |
| 41.5 | 2.1760 | 3 | 2.189-60 | | |
| 43.2 | 2.0940 | 2 | 2.103-50B | | |
| 44.2 | 2.0490 | 16 | 2.055-90 | | |
| 44.8 | 2.0230 | 1 | 2.028-10 | | |
| 45.7 | 1.9850 | 16 | | 1.994-55 | |
| 46.3 | 1.9606 | 3 | 1.964-50 | | |
| 47.1 | 1.9290 | 1 | 1.936-30 | | |
| 48.0 | 1.8952 | 7 | | | 1.816-23 |
| 54.8 | 1.6750 | 5 | | | |
| 55.5 | 1.6556 | 1 | 1.665-50 | | |
| 56.6 | 1.6260 | 4 | 1.624-70 | | |
| 56.7 | 1.6234 | 5 | | 1.628-15 | |
| 57.6 | 1.6000 | 2 | 1.604-40 | | |
| 58.2 | 1.5850 | 1 | 1.587-60 | | |
| 58.85 | 1.5692 | 7 | | | 1.573-8 |
| 59.8 | 1.5464 | 1 | 1.548-70 | | |
| 60.3 | 1.5348 | 2 | | | |
| 61.3 | 1.5120 | 4 | 1.504-70 | | |
| 64.2 | 1.4507 | 2 | 1.452-60 | | |
| 66.6 | 1.4042 | 9 | | 1.410-6 | |
| 70.7 | | 10 | | | |
| 73.8 | | 3 | | | |
| 75.2 | | 9 | | 1.261-11 | |

| 7817 | | | ref. 770-9 | | |
|-------|--------|-----|------------|-----------|-----------|
| 2θ | dÅ | Ir | Kieserita | Halita | Silvita |
| 18.5 | 4.796 | 63 | 4.84-90 | | |
| 26.3 | 3.398 | 49 | 3.409-100 | | |
| 26.6 | 3.351 | 8 | 3.331-90 | | |
| 26.9 | 3.315 | 13 | | | |
| 27.4 | 3.255 | 2 | | 3.258-13 | |
| 28.4 | 3.143 | 8 | | | 3.146-100 |
| 28.85 | 3.089 | 4 | 3.111-40 | | |
| 29.35 | 3.043 | 5 | 3.053-80 | | |
| 31.8 | 2.8135 | 100 | | 2.821-100 | |
| 35.1 | 2.5565 | 13 | 2.567-80 | | |
| 35.6 | 2.5220 | 9 | 2.527-90 | | |
| 37.5 | 2.3980 | 2 | 2.414-20 | | |
| 37.8 | 2.3795 | 1 | 2.383-20 | | |
| 38.4 | 2.3440 | 2 | 2.348-40 | | |
| 40.5 | 2.2275 | 1 | | | 2.224-59 |
| 41.45 | 2.1760 | 2 | 2.189-60 | | |
| 43.1 | 2.0990 | 3 | 2.103-50B | | |
| 44.2 | 2.0490 | 10 | 2.055-90 | | |
| 44.8 | 2.0230 | 1 | | | |
| 45.5 | 1.9934 | 13 | | 1.994-55 | |
| 46.3 | 1.9606 | 3 | 1.964-50 | | |
| 47.0 | 1.9330 | 1 | 1.936-30 | | |
| 47.8 | 1.9028 | 2 | 1.903-50 | | |
| 50.4 | 1.8106 | 1 | | | 1.216-33 |
| 54.0 | 1.6980 | 3 | | 1.701-2 | |
| 54.8 | 1.6750 | 2 | | | |
| 55.5 | 1.6556 | 1 | 1.661-50 | | |
| 56.7 | 1.6234 | 5 | | | 1.628-15 |
| 57.5 | 1.6028 | 3 | 1.604-40 | | |
| 58.1 | 1.5876 | 2 | 1.587-60 | | |
| 58.8 | 1.5694 | 1 | | | 1.573-8 |
| 59.7 | 1.5488 | 1 | 1.548-70 | | |
| 60.2 | 1.5372 | 1 | | | |
| 60.75 | 1.5246 | 1 | | | |
| 61.7 | 1.5034 | 2 | 1.504-70 | | |
| 62.3 | 1.4903 | 1 | | | |
| 64.2 | 1.4507 | 1 | | | |
| 66.3 | 1.4098 | 4 | | 1.410-6 | |

| 7805 | | | | ref. 777-9 | |
|------|--------|------|---------------------------------|------------|-----------|
| 20 | dA | Ir | Anhidrita | Dolomita | Halita |
| 23.1 | 4.171 | 11 | 3.87-6 | | |
| 24.2 | 3.677 | 4 | | 3.69-5 | |
| 25.6 | 3.480 | 1000 | 3.498-100 | | |
| 26.8 | 3.327 | 7 | | | |
| 27.6 | 3.232 | 9 | | | 3.258-13 |
| 28.7 | 3.110 | 29 | (3.118-3) | | |
| 31.0 | 2.8850 | 107 | | 2.887-100 | |
| 31.5 | 2.8400 | 101 | 2.849-33 | | |
| 31.8 | 2.8135 | 143 | | | 2.821-100 |
| 36.4 | 2.4685 | 14 | 2.473-8 | | |
| 38.8 | 2.3205 | 39 | 2.328-22 | | |
| 40.9 | 2.2065 | 30 | 2.208-20 | | |
| 41.4 | 2.1810 | 19 | 2.183-8 | | |
| 43.5 | 2.0805 | 17 | 2.086-9 | | |
| 45.6 | 1.9892 | 69 | | | 1.994-55 |
| 47.0 | 1.9330 | 6 | 1.938-4 | | |
| 48.8 | 1.8660 | 40 | 1.869-15 | | |
| 49.2 | 1.8514 | 7 | 1.852-4 | | |
| 52.4 | 1.7460 | 69 | 1.749-11 1.748-10 | | |
| 55.8 | 1.6474 | 23 | 1.648-14 | | |
| 56.6 | 1.6260 | 11 | | | 1.628-15 |
| 58.0 | 1.5900 | 4 | 1.594-3 | | |
| 59.2 | 1.5606 | 7 | 1.564-5 | | |
| 60.9 | 1.5212 | 9 | 1.525-4 | | |
| 62.4 | 1.4880 | 9 | 1.490-5 | | |
| 64.4 | 1.4466 | 6 | | | |
| 65.6 | 1.4231 | 7 | 1.424-3 | | |
| 66.3 | 1.4098 | 7 | 1.398-3 | | |
| 67.1 | 1.3950 | 6 | 1.396-2 | | |
| 71.5 | | 9 | - | | |
| 73.0 | | 4 | - | | |
| 74.3 | | 9 | - | | |
| 75.3 | | 10 | | | - |
| 78.8 | | 6 | - | | |
| 80.0 | | 4 | - | | |

7831

ref. 786-9

| 2θ | dA ^o | Ir | Anhidrita | Halita | Carnalita |
|------|-----------------|------|-----------|-------------|-----------|
| 18.6 | 4.77 | 4 | | | |
| 19.0 | 4.670 | 6 | | | 4.65-50 |
| 23.1 | 4.171 | 8 | 3.87-6 | | |
| 23.8 | 3.738 | 7 | | | 3.77-55 |
| 24.8 | 3.730 | 17 | | | |
| 25.6 | 3.480 | 1000 | 3.498-100 | | (3.56-50) |
| 26.8 | 3.327 | 14 | | | |
| 27.2 | 3.279 | 12 | | | 3.30-100 |
| 28.7 | 3.110 | 6 | 3.118-3 | (3.258-13) | |
| 29.4 | 3.038 | 8 | | | 3.01-30 |
| 29.7 | 3.008 | 4 | | | |
| 30.1 | 2.969 | 7 | | | 2.92-70 |
| 30.5 | 2.931 | 16 | | Polihalita? | |
| 31.4 | 2.849 | 29 | 2.849-33 | | |
| 31.8 | 2.8135 | 9 | | 2.821-100 | |
| 33.4 | 2.6820 | 3 | | | |
| 35.4 | 2.5360 | 3 | | | |
| 36.4 | 2.4685 | 8 | 2.473-8 | | |
| 37.7 | 2.3860 | 5 | | | |
| 38.4 | 2.3440 | 8 | | | 2.37-23 |
| 38.7 | 2.3265 | 19 | 2.328-22 | | (2.33-31) |
| 40.9 | 2.2065 | 14 | 2.208-20 | | |
| 41.4 | 2.1810 | 10 | 2.187-8 | | |
| 42.4 | 2.1320 | 5 | | | 2.12-27 |
| 43.5 | 2.0805 | 9 | 2.086-9 | | |
| 45.0 | 2.0144 | 4 | | | |
| 45.7 | 1.9850 | 9 | | 1.994-55 | |
| 47.0 | 1.9330 | 4 | 1.938-4 | | |
| 48.8 | 1.8660 | 14 | 1.869-15 | | |
| 49.2 | 1.8514 | 4 | 1.852-4 | | |
| 52.4 | 1.7460 | 62 | 1.749-11 | | |
| 55.8 | 1.6474 | 9 | 1.648-14 | | |
| 56.6 | 1.6260 | 2 | | 1.628-15 | |
| 57.9 | 1.5926 | 3 | 1.594-3 | | |
| 59.2 | 1.5606 | 5 | 1.564-5 | | |
| 60.8 | 1.5280 | 5 | 1.525-4 | | |
| 62.4 | 1.4880 | 5 | 1.490-5 | | |
| 63.5 | 1.4650 | 5 | | | |
| 65.6 | 1.4231 | 3 | 1.424-3 | | |
| 67.0 | 1.3968 | 3 | 1.396-2 | (1.410-6) | |
| 69.5 | 1.3524 | 2 | | | |
| 71.4 | | 2 | - | | |
| 74.2 | | 7 | - | | |
| 75.4 | | 3 | | 1.261-11 | |
| 78.7 | | 2 | - | | |
| 80.0 | | 2 | - | | |

5) Metamorfismo de las sales.-

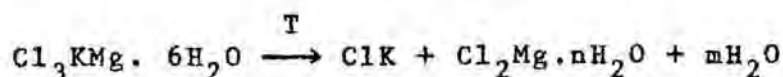
Los depósitos salinos muestran cambios tanto texturales como mineralógicos esencialmente similares a los que sufren los silicatos durante el metamorfismo. La única diferencia estriba en que las presiones y temperaturas necesarias para producir dichos cambios son muy inferiores a las que exigen éstos últimos. Se trata, por tanto, de un metamorfismo específico de las evaporitas, originando gracias a la susceptibilidad de los minerales presentes en los mismos. Hay formación de líquidos autógenos metamorizantes y las estructuras finales se asemejan (Braitsch, 1962) a las de los esquistos cristalinos de la catazona.

A. FASES METAMORFICAS:

Kokorsch (1960) propone para los lechos de Stassfurt (Mina Hildesia) la existencia de tres fases metamórficas:

a) Fase 1, de metamorfismo verdadero ("autometamorfismo"):

Este estadio es causado por soluciones originadas por disolución geotérmica ("geothermal melting") de determinadas sales que, como la carnalita, poseen abundante agua de composición y que resulta inestable a elevada presión y (sobre todo) temperatura.



En la figura superior se expone el esquema de Strakhov (1958) para la clasificación de los depósitos salinos según el grado de metamorfismo de salmuera existente en las diversas cubetas. Este esquema, si bien es útil para clasificar los yacimientos según su contenido en sulfatos, no tiene en cuenta los procesos de diagénesis y metamorfismo salino.

La figura inferior izquierda muestra la diferencia de quimismo existente entre las salmueras primarias y las metamórficas (autometamórficas) en los depósitos salinos (Borchert y Muir, 1959).

En el cuadro inferior derecho se ponen de manifiesto las fases silvíníticas originadas por metamorfismo de la carnalita, a diversas temperaturas y en presencia de diversas soluciones percolantes. Se observa como a una temperatura de 83°C siempre existe transformación carnalita-silvita.

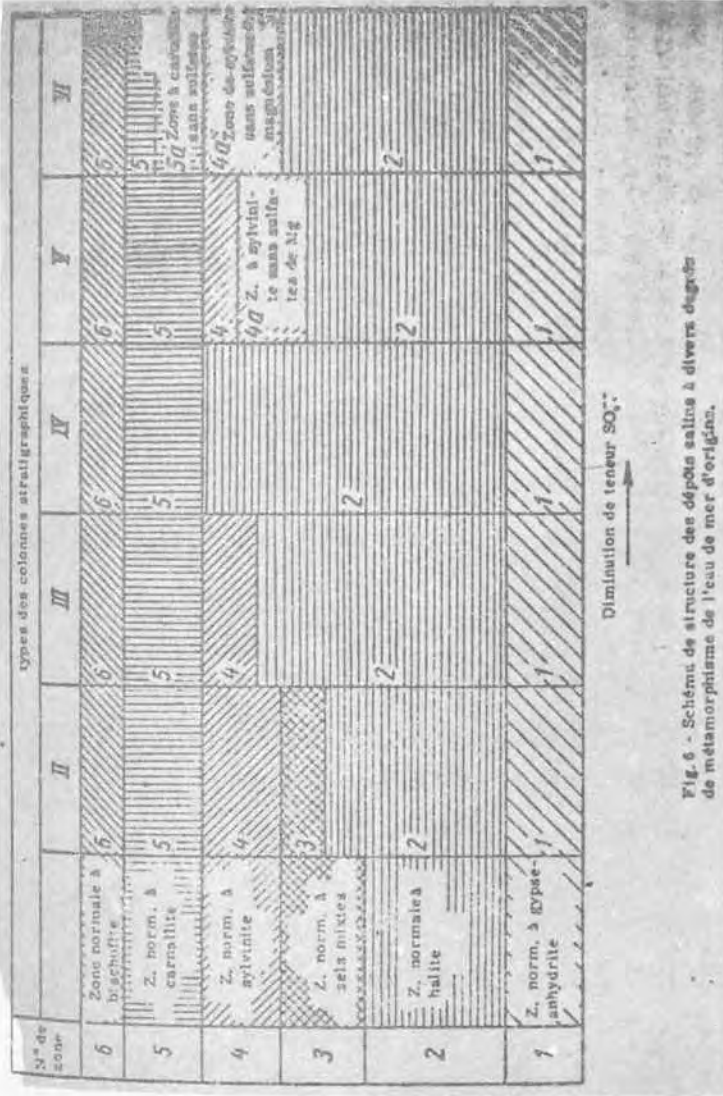


Fig. 6 - Schéma de structure des dépôts salins à divers degrés de métamorphisme de l'eau de mer d'origine.

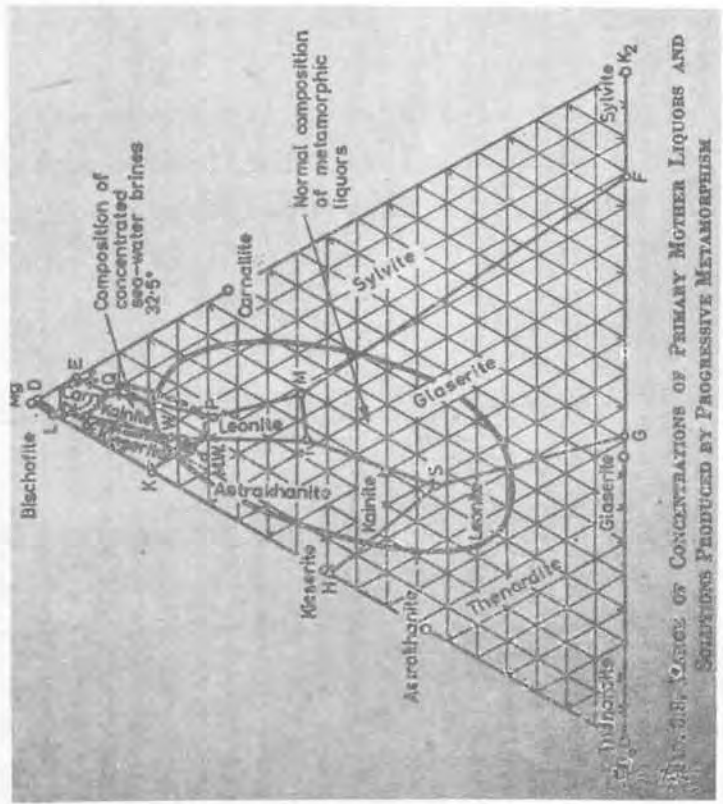


Fig. 7. - ZONE OF CONCENTRATIONS OF PRIMARY MOTHER LIQUORS AND SOLUTIONS PRODUCED BY PROGRESSIVE METAMORPHISM

Incongruent Carnallite Alteration

121

Table 14. Incongruent alteration of carnallite in various solutions (abbreviations of solid phases as in Table 10) +

| No. | Temp. °C | Perculating solution | Solid phases, disappearing | Solid phases, appearing | Solution produced |
|-----|----------|--------------------------|----------------------------|--------------------------|-----------------------|
| 1 | 83 | 827.2 R ₃₃ | 100 c | 0.8 ka + 32.3 sy + 1.1 n | 893.0 Q ₄₀ |
| 2 | | 106.1 Y ₄₃ | 100 c | 4.4 ks + 23.5 gy + 3.8 n | 172.4 Q ₄₃ |
| 3 | | 48.5 sat. NaCl soln. | 100 c + 1.5 ks | 11.6 n + 20.8 sy | 117.6 Q ₄₃ |
| 4 | | 51.9 sat. NaCl soln. | 100 c | 12.0 n + 19.8 sy | 120.1 E ₄₁ |
| 5 | | 60.4 sat. NaCl-KCl soln. | 100 c | 8.3 n + 31.6 sy | 120.5 E ₄₃ |
| 6 | 35 | 536.1 Y ₃₅ | 100 c + 38.6 ks | 103.1 k + 1.5 n | 570.1 R ₃₅ |
| 7 | | 117.8 W ₃₅ | 100 c + 44.5 ks | 93.8 k + 8.6 n | 159.9 R ₃₅ |
| 8 | | 69.0 sat. NaCl soln. | 100 c + 43.7 ks | 73.9 k + 17.3 n | 124.5 R ₃₅ |
| 9 | | 50.4 water | 100 c + 43.7 ks + 1.2 n | 73.9 k | 121.4 R ₃₅ |
| 10 | | 62.0 sat. NaCl soln. | 100 c + 3.8 k | 21.9 sy + 14.4 n | 129.5 Q ₃₅ |
| 11 | | 45.3 water | 100 c + 3.8 k + 2.3 n | 21.9 sy | 129.5 Q ₃₅ |
| 12 | | 62.0 sat. NaCl soln. | 100 c | 14.3 n + 20.9 sy | 126.8 E ₃₅ |
| 13 | 25 | 70.8 sat. NaCl soln. | 100 c + 51.5 ks | 84.0 k + 17.5 n | 120.8 R ₂₅ |
| 14 | | 52.1 water | 100 c + 51.5 ks + 1.2 n | 84.0 k | 120.8 R ₂₅ |
| 15 | | 74.4 sat. NaCl soln. | 100 c + 6.6 k | 24.3 sy + 17.1 n | 139.6 Q ₂₅ |
| 16 | | 54.7 water | 100 c + 6.6 k + 2.6 n | 24.3 sy | 139.6 Q ₂₅ |
| 17 | | 71.6 sat. NaCl soln. | 100 c | 16.2 n + 22.4 sy | 133.0 E ₂₅ |

Estos cambios tienen lugar en una serie de etapas (ya sea por deshidratación en varias fases, ya por la presencia de varias fases hidratadas) que se han llamado metamorfismo progresivo (Borchert, 1938). Las sales que resultan afectadas son: carnalita, astrakanita, epsomita, kainita, etc.

El resultado final depende principalmente de dos factores: La abundancia mineralógica relativa inicial, y la expulsión o permanencia del líquido resultante de la disolución incongruente, gracias a la fisuración y, por lo tanto, a la tectónica.

En general el metamorfismo térmico se caracteriza por la formación de minerales más pobres en agua, con expulsión de la misma en forma de salmueras concentradas.

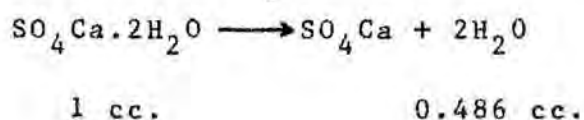
Lachmann (1912), por otra parte, ya señalaba la relación de este tipo de metamorfismo con la fluencia salina, dado que la presencia de fluidos intergranulares y fisurales favorecen extraordinariamente al plegamiento y la fluencia plástica.

b) Fase 2, de metamorfismo de disolución ("retrometamorfismo"):

Se caracteriza por el enriquecimiento de las salmueras en SO_4^{--} , en contraposición al progresivo enriquecimiento en Cl_2Mg que se registra durante los procesos de "autometamorfismo", y por la génesis de minerales progresivamente más ricos en agua de composición.

Es causado por soluciones diluidas que percolan lentamente a través de los depósitos salinos (Borchert y Muir,

1964) y cuyo origen puede ser externo, aunque corrientemente se debe a la deshidratación geotérmica ("autometamorfismo") de los niveles basales de los depósitos salinos, constituidos por sulfatos. El yeso primario que forma estos niveles sufre deshidratación pasando a anhidrita y liberando una cantidad de líquido aproximadamente igual a la mitad del volumen de yeso original.



Dicho líquido está saturado en SO_4Ca y, rápidamente, lo va haciendo también en ClNa . Gracias a la existencia de fisuraciones debidas a una tectónica de cizalla posterior a los plegamientos (ver capítulo, Tectónica detallada las evaporitas), resulta inyectado hacia los niveles superiores produciendo importantes cambios en las evaporitas suprayacentes, dada su reactividad. Las sales que resultan más afectadas por este tipo de metamorfismo son aquellas que contienen iones no abundantes en las salmueras, como son las sales potásico-magnésicas en general.

Existen dos tipos de percolación: la fisural y la intergranular. La primera es la más importante y está directamente relacionada con la tectónica. Pruebas de su existencia en los yacimientos catalanes se especifican en este mismo capítulo: Petrología de la halítita (H. homogénea recristalizada) y de la silvinita (S. anhidrítica homogénea recristalizada).

La figura superior izquierda muestra el modelo de Borchert para explicar el metamorfismo de los depósitos salinos originados por salmueras ricas en SO_4^{2-} y Ca^{++} que percolan desde los niveles basales sulfatados de los depósitos hacia los niveles superiores.

La figura superior derecha muestra las variaciones de facies causadas por la percolación, proyectadas sobre el plano horizontal. Las zonas negras son las de máximo empobrecimiento y corresponden a los lugares de más intensa percolación de salmueras. La disposición de las bandas en dirección SW-NE está relacionada con la tectónica.

La figura inferior izquierda muestra otro tipo de control tectónico en los depósitos evaporíticos (aunque a mucha mayor escala) que condiciona la acumulación de la carnalita y del "hart salz" en los ejes anticlinales.

La figura inferior derecha indica que, si bien la percolación es fundamentalmente de abajo a arriba (Borchert), los depósitos de tipo varvado favorecen una percolación lateral condicionada por las diastemas arcillosas, que origina un empobrecimiento de determinados niveles (ver "Hartsalz" anhidrítico y afines).

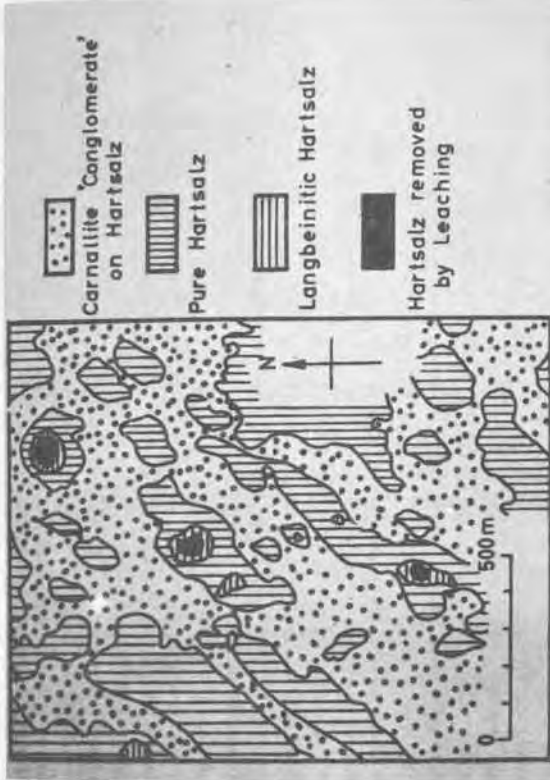


FIG. 13.2. SECONDARY FACIES CHANGES PRODUCED BY PERCOLATING SOLUTIONS, ALSO IN THE THÜRINGEN SEAM OF THE WERRA DISTRICT

Note that striking changes now occur over distances of a few yards. The effects of tectonic control (NNE. - SSW. Rhenish folding) on the migration of metamorphic solutions is readily apparent. (Modified after K. Weber, 1961.)

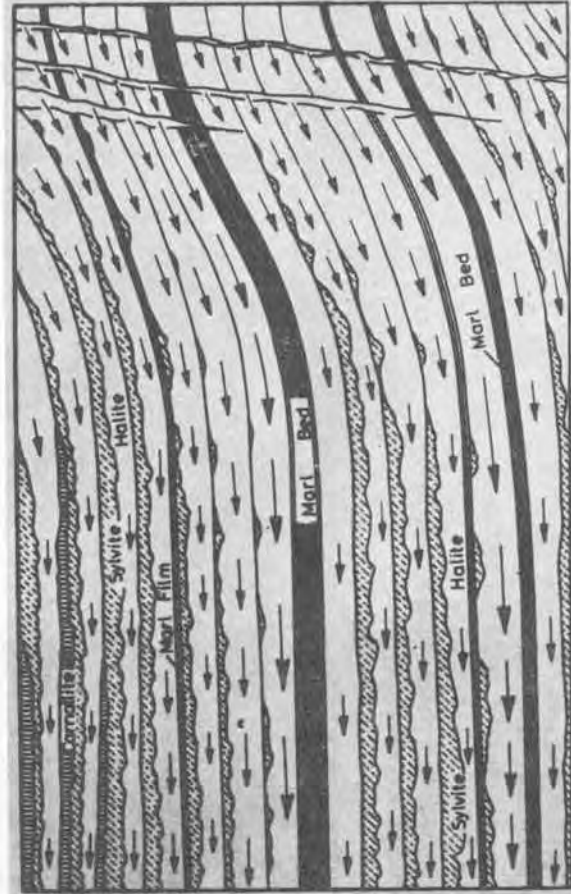


FIG. 17.3. SECTION SHOWING DIRECTION OF MOVEMENT OF SOLUTIONS THROUGH POTASH BEDS OF RHINE GRABEN AND RESULTANT FACIES VARIATION

Size of arrow indicates volume of solution. Section approximately 1 m. high and 200 m. long.

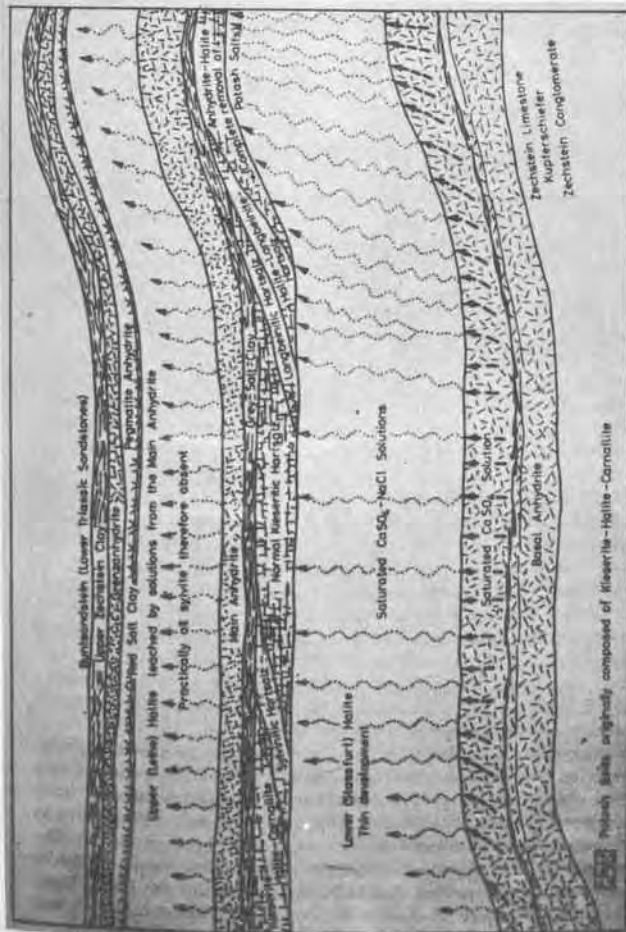


FIG. 14.1. TECTONICALLY CONTROLLED FACIES CHANGES IN STASSFURT POTASH BED OF THE BRAUNSCHWEIG-HANNOVER DISTRICT

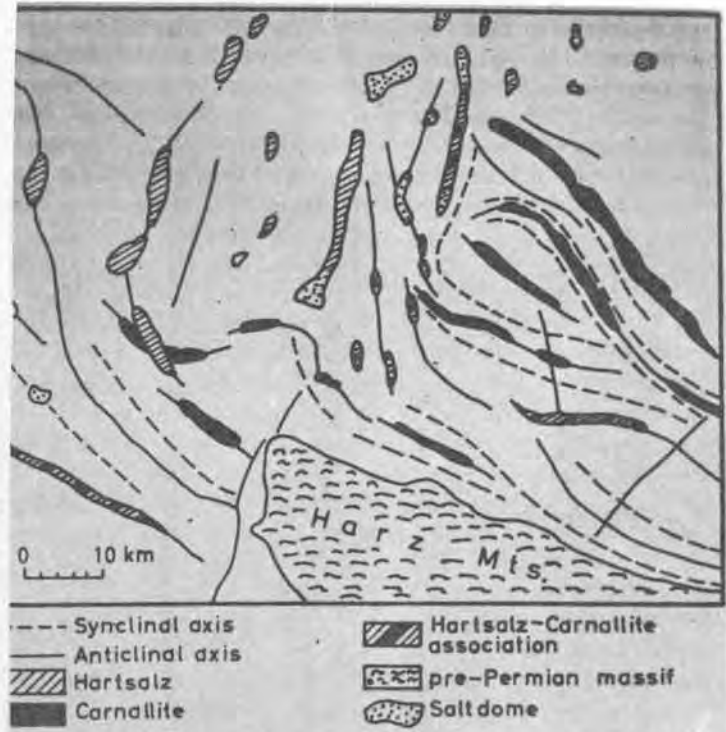


FIG. 14.1. TECTONICALLY CONTROLLED FACIES CHANGES IN STASSFURT POTASH BED OF THE BRAUNSCHWEIG-HANNOVER DISTRICT

Carnallite facies preserved in WNW. - ESE. compression zones but replaced by hartsalz and halite along NNE. - SSW. tensional belts. (Modified after Okorsch, 1960.)

Borchert y Baier (1953) afirman que la transición yeso - anhidrita consiste en un proceso de metamorfismo térmico (ayudado por la presión) alegando razones mineralógicas y texturales. Braitsch, sin embargo, no está de acuerdo con estas conclusiones prefiriendo una deshidratación en fase diagenética.

| Yeso rítmico primario | Yeso porfiroblástico. | Anhidrita | Yeso porfiroblástico epigenético | |
|-----------------------|-----------------------|---------------------|----------------------------------|-------------------------------|
| TEXTURAS DIAGENETICAS | | TEXTURA METAMORFICA | TEXTURA RETROMETAMORFICA | Según Borchert y Baier (1953) |
| TEXTURAS DIAGENETICAS | | | | Según Braitsch (1962) |

El principal proceso de alteración de las sales potásico-magnésicas por acción de salmueras diluidas es la disolución incongruente de la carnalita en silvita y líquidos saturados en Cl_2Mg .

En la figura adjunta se observa como a cualquier temperatura se encuentran fases silviníticas, sobre todo a 83°C , en que la transformación es total para una amplia gama de soluciones percolantes.

También es importante esta fase metamórfica en la explicación de los empobrecimientos observados en los niveles de silvinita, ya que este tipo rocoso puede transformarse en una halitita por acción de salmueras.

Respecto al origen metamórfico de la silvita, Braitsch opina que, en el caso de los depósitos carentes de SO_4Mg (que es nuestro caso), es primaria, lo que está en contradicción con las hipótesis de Borchert de que, posiblemente, toda la silvita es de origen metamórfico. Sturmfels (1943) cree que sólo debe de ser secundaria la silvinita de grano grueso, de color rojo oscuro, con láminas de hematites residual (ver Petrología: Hartsalz anhidrítico), mientras que Herrmann (1961) afirma que esta última facies puede ser también primaria.

c) Fase 3^a, o de recarnalitización:

Es una fase mucho menos importante que las dos anteriores. En ella se originan procesos de precipitación de carnalita, en lugares adecuados, a partir de soluciones ricas en Cl_2Mg de origen secundario, acumuladas en rocas porosas (anhidrita acicular, por ejemplo).

B) SIGNIFICACION DE CADA UNO DE LOS ESTADOS METAMORFICOS DESCRITOS, EN LOS YACIMIENTOS CATALANES:

Es realmente difícil atribuir a alguno de los estadios metamórficos de Kokorsch la génesis de las distintas facies que hemos observado en los depósitos catalanes, dada la controversia existente entre las hipótesis que, referidas de modo especial a los depósitos evaporíticos marinos pobres o exentos de SO_4Mg , han emitido Borchert y Braitsch, y sus respectivas escuelas.

a) Dado que los depósitos exentos de SO_4Mg no sufren cambios por metamorfismo térmico para temperaturas inferiores a 100°C , Borchert (1952) explica la silvita como producto del metamorfismo de disolución. Braitsch está totalmente en contra de ello. Según éste último, los yaci-

mientos pobres en SO_4Mg se caracterizan por presentar un bandeado halita-silvita rítmico primario, cuyo origen puede ser estacional, o debido a corrientes de convección en las cubetas (ver Génesis de Yacimiento).

Por nuestra parte creemos que es difícil imaginar como un proceso de ámbito regional (ya sea metamorfismo térmico o metamorfismo de disolución) puede afectar tan solo a determinados estratos de la secuencia salina (de facies halita/carnalita) dejando sin alterar la carnalita superior.

Este problema podría ser soslayado imaginando una paragénesis del tipo epsomita-carnalita-halita sometida a metamorfismo térmico (Borchert y Muir, 1964) ya que los productos resultantes serían (silvita)-kieserita-halita-carnalita ó (silvita)-halita-carnalita. Sin embargo, Brait sch tiene razón al replicar que dicho mecanismo presenta dos importantes fallos: 1) No puede producir en ningún caso la elevada relación silvita/halita que se observa en estos yacimientos, y 2) No hay evidencia microscópica alguna de presencia de sulfatos ni en la propia silvinita, ni en zonas periféricas. Dichos sulfatos serían los resultados de la reacción metamórfica de la epsomita.

No obstante, existen vestigios de transformaciones en este estadio ("autometamorfismo") en la parte superior de algún lecho de silvita intercalado en carnalita (circular del volcador-Sallent) donde se observa como la carnalita preexistente ha pasado a silvita de grano muy grueso, con oquedades intergranulares donde se acumula una pasta birrefringente de carnalita y salmueras magnésicas. En general, se observan procesos de silvinitización en el interior de los niveles de carnalita superiores del yacimiento. Creemos que dichos procesos deben de corresponder

a esta fase por dos motivos: a) La anhidrita es prácticamente inexistente en la carnalitita, lo que excluye la presencia de salmueras ricas en Ca, y b) La carnalitita presenta en difracción de rayos X una serie de líneas no identificadas que podrían ser atribuidas (Montoriol y Font Altaba, 1969) a una deshidratación parcial causada por la compresión.

b') El metamorfismo de disolución ("retrometamorfismo" de Borchert) es el más importante en el caso de los depósitos catalanes. A él son debidas una serie de facies petrológicas que no tienen ámbito regional sino local, y que están íntimamente relacionadas con la tectónica y la estructura del yacimiento.

En este estadio se incluyen los procesos de empobrecimiento ("zonas estériles") que pueden afectar a las sales potásico-magnésicas produciendo una pérdida de K y Mg y su transformación en halitita rica en sulfatos y arcilla (H.H.R.masiva). Entre los sulfatos, a parte de la anhidrita, es característica la presencia de polihalita que, según Weber (1931), puede considerarse como un mineral indicador de percolación.

También se atribuye a esta fase metamórfica la formación de hartsalz anhidrítico, que podemos considerar como una primera fase de metamorfismo de disolución de la carnalitita, formándose una silvinita de textura especial (ver fotos). La continuidad en la percolación produce finalmente un empobrecimiento similar al observado en los estériles resultando una halitita roja oscura, rica en sulfatos y arcilla (H.H.R.estratificada).

Estas facies han sido descritas por Saar (1944, 45, 52) y, de modo esquemático, consisten en la siguiente sucesión:

- 1) Carnalitita kieserítica con anhídrita.
- 2) Silvinita kieserítica-anhídrita.
- 3) Silvinita polihalítica-kieserítica.
- 4) Silvinita anhídrita ("Hartsalz anhídrico").
- 5) Halitita anhídrita ("Hartsalz" empobrecido
ó H.H.R. estratificada).
- 6) Anhídritita halítica (resíduo final teórico del metamorfismo de disolución).

Evidencia de este estadio nos la da el hallazgo al microscopio de vestigios de percolación de líquidos sulfatados. Las fisuras se encuentran tapizadas interiormente por anhídrita de una nueva generación (Storch, 1954; Kuhn, 1955) y, de modo aislado, existen cavidades en cuyo interior se forman geodas de anhídrita con cristales de tamaño considerable.

C) TEXTURAS Y ESTRUCTURAS DE METAMORFISMO:

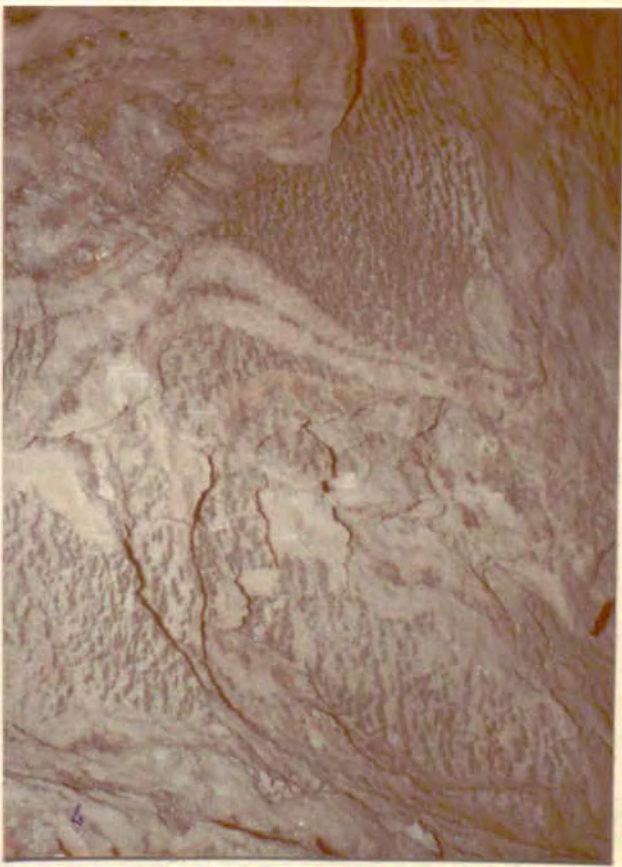
Se han realizado diversos estudios sobre tectónica salina y sobre la estructura de este tipo de depósitos, y todos ellos coinciden en especificar el fuerte carácter dinamometamórfico de las evaporitas. Este tipo de metamorfismo afecta exclusivamente a la textura y estructura rocosas. Se manifiesta a muy pequeña escala por la orientación de granos minerales en la mayoría de las especies rocosas (halitita, silvinita bandeada y carnalita granclepidoblástica) y a mayor escala, por la formación de planos de cizalla paralelos a la estratificación, fisuraciones, estructuras y pliegues de fluencia, etc.

El tipo de plegamiento que afecta a la sal es el diapírico, presentando en las crestas de los pliegues una esquistosidad de plano axial, como se observa en determinados pliegues de Cardona. La esquistosidad de plano axial se manifiesta al microscopio como de tipo muy penetrante ya que orienta todos los granos minerales, aplastándolos según los planos de esquistosidad. En el flanco normal de los pliegues, prácticamente subhorizontal en las zonas poco perturbadas tectónicamente, se observan inclinaciones de unos 30° respecto a la estratificación.

Aparte de los mencionadas esquistosidades existen texturas de recristalización que enmascaran las preexistentes a los procesos de plegamiento y que se originan sincrónica o inmediatamente después de éstos. También se encuentran estructuras debidas a metamorfismo de disolución, como son los colapsos y las oquedades repletas de sulfatos. La presencia de estructuras cristaloblásticas, muy corrientes en las sales, no implica que haya existido recristalización al estado sólido, ya que en las sales existe siempre, o ha existido, una fase líquida intergranular, que puede ser la propia agua madre (como la de las inclusiones líquidas de los "hopper crystal" primarios) o salmueras percolantes de origen diverso. Estas salmueras originan un estado de plasticidad que puede estar muy localizado, como se observa en las facies de silvinita anhidrítica homogénea de la capa A de Sallent, o que considerado en gran escala puede ser una de las causas que ceban al diapirismo. Según Braitsch (1962) sólo sería posible la recristalización al estado sólido en las evaporitas, posteriormente a la deformación plástica de la masa rocosa (con expulsión de líquidos).

COLOR.

1. y 2. Cardona. Nivel 920. Gal.1. Cuele lateral E.
Se observa la existencia de una esquistosidad de plano axial que afecta los niveles silvinítics. Zona profunda de la estructura anticlinal de Cardona.
3. Cardona. Nivel 830. Gal. de cámara 20. A 150 m. cámara y 6 m. roza.
Boudinage de arcilla en halita. El buzamiento es N 245, incl. 35 y el rumbo del boudinage N 95. La arista larga de la foto tiene unos 2 m de campo visual.
4. Cardona. Id. a la anterior.
El mismo boudinage observado sobre los planos de estratificación de la sal.



GEOQUIMICA DE LAS SALES Y METODOS ANALITICOS.-

En el capítulo de Petrología se ha ido introduciendo en forma de lista los datos analíticos obtenidos en cada una de las especies petrológicas encontradas, por lo que en este apartado vamos a observar la distribución de los elementos químicos en su conjunto, su significación y las relaciones existentes entre los mismos.

ELEMENTOS MAYORES (DE TIPO METALICO): SODIO, POTASIO, CALCIO Y MAGNESIO.-

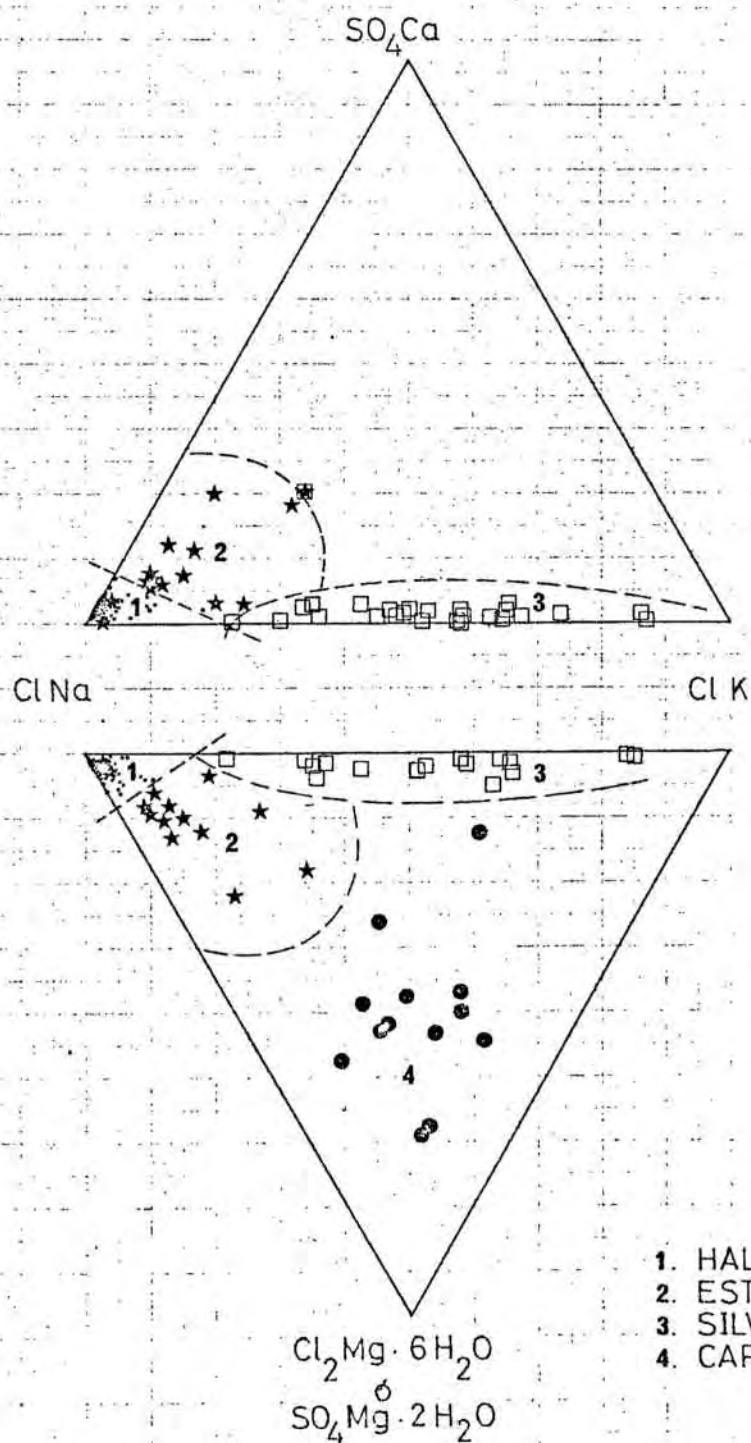
Los yacimientos están constituidos fundamentalmente por halita, y la zona estudiada de modo más detallado es la de máximo enriquecimiento en minerales potásicos y magnésicos (silvita y carnalita). Potasio y magnesio son muy poco abundantes, formando cloruros, en el resto de la formación salina, aunque se concentran en la fracción arcillosa (en las cloritas e illitas, respectivamente).

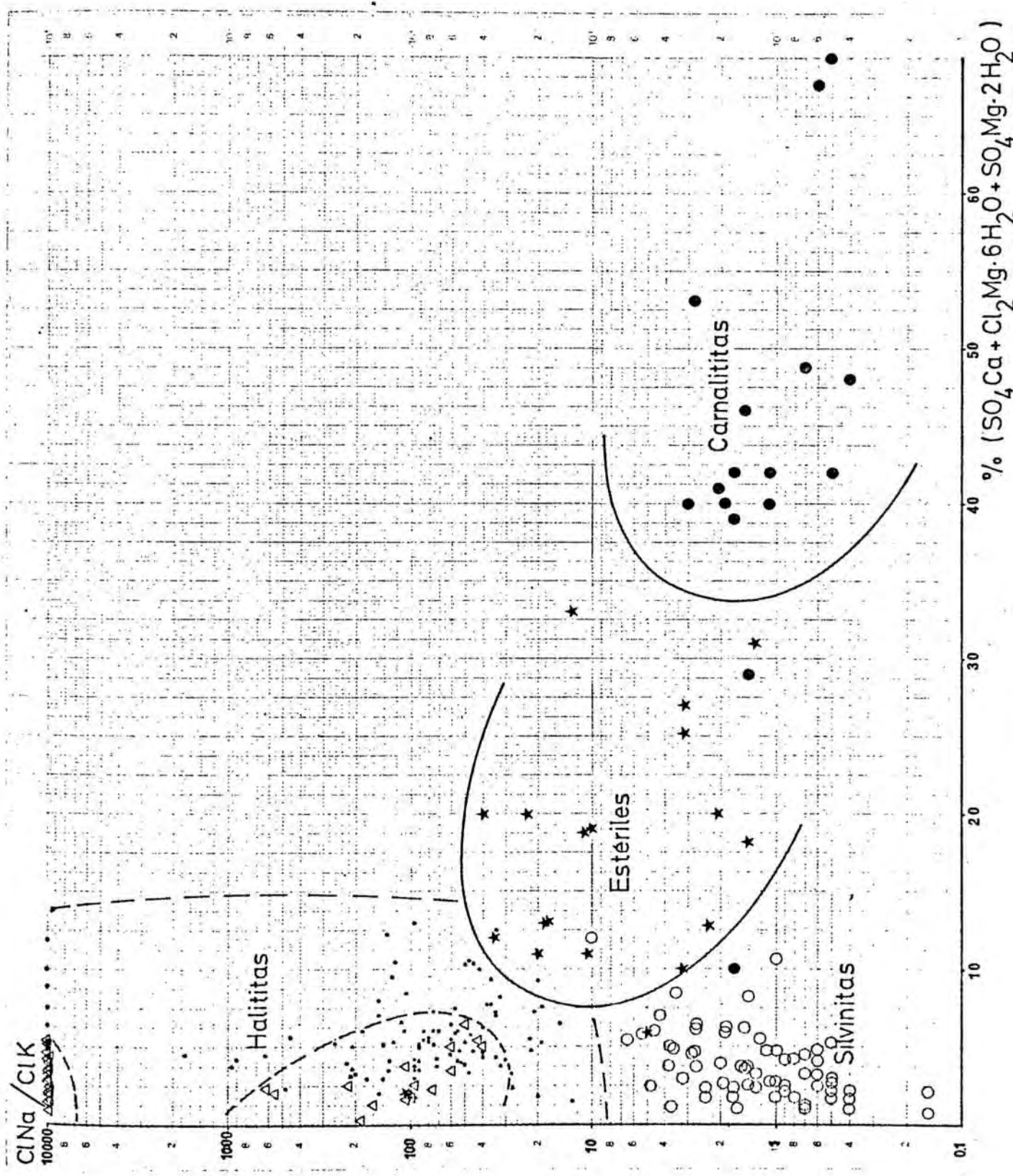
El calcio no se presenta nunca en grandes concentraciones (salvo en el tramo basal de la formación evaporítica) haciéndolo en forma de sulfatos (anhidrita, polihalita,

y muy raramente kieserita y yeso) diseminados principalmente en la halitita.

Los resultados obtenidos en los análisis han sido expuestos en el capítulo de Petrología y aquí sólo mostramos un par de diagramas en los que se diferencian, por vía química, las principales especies y variedades petrológicas. El primero relaciona simultáneamente los cuatro elementos en cuestión. No tiene un interés especial, salvo para demostrar que las muestras de "estériles" quedan bien definidas por vía química. El segundo diagrama confronta la relación $ClNa/ClK$ en ordenadas y la suma de sulfatos y cloruros cálcicos y magnésicos, en abcisas. En el extremo superior izquierdo (y tendiendo hacia el infinito del eje Y) se encuentran las halititas de muro, en la zona central (entre los valores 50 y 10 de ordenadas y 0 y 12 de abcisas) las halititas de la zona potásica, en la esquina inferior izquierda las silvinitas y en la inferior derecha del diagrama, las carnalititas, quedando entre las tres últimas una zona donde se encuentran las muestras que han sufrido procesos de metamorfismo de disolución ("estériles" y afines). Es un hecho notable la relativa abundancia de anhídrita y otros sulfatos, que se observa en este tipo de accidentes, pues mientras los niveles de halitita bandeada y silvinita tienen promedios entorno al 1 %, las zonas estériles presentan promedios que oscilan entre el 10 y el 20 %. Hemos podido comprobar que tales concentraciones anormales de Ca y Mg se presentan en forma de mineralizaciones de anhídrita, polihalita (y a veces algo de kieserita) que se acumula en los mismos.

DIAGRAMA DE LOS CUATRO ELEMENTOS METALICOS MAYORES
EN LAS SALES DE LA SALINIDAD FACILMENTE LAS CUATRO
AFECTADAS POR LA REACCION UNISELO.





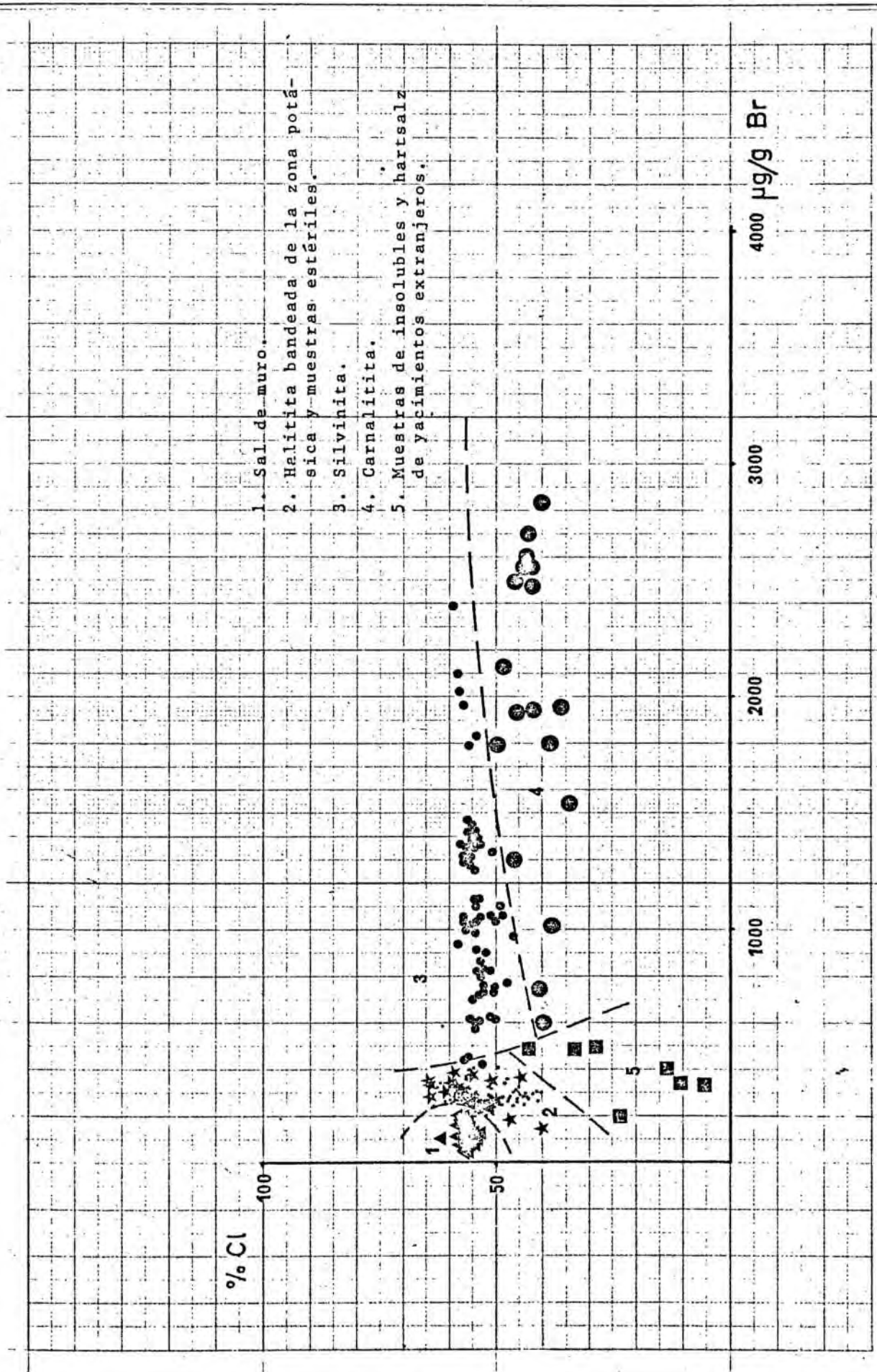
ELEMENTOS MENORES.-

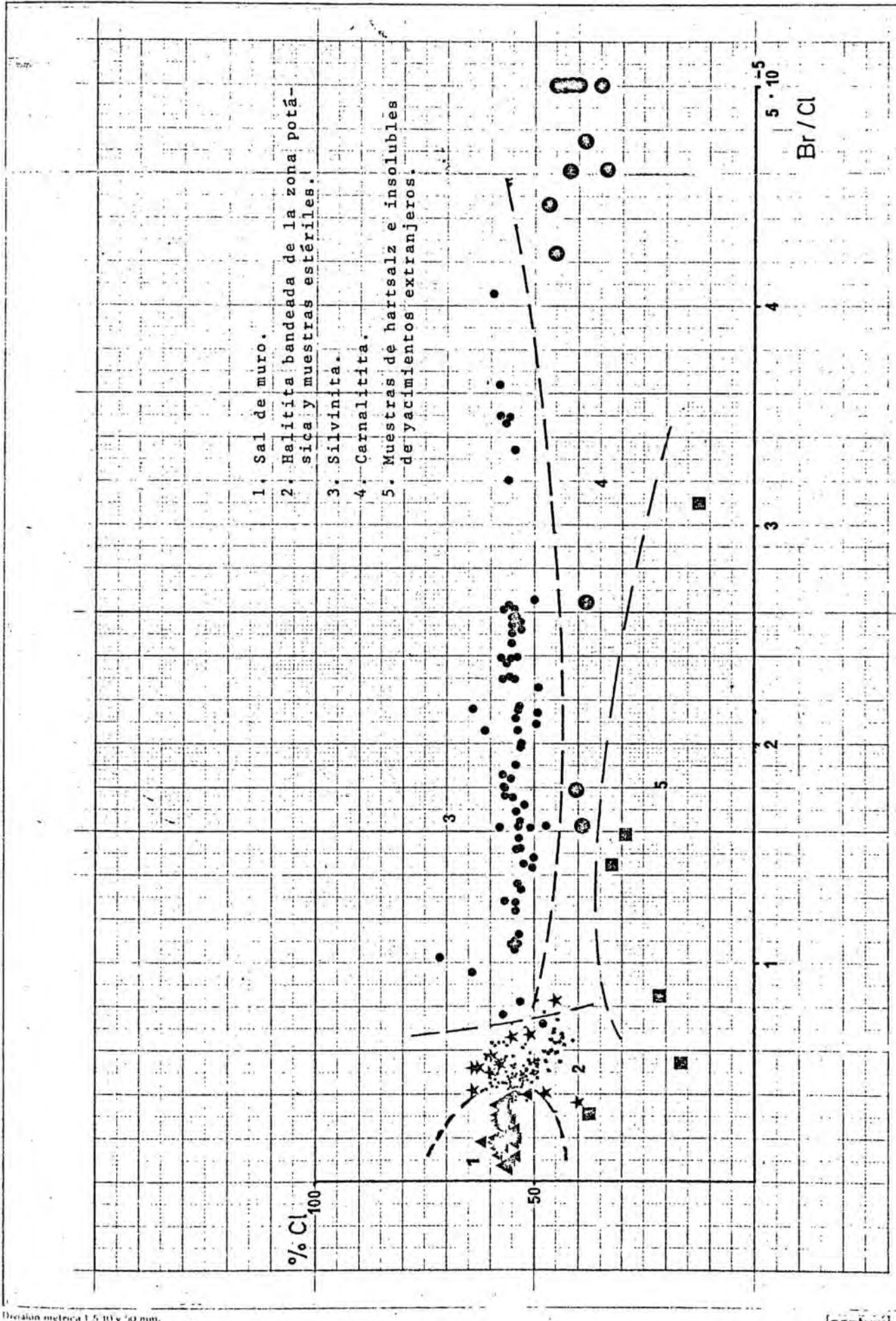
Bromo.-

Debido a su progresiva acumulación en las salmueras de las cubetas de deposición evaporítica, el Br se concentra progresivamente en los últimos precipitados de los cloruros. El mecanismo de esta concentración ha sido objeto de discusión, aceptándose por la mayoría de los autores que el Br es admitido en la malla de los cloruros sustituyendo al Cl (Kuhn, 1955; Valyashko, 1956). No parece existir incompatibilidad estequiométrica dado que la relación de radios iónicos Br/Cl es de 1.08, y la diferencia de un 7.7 %.

La relación Br/Cl ha sido utilizada (Boeke y Eitel, 1923; D'Ans y Kuhn, 1944) para determinar variaciones en la concentración de la salmuera durante la deposición evaporítica. Este elemento no sólo es un indicador de supersalinidad sino que, además, se utiliza con éxito para determinar posiciones estratigráficas relativas en el interior de las formaciones salinas (Ernst, 1970, pp. 77).

Los resultados obtenidos en los yacimientos catalanes quedan expuestos gráficamente en las figuras siguientes. Se observa una clara separación de cada uno de los tipos rocosos en dichos diagramas: La halitita bandeada, ya sea sal "de muro", "nueva" o perteneciente a zonas más ricas en sulfatos (producidas por procesos de disolución sinsedimentaria o posteriores) se encuentra claramente separada de las sales potásico-magnésicas. El contenido en Br de aquéllas está alrededor de 0.3^o/oo mientras que en éstas se sitúa entorno al 2^o/oo.





Distancia métrica 1.5 (H) y 50 (V).

Los valores encontrados en la zona potásica, para esta cubeta, calculados sobre el promedio de cada ciclo, son los siguientes:

Halitita muro: $\bar{x} = 127.7$ g/g Br.
 $\sigma = 50.36$

Halitita bandea-
 da de la zona $\bar{x} = 275.7$ g/g
 potásica: $\sigma = 58.70$

Silvinita: $\bar{x} = 1067.2$ g/g
 $\sigma = 431.42$

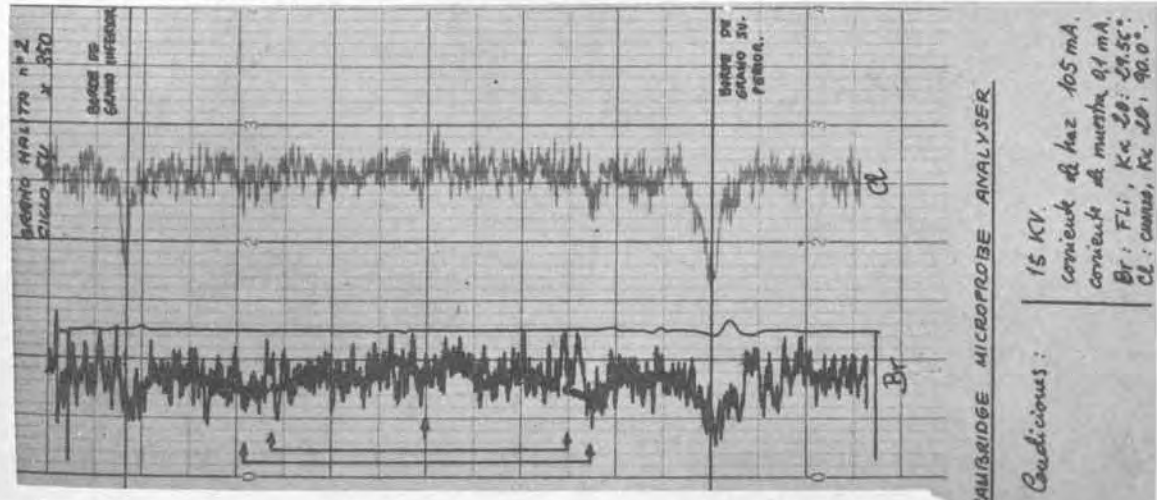
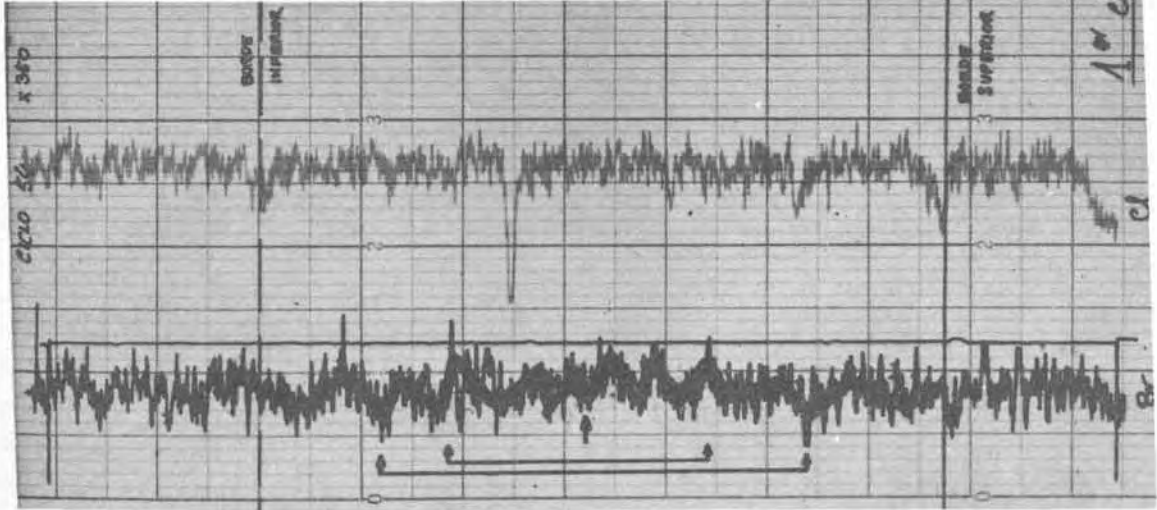
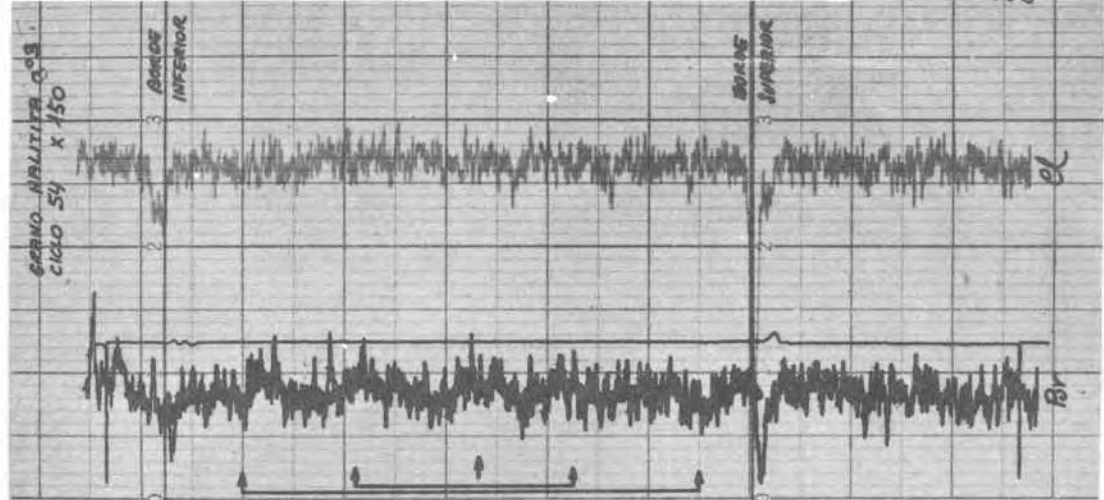
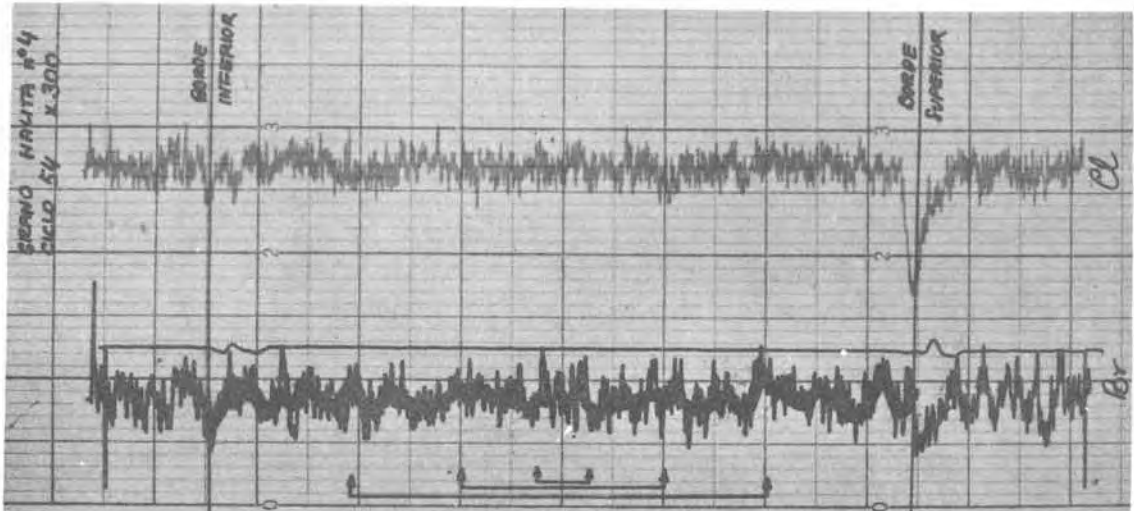
Carnalitita: $\bar{x} = 1608.5$ g/g
 $\sigma = 631.36$

La relación paragenética encontrada en nuestro caso, $Br_{\text{halita}} / Br_{\text{carnalitita}}$, es igual a 1/7, valor que coincide con los resultados obtenidos por Kuhn (1968) para halita y carnalita que han precipitado simultáneamente de la misma solución. El mismo Kuhn hace una clasificación genética de los yacimientos evaporíticos marinos según su contenido en Br y Rb (ver Génesis del yacimiento) en las sales potásico-magnésicas. Según este criterio los depósitos catalanes quedarían clasificados como dependientes (teniendo en cuenta su contenido en Br) y primarios (por su contenido en Rb). De lo que no cabe duda es de que la mayor parte de la silvinita es de origen primario (no ha sufrido transformaciones secundarias salvo en casos especiales) si bien su contenido en Br nos indica que han existido procesos de descendencia (hecho corroborado por las estructuras sedimentarias que se observan en los ciclos salinos).

Se han realizado algunas determinaciones, mediante microsonda, de la distribución del Br en el interior de los granos minerales.

Los resultados de los barridos quedan expuestos en las hojas siguientes, pudiéndose observar (ver lámina adjunta) la distribución del Br respecto al Cl en el interior de diversos granos de halita hialina ("clear halite"). Las variaciones observadas son muy pequeñas, pero siguen una distribución aproximadamente concéntrica.

También se han efectuado determinaciones del contenido en Br en los "hopper crystal", respecto a la halita y silvita (ver láminas siguientes).



CAMBRIDGE MICROPROBE ANALYSER

Conditions:

- 15 KV.
- corrente de haz 105 mA.
- corrente de muestra 01 mA.
- Br: FLi, Ke, Ca: 29.55%
- CL: Ca, Mg, Fe, Al, Si, 98.0%



MICROSONDA CAMBRIDGE

Condiciones:

Br: cristal FLi, contador proporcional, ángulo $30^{\circ}7'$

Na: cristal KAP, contador flujo, ángulo $53^{\circ}12'$

Corriente haz: 15 KV.

Corriente muestra: $0,1 \times 10^{-6}$ A.

La figura muestra el barrido de una sección de "hopper crystal" rodeado por granos de silvita.

La línea fina horizontal es la corriente de muestra, que nos revela la existencia de oquedades en el camino del haz electrónico o el paso de fases más o menos ligeras (según su nº 2 promedio). En nuestro caso refleja las oquedades debidas a inclusiones bifásicas vaciadas, características de estos cristales.

La línea continúa más gruesa es el gráfico del contenido en Na que utilizamos como referencia. Muestra perfectamente el paso de la silvita de los bordes a la halita central. Esta última presenta en su masa enriquecimientos en ClNa debidos a epitaxias observables al microscopio.

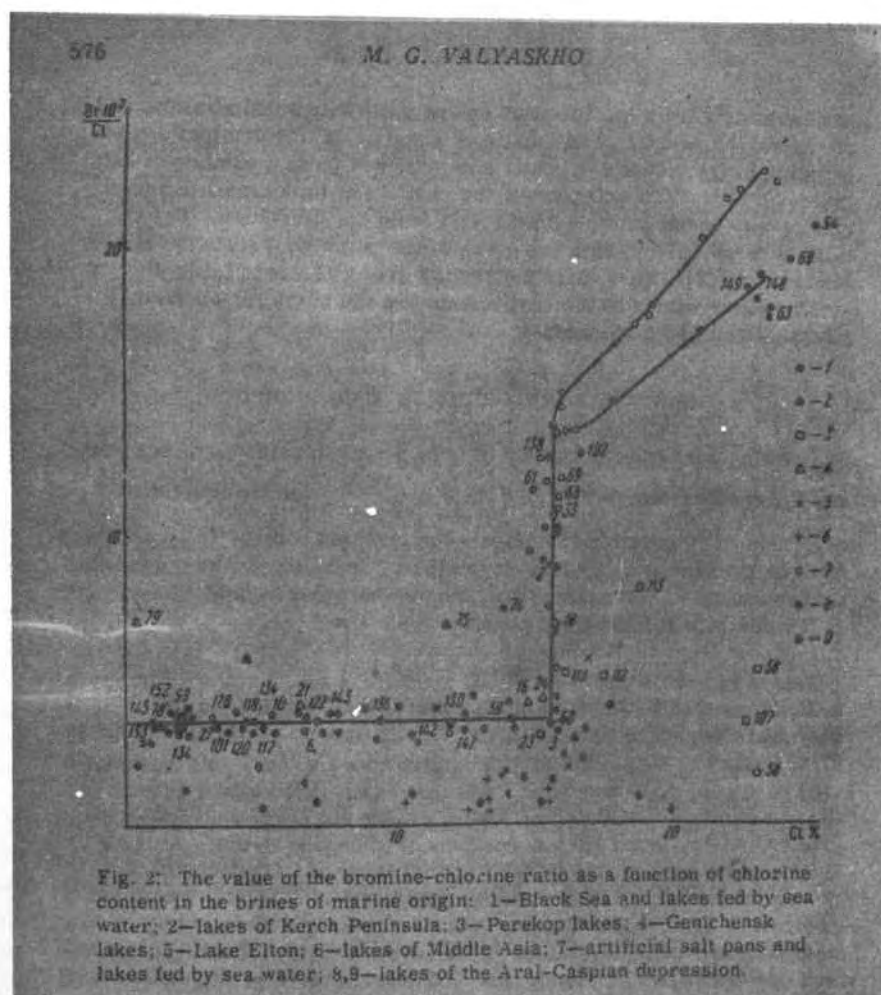
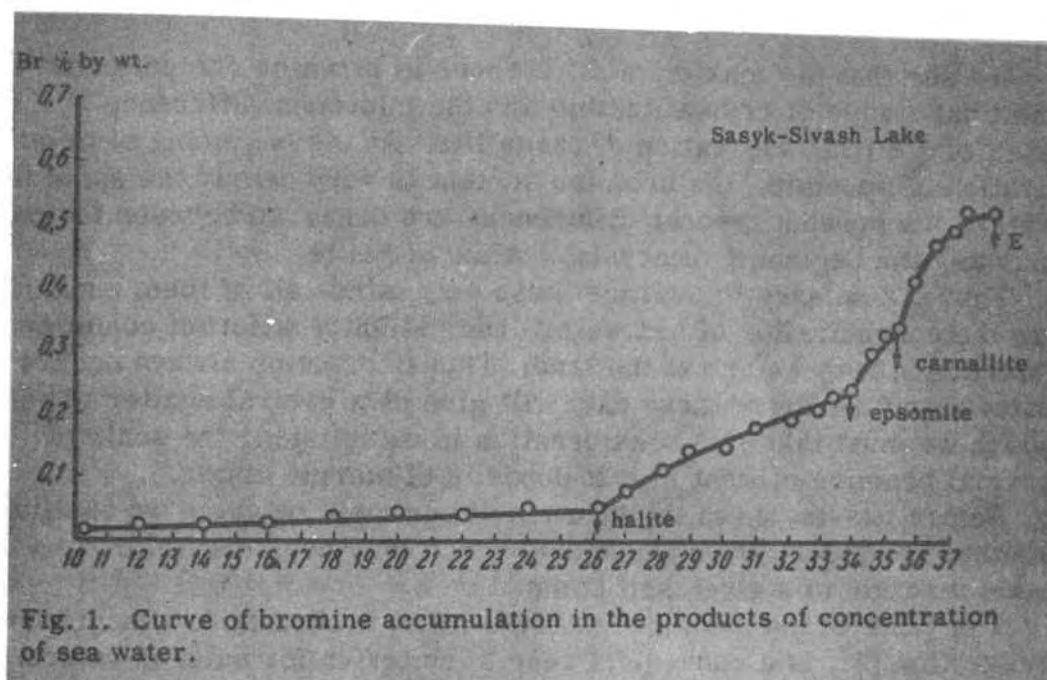
La línea punteada indica la distribución en Br en la muestra. La silvita es una fase más rica, hecho ya comprobado en fluorescencia X. No obstante, determinaciones cuantitativas efectuadas en este cristal y en otros cristales "no hopper", muestran que el contenido en Br de los "hopper" es aproximadamente un 10% inferior al de la halita hialina (clear halite).

Las tres láminas siguientes láminas muestran diversos esquemas ilustrativos de la distribución del bromo en depósitos evaporíticos marinos.

En la primera lámina se exponen dos diagramas de Vallyashko (1956) sobre reparto del bromo en los diversos precipitados de aguas marinas, así como una representación de la relación Br/Cl en aguas de origen marino restringido.

En la segunda lámina, las dos figuras de la izquierda también muestran la distribución de bromo en los diversos precipitados obtenidos a partir de agua marina concentrada (Braitsch, 1962, 1971), mientras que las dos figuras de la derecha dan las concentraciones teóricas que deben encontrarse en los ciclos de Paradox (Peterson, 1969) y en una cubeta hipotética que se ajuste al modelo "deep basin" de Schmalz (1969).

En la tercera lámina se exponen tres perfiles de bromo obtenidos en los ciclos Werra y Leine del Zechstein alemán, y del Oligoceno del Alto Rhin (Baar y Kuhn, 1962).



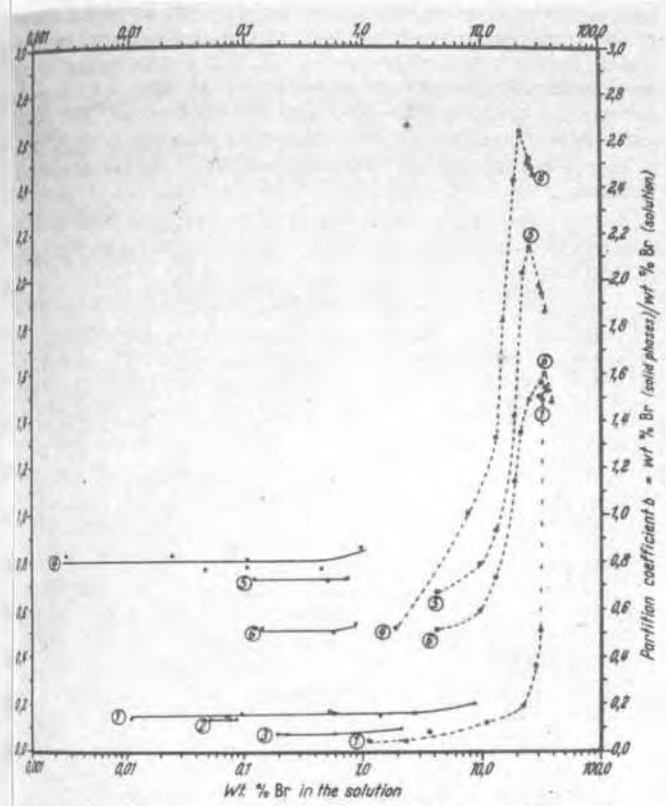


Fig. 32. Bromine partition coefficients. Broken lines after BOEKE (1908), continuous lines after HERRMANN (from BRAITSCH and HERRMANN, 1962, 1963). 1-3 solid phase Na (Cl, Br). System Na⁺/Cl⁻, Br⁻ + H₂O (± MgCl₂); 1 without MgCl₂; 2 MgCl₂ concentration as at the beginning of NaCl saturation of seawater; 3 MgCl₂ concentration at the beginning of carnallite saturation; 4, 5 solid phase K (Cl, Br). System K⁺/Cl⁻, Br⁻ + H₂O (± MgCl₂); 4 without MgCl₂; 5 immediately before carnallite saturation; 6 solid phase KMg (Cl, Br), 6 H₂O system 5 immediately after carnallite saturation

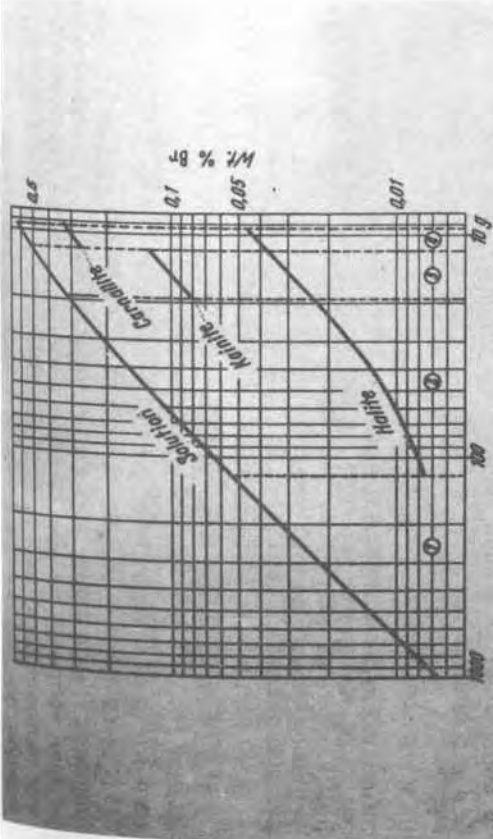


Fig. 33. Calculated bromine distribution during static evaporation of seawater at 25°C. Abcise = amount of solution in grams normalized to 1000 g seawater. 1 pre-concentration up to NaCl saturation; 2 precipitation of halite (with less than 24.5 g solution, together with bloedite or epsomite, see Table 8); 3 precipitation of halite, kainite, magnesium sulphate; 4 precipitation of halite, carnallite, kieserite. From 9.27 g of solution: bischofite precipitation

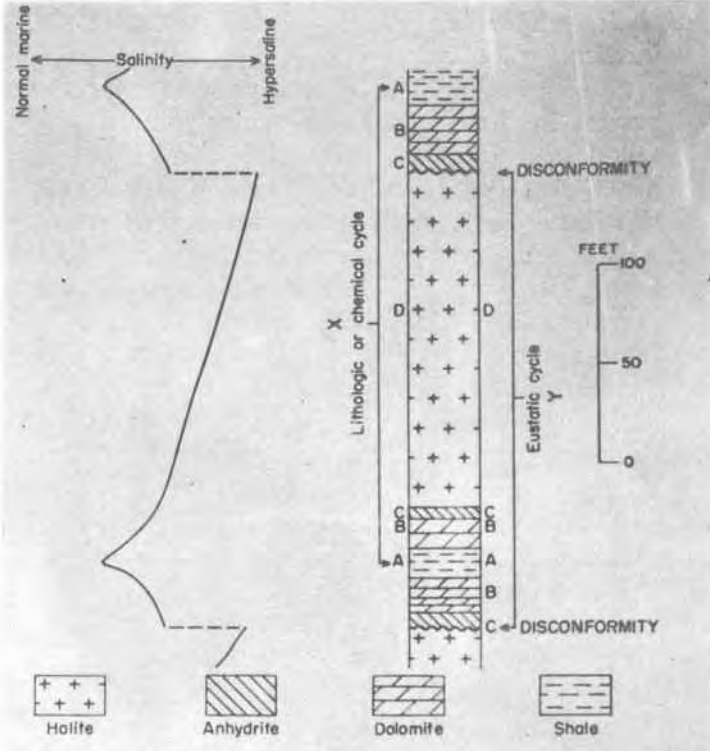


FIG. 7.—Idealized evaporite cycle typical of evaporites of Paradox Formation showing two interpretations of cycle boundaries.

Robert F. Schmalz

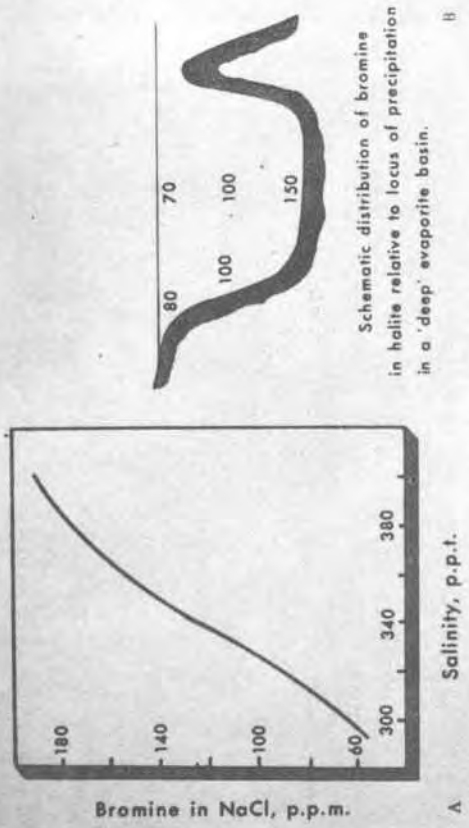
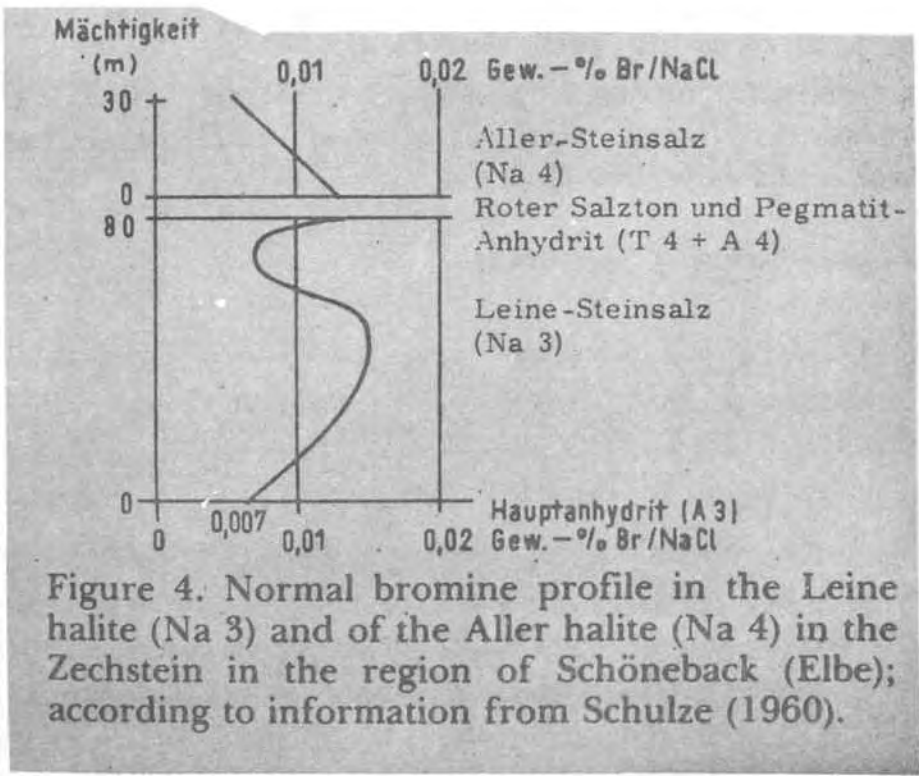
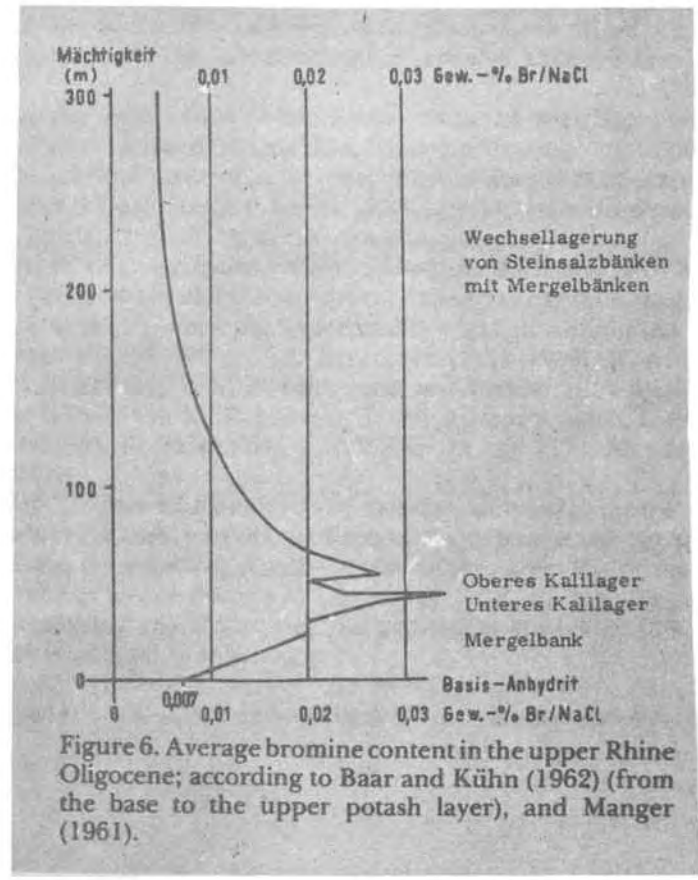
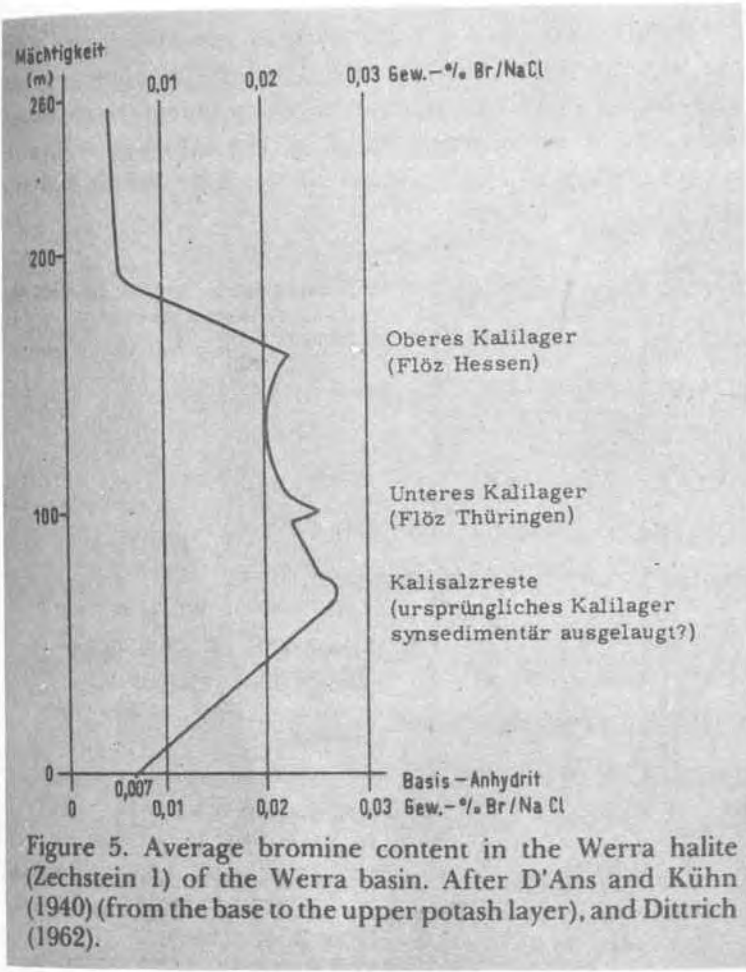


Fig. 12.—Bromine in solid solution in halite.

a. Theoretic concentration of bromine in solid solution in halite plotted as function of salinity of parent brine. Parent brine is assumed to have a composition approximating that of normal modern seawater.
 b. Schematic representation of concentration of bromine in solid solution in halite related to site of precipitation in deep evaporite basin.



Boro.-

El boro se encuentra en muy pequeñas cantidades formando boratos asociados a las evaporitas, y se acumula considerablemente en los minerales arcillosos de tipo micáceo (illitas, principalmente) que los adsorben selectivamente. Como el Br, este elemento también es indicador de supersalinidad, ya que se acumula progresivamente en las cubetas de deposición evaporítica, siendo adsorbido proporcionalmente a su concentración por los minerales arcillosos. Har der (1959) afirma que las arcillas de los depósitos evaporíticos pueden contener hasta 20 veces más B que las arcillas marinas normales, inclinándose por una fijación en la malla de la mica sustituyendo al Al, y no por una simple adsorción, como es idea generalizada.

Ernst (1970) determina las condiciones que debe de presentar la cubeta para que los resultados obtenidos en la utilización del B como índice de paleosalinidad sean correctos (subsistencia regular, ritmo de sedimentación uniforme y existencia de una única área fuente de los sedimentos), condiciones que cumplen aceptablemente la mayoría de las cubetas de deposición evaporítica.

Dado que los depósitos de evaporitas se consideran como formados por sedimentos varvados estacionales, las diastemas arcillosas corresponderían a los periodos húmedos en los que existen aportes de aguas dulces continentales cargadas de arcillas. Sin embargo, el retorno a las condiciones de aridez originaría un aumento en la concentración de las salmueras ricas en B, que son las que en una etapa diagenética inicial causarían la adsorción cuantitativa de dicho elemento por las arcillas del fondo.

Los valores encontrados en la zona potásica para esta cubeta, y calculados respecto a la pelita total, lavada de sales, son los siguientes:

Pelita interestratificada en halitita

$$\bar{x} = 317.7 \mu\text{g/g.}$$

$$\sigma = 101.38$$

Pelita interestratificada en silvinita

$$\bar{x} = 328.3 \mu\text{g/g.}$$

$$\sigma = 107.66$$

Posteriormente (ver Resultados analíticos - serie B-C-52) se expone en forma de columna y comenta la distribución de los elementos químicos analizados en una serie efectuada en la zona potásica.

Estroncio.-

Este elemento se concentra principalmente en la fase anhidrítica basal de los depósitos evaporíticos, alcanzando promedios de 0.1-0.4 % (Braitsch, 1962; Herrmann, 1961).

En los yacimientos catalanes presenta bajas concentraciones en la zona potásica, en la que se ha efectuado la mayor parte del desmuestre, enriqueciéndose considerablemente en las zonas afectadas por metamorfismo de disolución (ver esquema adjunto). La halitita de muro, la silvinita y la carnalítita, presentan concentraciones promedio inferiores a los 100 $\mu\text{g/g.}$, mientras que las halititas de la zona potásica o pertenecientes a zonas "estériles", las tienen superiores.

Los contenidos promedio y desviación de las diversas especies petrológicas son los siguientes:

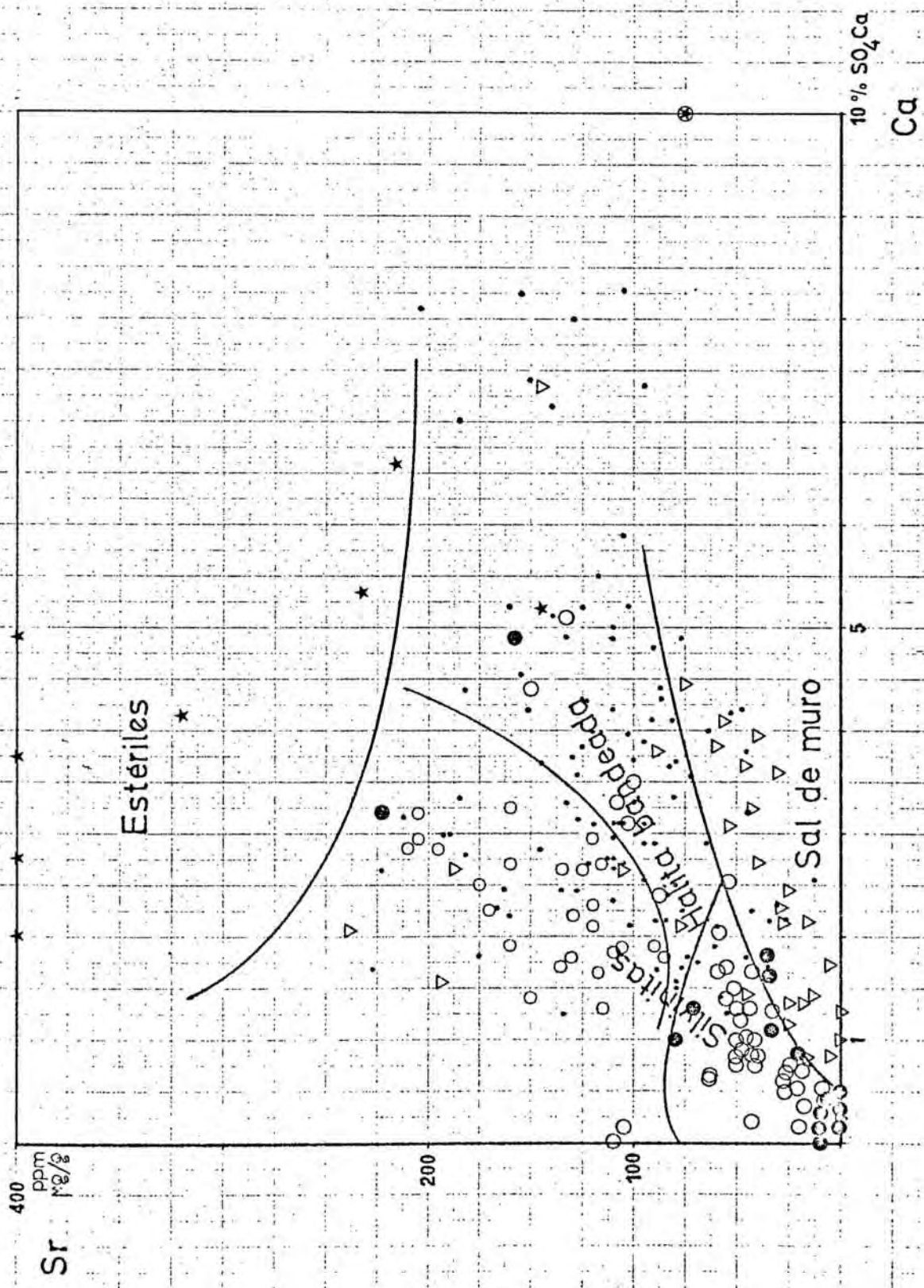
| | |
|---|---|
| Halitita de muro o muy recristalizada | $\bar{x} = 58.8 \mu\text{g/g.}$ $\sigma = 58.34$ |
| Halitita bandeada de zona potásica | $\bar{x} = 107.1 \mu\text{g/g.}$ $\sigma = 54.64$ |
| Silvinita | $\bar{x} = 88.6 \mu\text{g/g.}$ $\sigma = 54.78$ |
| "Estériles" (zonas afectadas por metamorfismo de diso- lución) | $\bar{x} = 476.7 \mu\text{g/g.}$ $\sigma = 555.70$ |

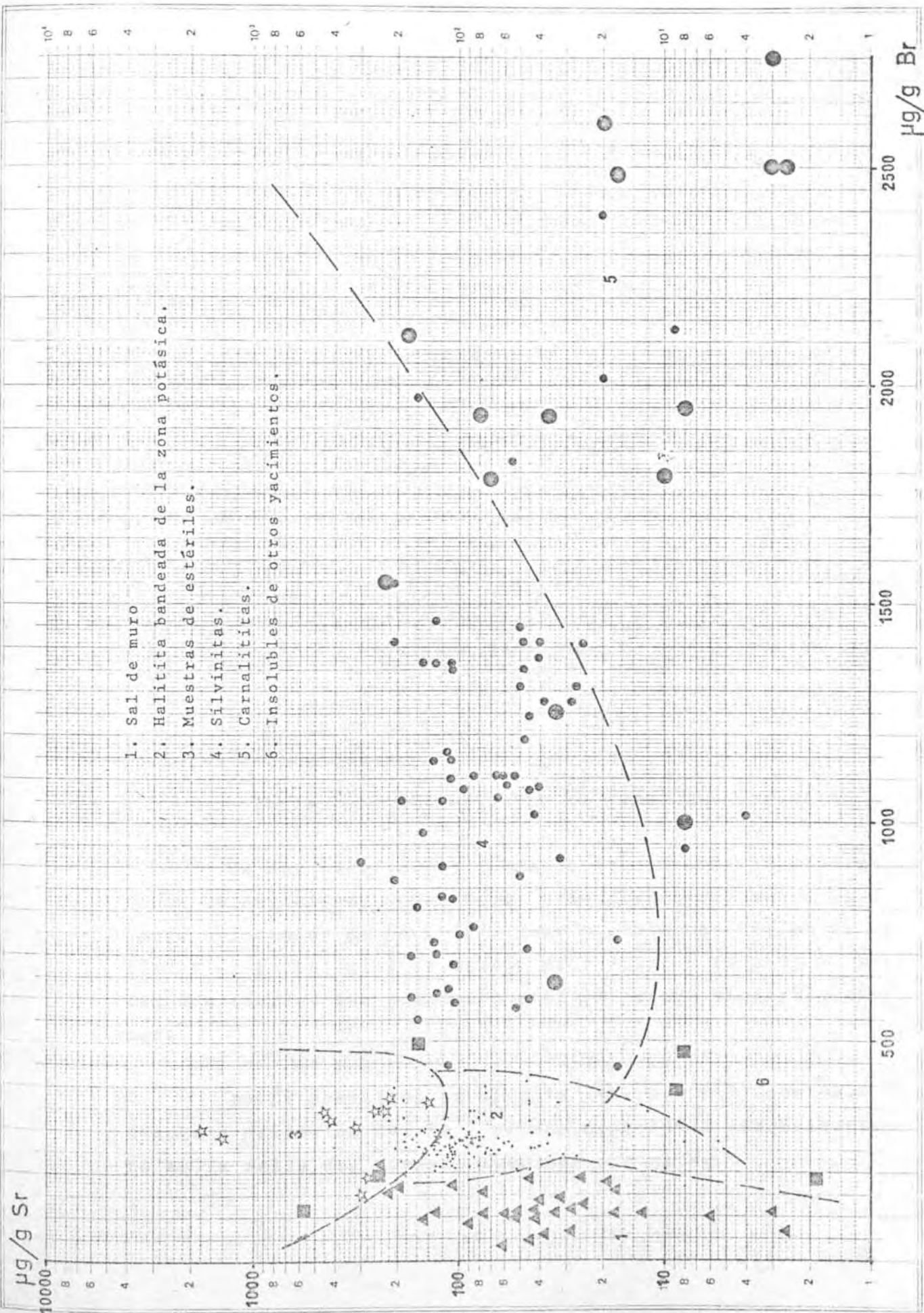
Teniendo que la relación $Sr \times 1000 / Ca$ es, respectivamente, de

| | |
|------|--------------------------|
| 7.8 | para la halitita de muro |
| 9.9 | " " bandeada |
| 16.3 | " silvinita |
| 14.9 | " carnalitita |
| 24.4 | " estériles. |

Herrmann (1961) da los siguientes valores para halitita y rocas potásicas de la mina Königshall-Hindenburg: % Sr entre 0.05 y 0.5 para las halititas (siendo la relación $Sr \times 1000 / Ca = 11$ a 35) y entre 0.01 y 0.45 % para rocas potásicas (con relaciones entre 25 y 100). Según este autor, la mayor parte del contenido en Sr en carnalitita y silvinita proviene de las salmueras intersticiales metamorfitizantes ricas en Cl_2Ca , que contienen grandes cantidades de este elemento (superiores incluso al 0.14 % y otros elementos menores).

El estudio de las distribuciones del Sr en las sales potásicas puede ser muy útil, juntamente con el Ca, en la identificación de zonas de percolación a través de las mismas.





Hierro.-

El hierro es un elemento químico demasiado abundante en los depósitos evaporíticos marinos, como para considerarlo procedente, en su totalidad, de la precipitación de agua marina. Debe de admitirse la existencia de aportes continentales de Fe^{++} en forma de soluciones de meteorización lo que, por otra parte, explica la presencia de arcilla entre las varvas de sal.

Respecto a la forma de presentarse este elemento, vamos a referir las conclusiones extraídas por Braitsch (1971) de los yacimientos de Königshall-Hindenburg:

- Se presenta en las arcillas intersticiales como elemento mayoritario (formando la malla de los minerales arcillosos y mineralizaciones de pirita y, posiblemente, magnetita).

- En las rocas potásicas (silvinitas y carnalinitas) en forma de hematites.

- En la halitita en forma de hematites o goetita.

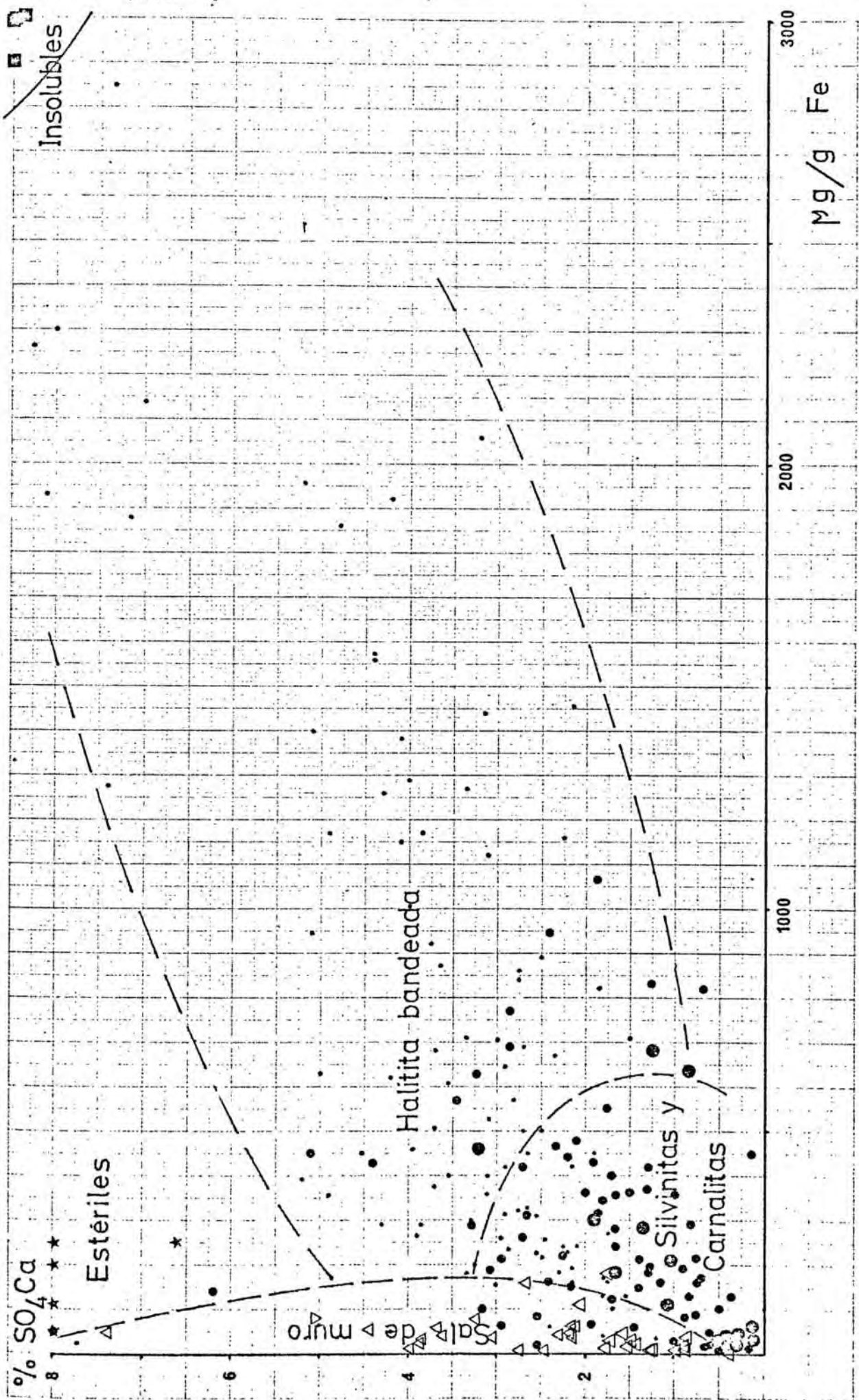
Es muy peculiar la forma de presentarse este elemento en la carnalita, donde forma cristales hexagonales tabulares orientados de hematites (ver microfotografía en el capítulo de Petrología) de tamaño microscópico (2 a 3μ). Existen dos teorías que pretenden explicar estas mineralizaciones:

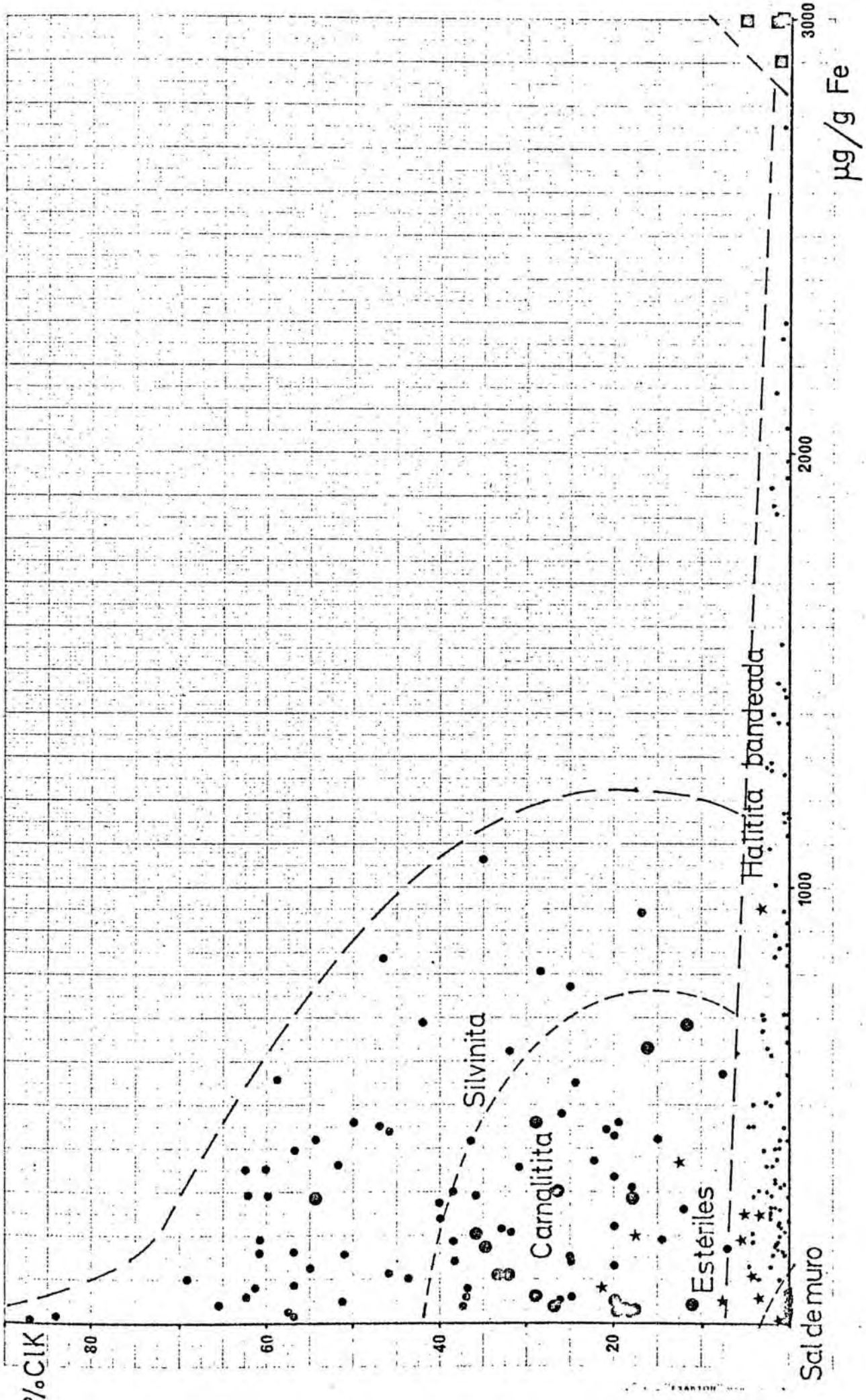
- a). La hematites se origina (Marr, 1957) por desmezcla y oxidación del Fe^{++} primario incluido diadóticamente en la malla del mineral sustituyendo al Mg.

b) La hematites (Cooper, 1937; Schnellman, 1959; Braitsch, 1971) se forma simultáneamente a la carnalita formando epitaxia a partir de la salmuera del fondo de la cubeta. Hay dos variantes de esta hipótesis, según se admita que la hematites se forma por precipitación directa (Schnellman, 1959) o lo haga en forma de hidróxido férrico que, por diagénesis, pase a óxido (Cooper, 1937).

En la silvita se presenta en forma de flóculos que tienden a acumularse en los bordes granulares, o que se encuentran dispersos por todo el volúmen de los granos (ver microfotografías).

Resultan contradictorios los hechos de que, mientras los lechos arcillosos y las propias condiciones de la sedimentación revelan la existencia de condiciones reductoras en el fondo de la cubeta, la hematites sea evidencia de ambiente oxidante. Este hecho se explica por la presencia generalizada de un tipo de bacterias ferruginosas (*Leptothrix*), hecho comprobado por Kuhn (1961) y Dombrowsky (1961, 62). Este último ha conseguido aislar las mencionadas bacterias y hacerlas revivir desde muy diversas épocas (Cámbrico a Terciario). Se ha comprobado que no se encuentran en los domos (Muller y Schwartz, 1953); ello es debido a que la recristalización y la deformación mecánica las destruye. Según el propio Dombrowsky (Kuhn, 1968) se encuentran en la sal propiamente dicha y no en las salmueras ni en las fisuras, siendo necesario un ambiente extraordinariamente seco para su conservación. La función de estos organismos es la oxidación $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ y como la concentración en Fe^{2+} en el fondo de estas cubetas es relativamente abundante (dado su ambiente reductor), la actividad de este tipo de bacterias está asegurada y se manifiesta por la formación de hematites.



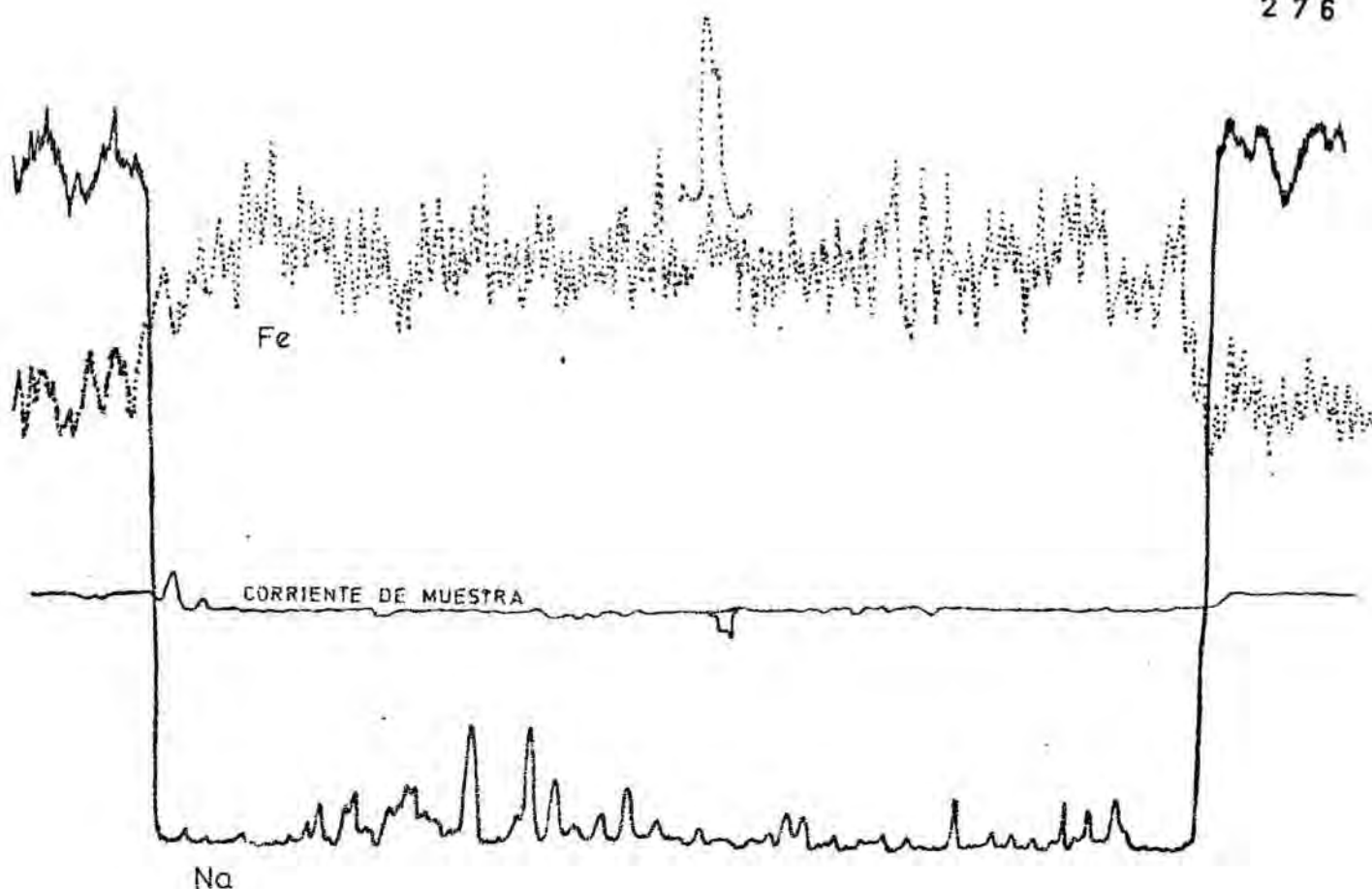


Los resultados analíticos globales para el Fe en las sales de la Cuenca potásica catalana muestran los siguientes promedios:

| | |
|--------------------|------------------------------------|
| Halitita de muro: | $\bar{x} = 39.1 \mu\text{g/g Fe.}$ |
| | $\sigma = 46.02$ |
| Halitita bandeada: | $\bar{x} = 696.6 \mu\text{g/g}$ |
| | $\sigma = 606.07$ |
| Silvinita: | $\bar{x} = 305.9 \mu\text{g/g}$ |
| | $\sigma = 240.92$ |
| Carnalitita: | $\bar{x} = 312.0 \mu\text{g/g}$ |
| | $\sigma = 218.32$ |
| Estériles: | $\bar{x} = 190.5 \mu\text{g/g}$ |
| | $\sigma = 241.99$ |

También se han efectuado determinaciones sobre la distribución de Fe en los granos minerales utilizando microsonda.

Los resultados quedan expuestos a continuación, observándose que hay un enriquecimiento relativo en Fe en la silvita, y que dicho Fe está en forma de mineralizaciones claramente diferenciadas en el interior del ClK (se trata de hematites, según hemos podido comprobar microscópicamente).



MICROSONDA CAMBRIDGE

Condiciones:

Fe: cristal FLi, cont. proporcional, ángulo $57^{\circ}41'$

Na: cristal KAP, cont. flujo, ángulo $53^{\circ}12'$

Corriente haz: 15 KV.

Corriente muestra: $0,1 \times 10^{-6}$ A

La figura muestra el barrido de un grano de silvita rodeado de halita.

La línea fina horizontal indica la corriente de muestra que revela la existencia de oquedades así como el paso de fases más o menos ligeras.

La línea gruesa muestra las variaciones en el contenido en Na. La silvita muestra la existencia de epitaxias que se manifiestan claramente en la parte inferior del gráfico.

La línea punteada indica en este caso el contenido en Fe, elemento que se enriquece preferentemente en la silvita, como muestra la gráfica, haciéndolo en zonas próximas a los bordes de grano. El Fe se presenta en forma de flóculos y cristales de hematites de tamaño muy pequeño.

Al primer barrido hemos superpuesto un pequeño fragmento de otro (en la zona central) que revela el paso del haz sobre una de las mineralizaciones de hematites, lo que se traduce en un aumento en la señal de Fe y en un descenso de la línea de la corriente de muestra, lo que indica el paso por una fase mucho más pesada.

Rubidio.-

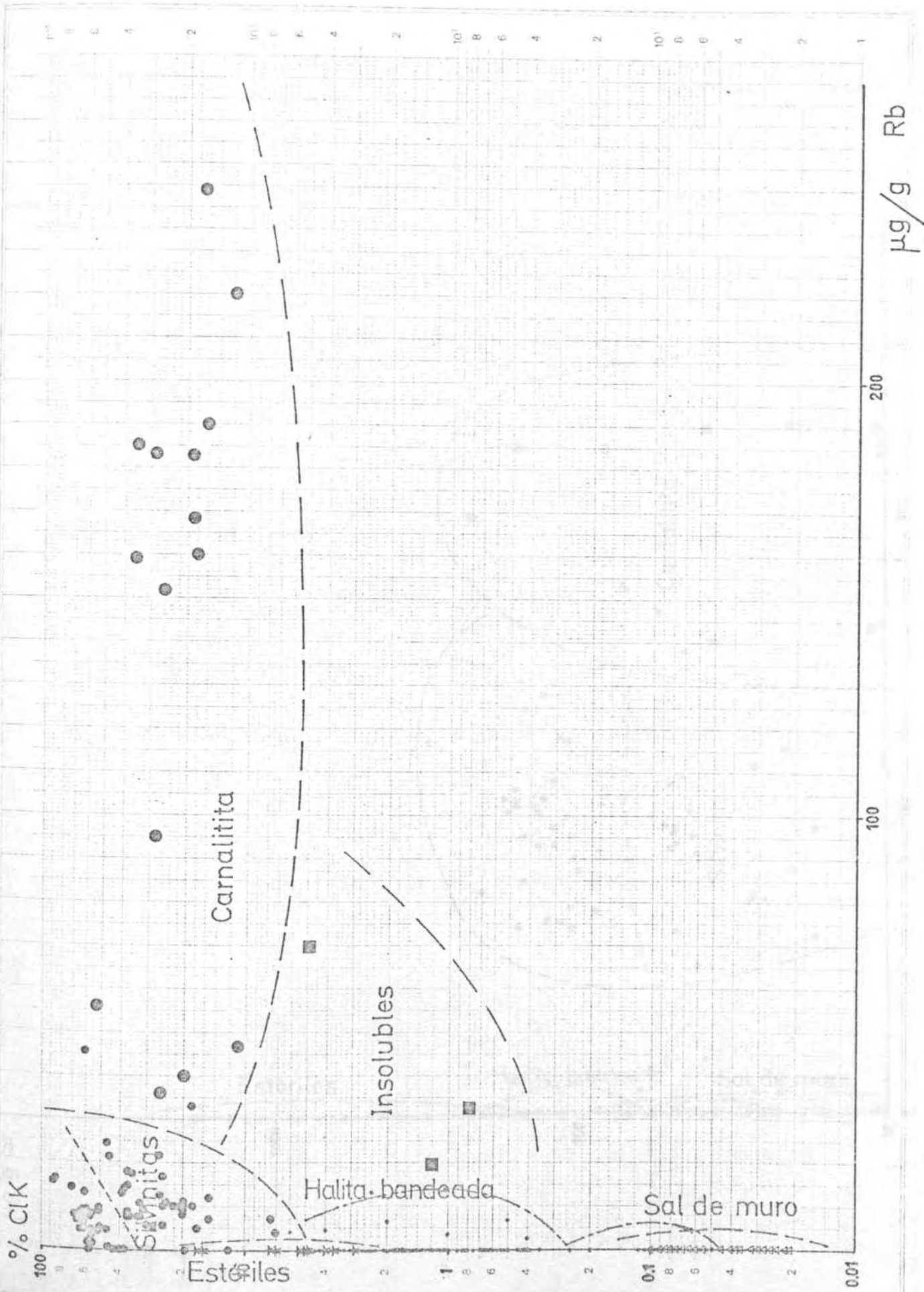
Este elemento se encuentra concentrado en las sales potásicas (principalmente en la carnalita) reemplazando diadócticamente al potasio.

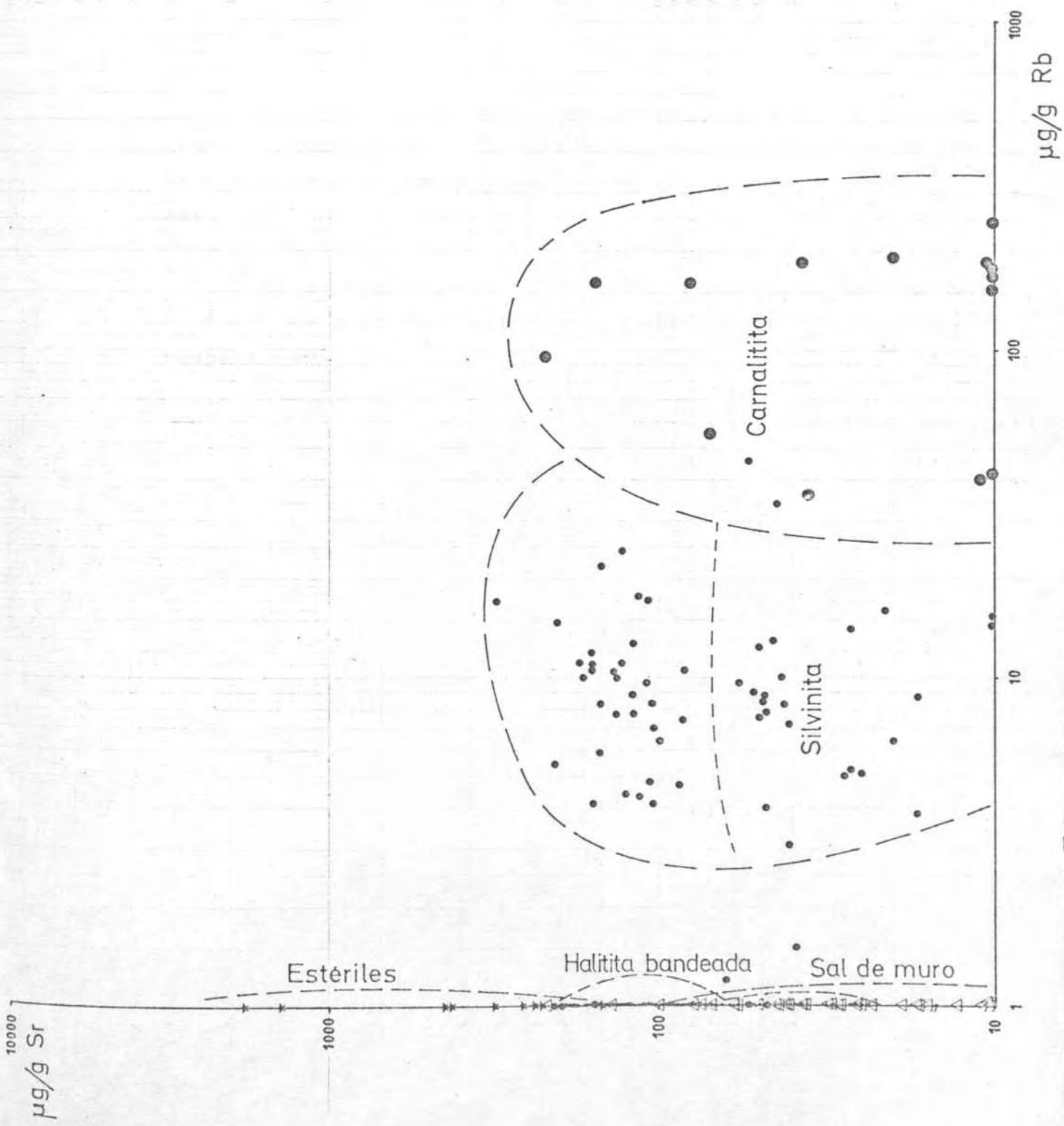
Kuhn (1963, 68) ha sido uno de los investigadores que más han estudiado este elemento. Ha observado como puede servir para indicar la procedencia de salmueras intersticiales en los depósitos evaporíticos, ya que un contenido significativo en Rb las haría proceder de la zona potásica (carnalita) mientras que su ausencia indicaría otras fuentes de procedencia para dichos líquidos. También ha comprobado como este elemento se enriquece (al contrario de lo que sucede con el Br) con las sucesivas recristalizaciones de la carnalita.

Nuestros resultados, obtenidos en roca total, son los siguientes:

| | |
|--------------|-------------------------------------|
| Silvinitas | \bar{x} = 8.5 $\mu\text{g/g}$. |
| | σ = 7.08 |
| Carnalítitas | \bar{x} = 143.6 $\mu\text{g/g}$. |
| | σ = 60.95 |

Datos que confieren a estas sales un origen primario o descendente, según la clasificación (todavía bastante sujeta a discusión) de Kuhn.





Otros elementos analizados.-

Los otros elementos analizados son el cloro y el azufre. Los datos han servido como complemento de los demás, análisis.

El cloro ha servido como control respecto a los análisis efectuados por vía húmeda y para obtener la relación Br / Cl , útil en paleosalinidad de las cubetas evaporíti-cas.

El azufre ha sido utilizado como control de conteni-do total de sulfatos respecto al análisis de los cationes respectivos.

METODOS ANALITICOS.-

Determinación de Na, K y Ca.-

Se ha utilizado un fotómetro de llama Zeiss PF5 en las siguientes condiciones de trabajo: presión de aire 1 Kg/cm², presión de acetileno 130 mmH₂O y filtros de interferencia. Los patrones han sido de 0 a 10 g/g de Na, de 0 a 20 g/g de K y de 0 a 50 g/g de Ca.

Las muestras se han disuelto en agua destilada a una concentración de 10 g/l y la dilución definitiva se ha efectuado con una micropipeta.

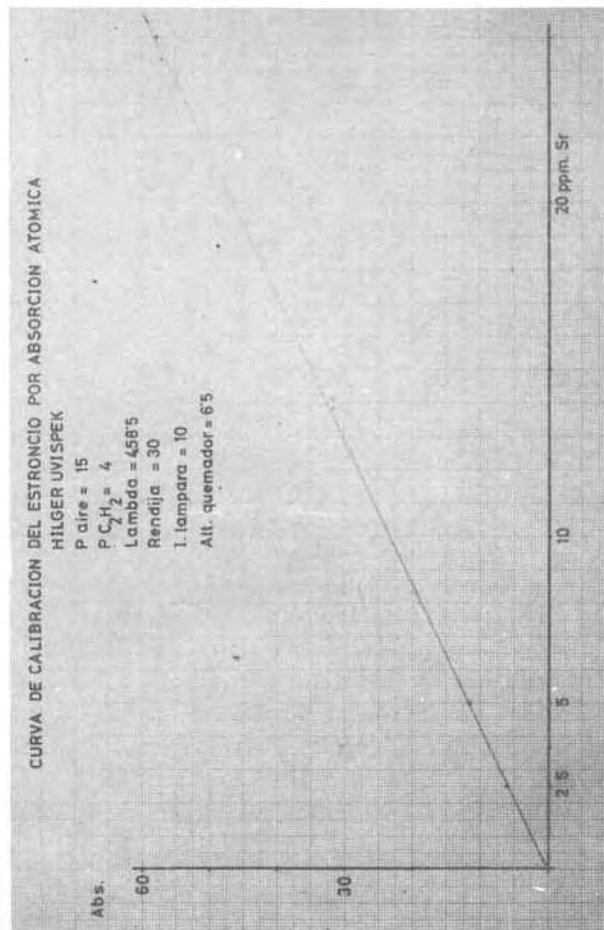
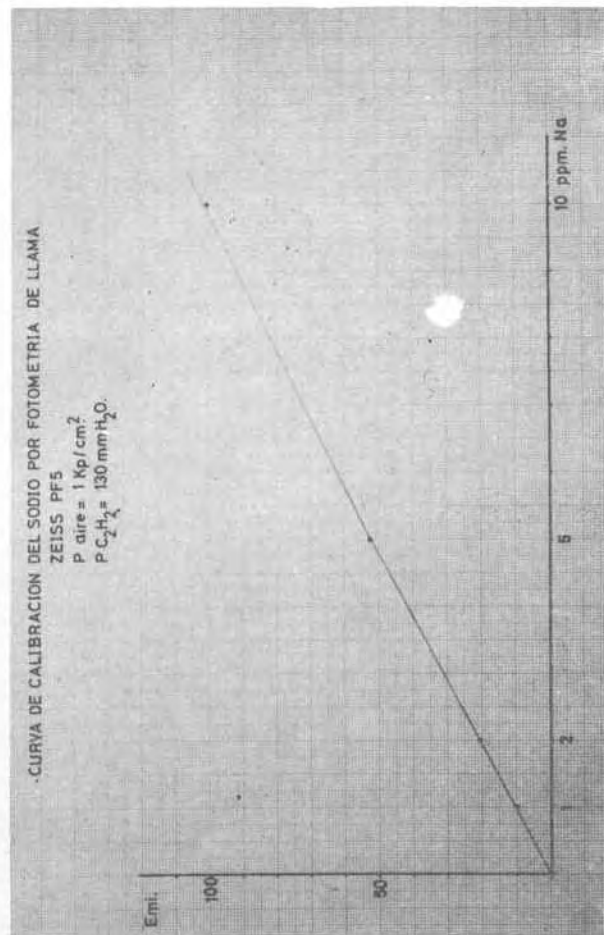
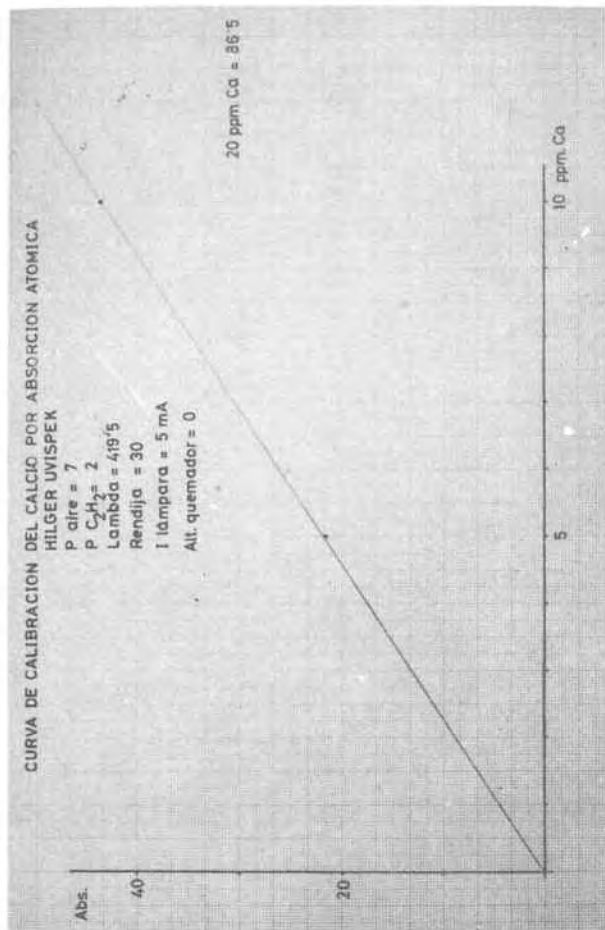
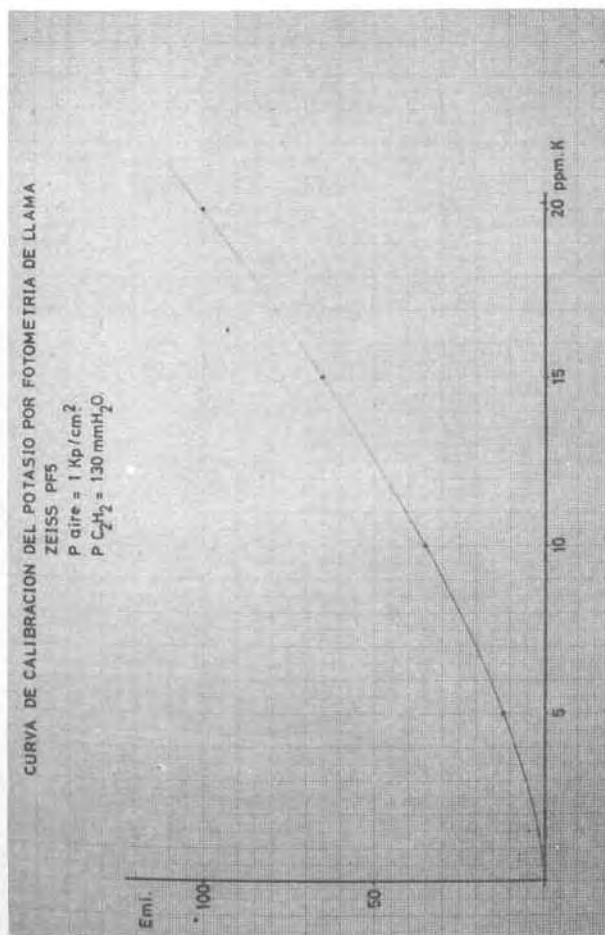
Determinación de Mg, Sr, Fe y Rb.-

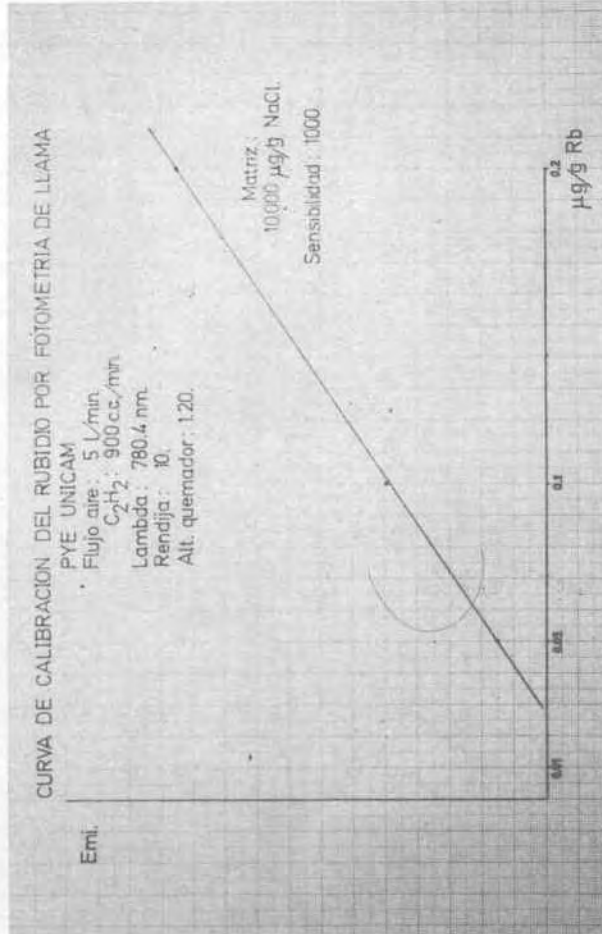
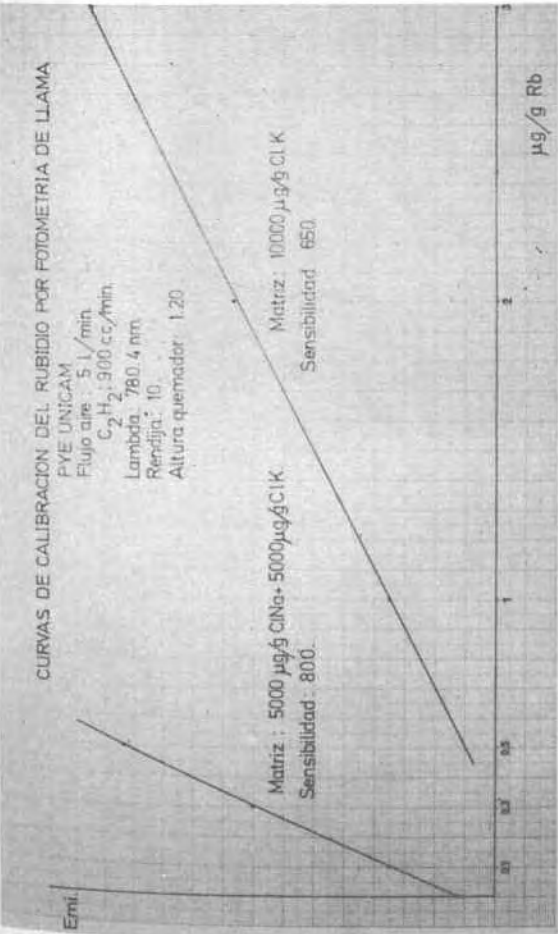
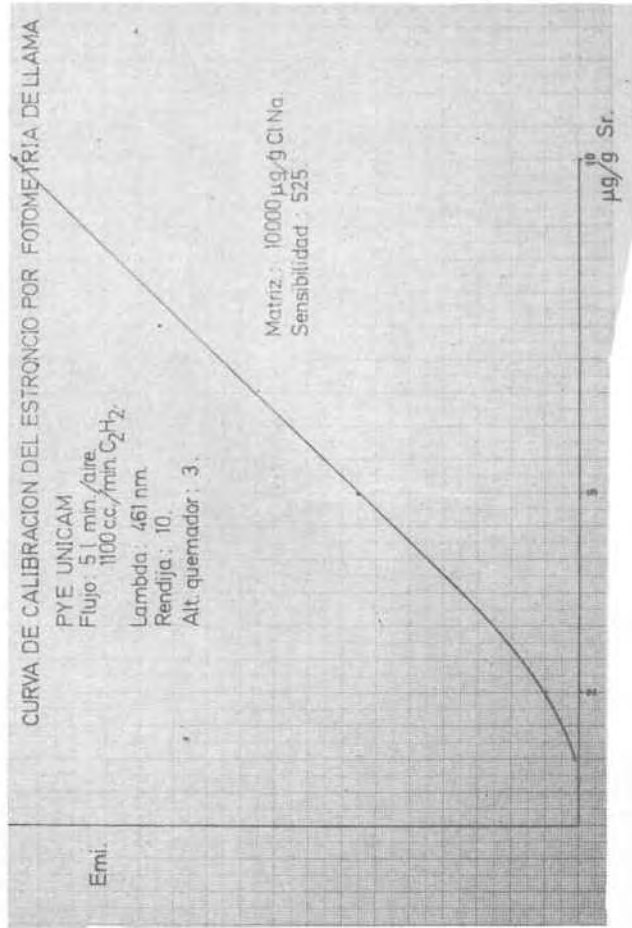
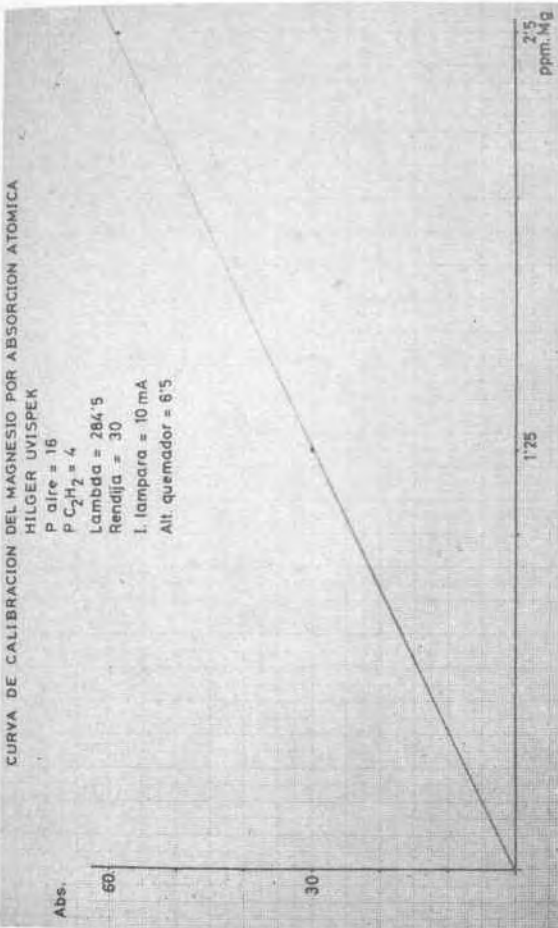
Se ha utilizado un espectrofotómetro de absorción atómica Hilger Atomspek en las siguientes condiciones de trabajo:

| | Long.onda | Altura quemador | Presión aire | Presión C ₂ H ₂ | Intensidad lámpara |
|------|------------|-----------------|--------------|---------------------------------------|--------------------|
| Mg | 284.5 nm. | 6.5 | 16 | 4 | 10 mA |
| Sr | 458.5 nm. | 6.5 | 15 | 4 | 10 mA |
| (Ca) | (419,5 nm. | 0 | 7 | 2 | 5 mA) |

En todos los casos se usa rendija de 30 micras.

Para los últimos grupos de muestras analizadas se usa un espectrofotómetro de absorción atómica Pye Unicam con el que se ha determinado Mg y Fe por absorción atómica y Sr y Rb por fotometría de llama. También se ha analizado Cs y Li por fotometría de llama comprobándose que las concentraciones de los mismos son indetectables.





Las condiciones analíticas son las siguientes:

| | Long. onda (nm) | Ren- dija (μ) | Altura quemada. | Flujos | | Int. lamp. (mA) | Rango aprox. en μ g/g. |
|----|-----------------------|---------------------------|--------------------|------------------|---|-----------------------|-------------------------------|
| | | | | Aire (l./min) | C ₂ H ₂ (cc/min) | | |
| Mg | 285.5 | 20 | 1.1 | 5 | 1400 | 4 | 0 - 3 |
| Fe | 248.5 | 10 | 1.2 | 5 | 1100 | 15 | 0 - 10 |
| Sr | 461.0 | 10 | 3.0 | 5 | 1100 | | 0 - 10 |
| Rb | 780.4 | 10 | 1.2 | 5 | 900 | | 0 - 3 |
| Cs | 852.5 | 10 | 2.8 | 5 | 1000 | | |
| Li | 671.0 | 10 | 1.3 | 5 | 900 | | |

Se ha partido de una solución concentrada de 10 g/l a partir de la que se ha determinado directamente Fe, Sr y Rb, mientras que el Mg ha necesitado una dilución definitiva mediante micropipeta.

Los análisis se han efectuado por interpolación con patrones de matriz equivalente a la de las muestras. En el caso del Fe, tanto muestras como patrones han debido tratarse con ClH en caliente para solubilizar dicho elemento (en forma de hematites).

Determinación de Br, Cl y S.-

Se ha utilizado un espectrómetro de fluorescencia X, Philips, integrado por un generador PW 1010/25, panel electrónico 1051/3) y unidad de barrido 1540/00, operando en las siguientes condiciones:

| | Línea analítica 2θ | Cristal analizador | Tubo | Detector | Vacío |
|----|---------------------------------|-----------------------|------|-------------|-------|
| Br | 1K α : 29.95 | LiF | W | C.centelleo | no |
| Cl | 1K α : 65.42 | EDDT | Cr | C.flujo | si |
| S | 1K α : | EDDT | Cr | C.flujo | si |

En la siguiente lámina se expone (fotografía de la parte superior) un espectro de fluorescencia X de una muestra de sal. Las líneas más intensas son las del tubo de wolframio, observándose las líneas $K\alpha$ y $K\beta$ del Fe, Br y Sr. Las primeras determinaciones de Br fueron efectuadas con tubo de wolframio, aunque posteriormente se ha pasado a utilizar tubo de molibdeno, dada su mayor sensibilidad.

En la fotografía de la parte inferior se muestra un cuadro de contenidos en Br observados en diversas sales potásico-magnésicas (Kuhn, 1962, 1968).

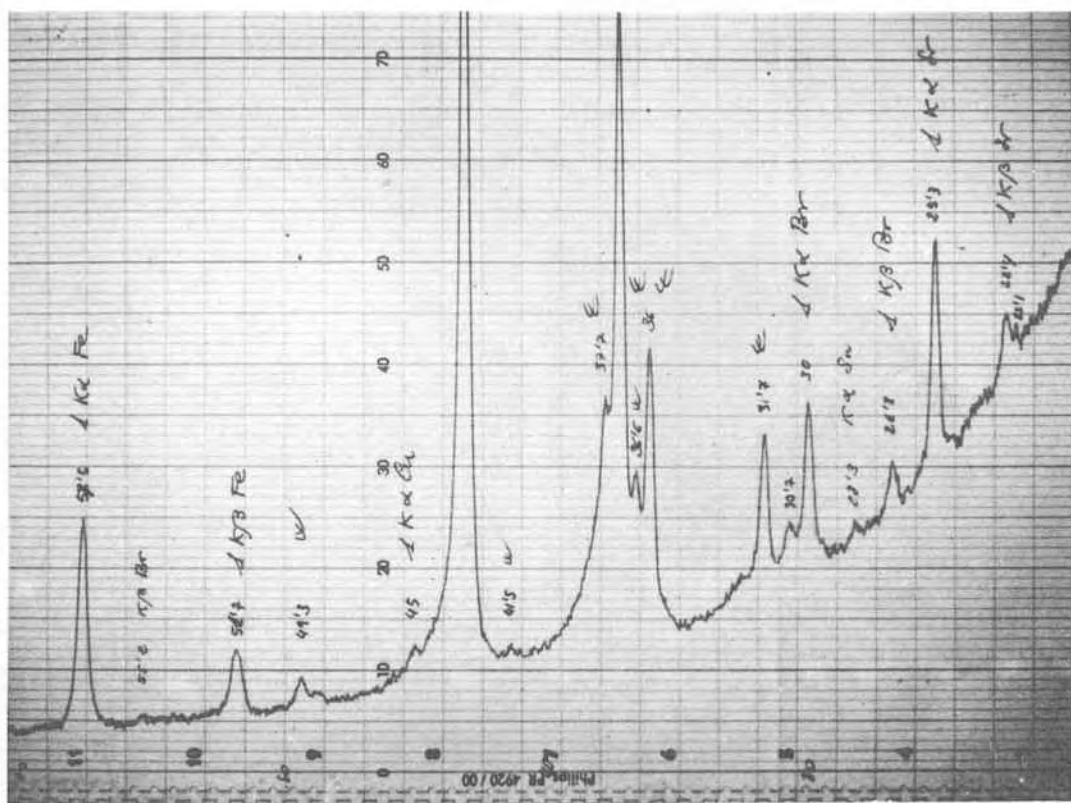


TABLE 7. RELATIVE BROMINE CONTENT OF PARAGENETIC SALTS CRYSTALLIZED FROM MAGNESIUM-RICH, OCEANIC SALT SOLUTIONS

| Salt (Reference) | Temperature °C | Distribution ratio b | Wt. percentage paragenetic distribution ratio b_1/b_2 | Molar concentration distribution ratio C_L/C_E |
|--|-------------------|---------------------------|--|---|
| Halite (Braitsch and Herrmann, 1963) | 25 | 0.073 ± 0.004 | .. | 31-47* |
| | 55 | 0.078 ± 0.004 | = 1 (defined) | 35.5 |
| | 83 | 0.079 ± 0.004 | .. | 34.8 |
| Sylvite (Braitsch and Herrmann, 1963) | 25 | 0.73 ± 0.04 | .. | 3.33 |
| | 55 | 0.77 ± 0.04 | 10 ± 1 | 2.7 |
| | 83 | 0.83 ± 0.04 | .. | 2.5 |
| Carnallite (Braitsch and Herrmann, 1963) | 25 | 0.52 ± 0.03 | .. | 3.30 |
| | 55 | 0.56 ± 0.03 | 7 ± 1 | 2.8 |
| | 83 | 0.59 ± 0.03 | .. | 2.6 |
| Bischofite (Braitsch and Herrmann, 1963) | 25 | 0.66 ± 0.03 | 9 ± 1 | 2.0 |
| Kainite (D'Ans and Kühn, 1940/44) | .. | 0.23 ± 0.04 | 3.2 ± 0.5 | 3.0 |
| Tachydrate (Boeke, 1908) | .. | 0.29 ± 0.05 | 4 ± 1 | 4.8 |
| Rinneite (D'Ans and Freund, 1954) | .. | 0.06 ± 0.01 | 0.9 ± 0.1 | 34.5 |
| Koenenite (Kühn, 1961) | .. | 0.13 ± 0.01 | 1.84 ± 0.05 | 14.0 |
| D'Ansite† | 75 | 0.0011 ± 0.0001 | 0.007 ± 0.001 | 42000.0 |
| Erythrosiderite | .. | 0.08 ± 0.01 | 1.1 ± 0.1 | 33.0 |
| Ericaite (Kühn and Schaacke, 1955) | .. | 0.15 | 2.1 | 2.4 |

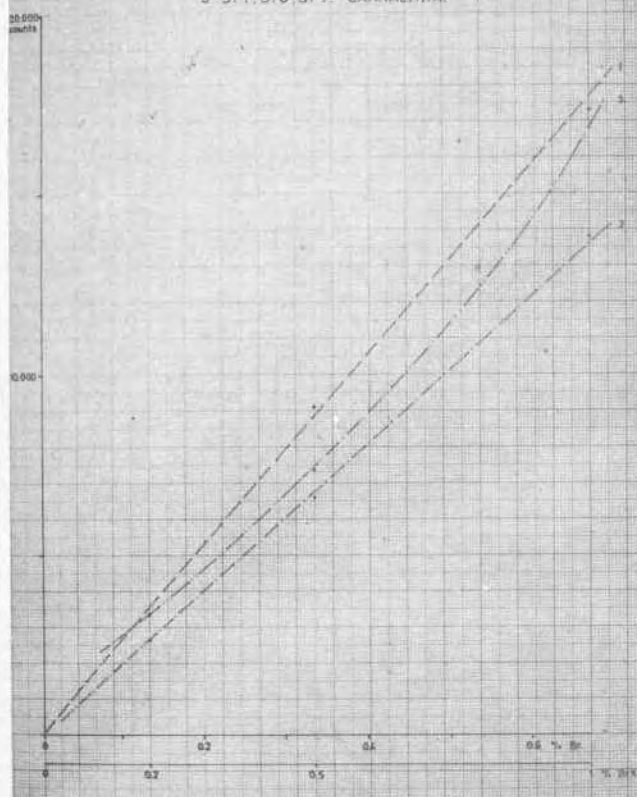
* Average 40.9

† From $MgCl_2$ -free solution

Determinación de Bromo en sales haloideas. 1.

FLUORESCENCIA X $\lambda = \text{BR } 30^\circ$, FONDO 20.1° , CRISTAL LW, SENS. COLIMADOR FINO, SC.

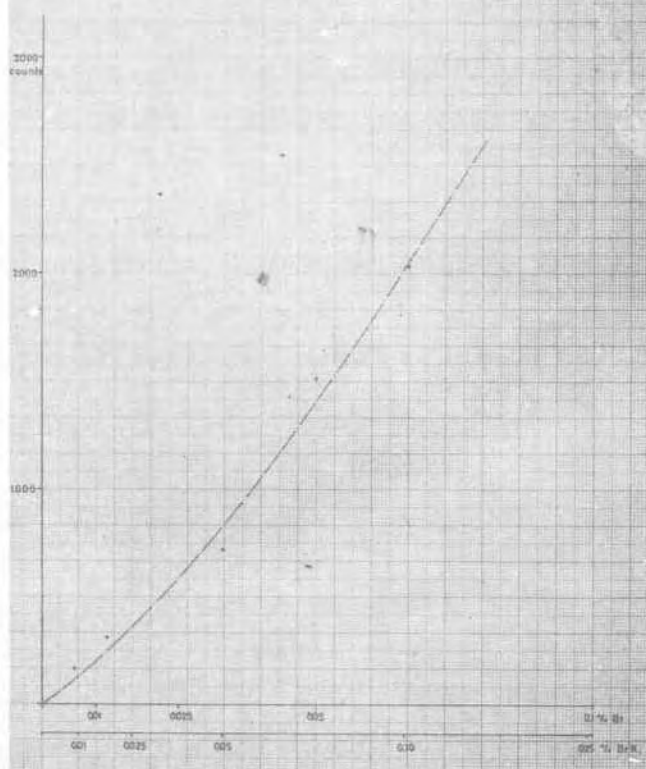
- | | | |
|---|------------------|-----------------|
| 1 | ST-1, ST-2, ST-3 | HALITA BANDEADA |
| 2 | ST-4, ST-5, ST-6 | SILVINITA |
| 3 | ST-7, ST-8, ST-9 | CARNALITTA |



Determinación de Bromo en sales haloideas. 2.

FLUORESCENCIA X $\lambda = \text{BR } 30^\circ$, FONDO 20.1° , CRISTAL LW, SENS. COLIMADOR FINO, SC.

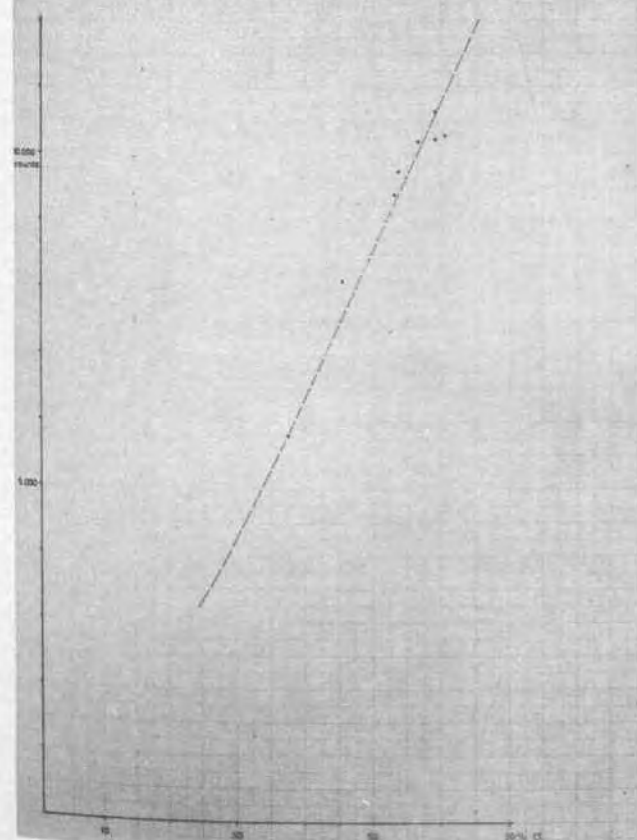
ST-10, ST-11, ST-12, ST-21, ST-22



Determinación de Cloro en sales haloideas.

FLUORESCENCIA X $\lambda = \text{CL } 30^\circ$, FONDO 20.1° , CRISTAL ED07, CON VAC.

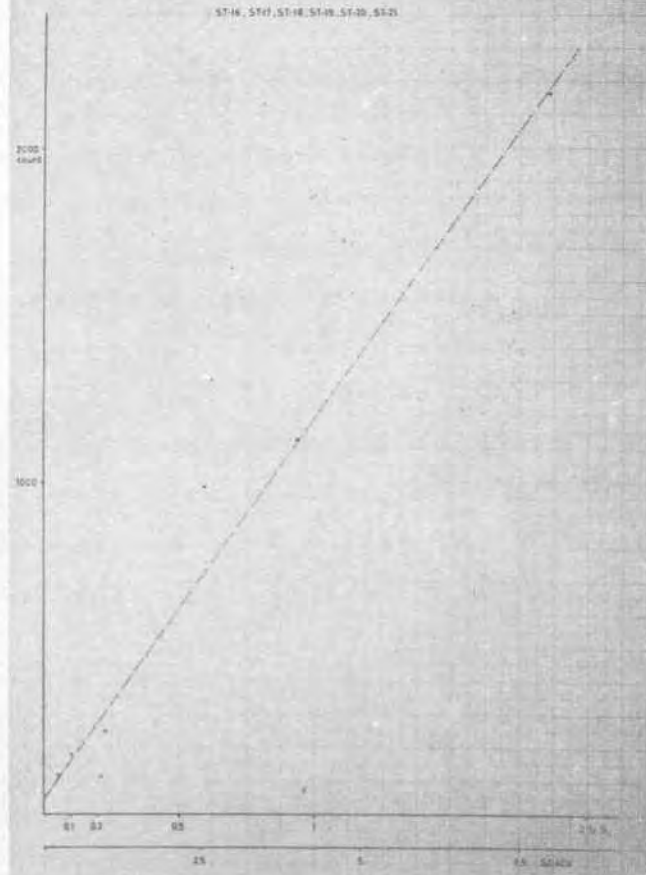
ST-4, ST-4, ST-8, ST-18, ST-17, ST-20, ST-21



Determinación de Azufre en sales haloideas.

FLUORESCENCIA X $\lambda = \text{S } 30^\circ$, FONDO 20.1° , CRISTAL ED07, CON VAC.

ST-16, ST-17, ST-18, ST-19, ST-20, ST-21



Los patrones se han obtenido a partir de BrK disperso en diversas matrices de cloruros y sulfatos (de 0 a 1 % en BrK) para las determinaciones de Br, de diversas mezclas de cloruros para el Cl y de SO_4Ca disperso en cloruros para el S (de 0 a 2 % en azufre).

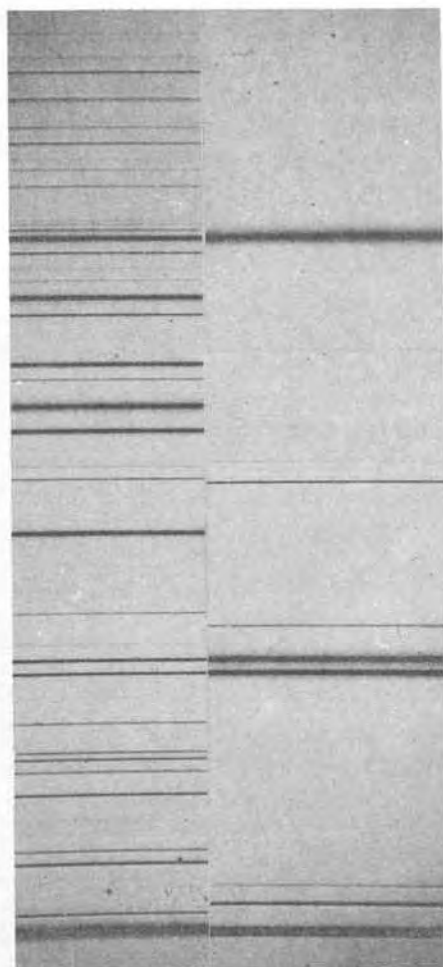
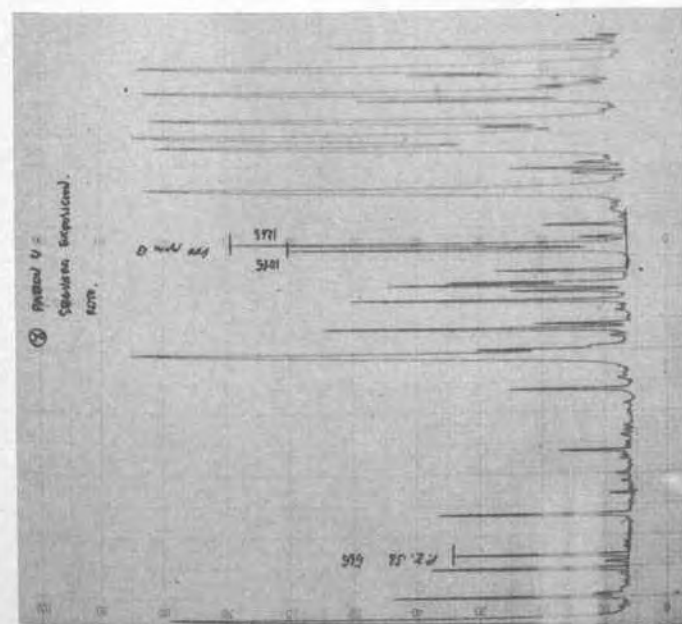
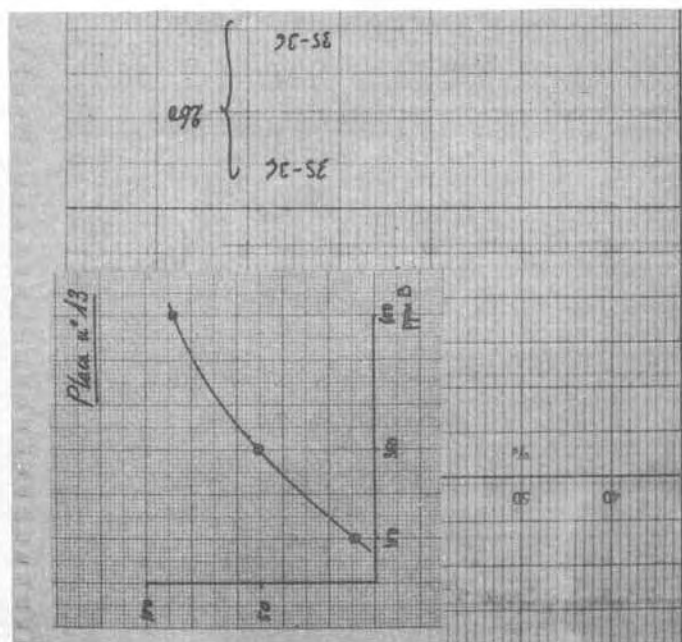
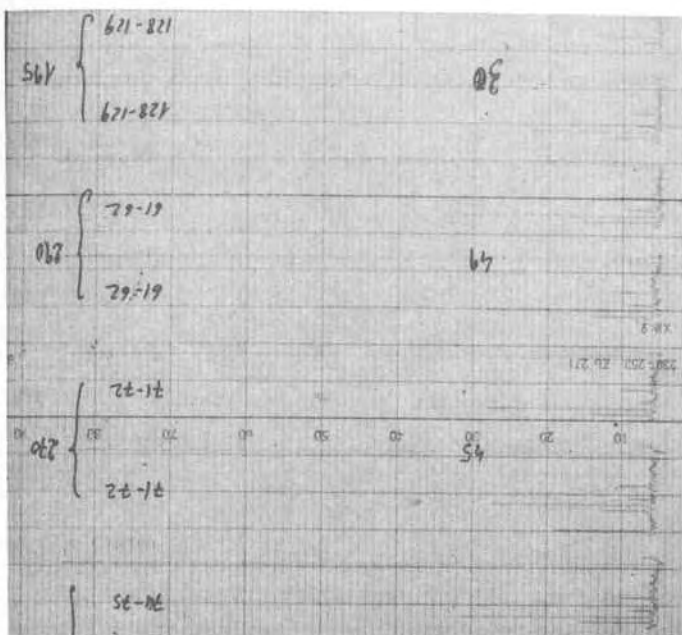
Tanto muestras como patrones han sido triturados y homogeneizados, procediéndose posteriormente al pastillaje mediante una prensa (7 Tm sobre un diámetro de 3 cm).

Determinación de B.-

Se ha utilizado un espectrógrafo de emisión Hilger medium E 498 de prisma de cuarzo. Para la excitación de la muestra se ha escogido una chispa de 12 KV y 0.13 mH. Tiempo: 10 s, rendija: 0.01 mm, distancia electrodos - lente focalizadora (F-1026) de 41 cm. y lente -rendija de 3.5 cm, produciéndose la imagen sobre la primera lente interna del sistema Cornu. Se ha utilizado como electrodo superior un cono (obtenido a partir de barras de grafito Ringsdorf RW-0) y como electrodo inferior una pastilla de 6 mm de diámetro obtenida a partir de una mezcla homogeneizada de arcilla, caolín sintético y grafito, en proporción de 1:1:2 respectivamente. Los patrones han sido obtenidos a partir de una mezcla 1:1 de grafito y caolín sintético exento de boro, mezclada con cantidades conocidas de B_2O_3 (de 0 a 200 $\mu\text{g/g}$ de B en la mezcla final). Las pastillas se han obtenido en una prensa en las siguientes condiciones: 1 Tm sobre 6 mm de diámetro. Se han utilizado placas Ilford thin glass n°30, ordinary backed, 9 din/6 asa, de 10.2 x 25.4 cm, y Kodak glass plates Spectrum Analysis n° 1 de 10.2 x 25.4.

La siguiente lámina muestra el sistema de lectura utilizado en la determinación espectrográfica del boro (fotografías de la parte izquierda).

En la inferior puede observarse un barrido densitométrico de la zona del espectro correspondiente a un patrón de caolín con 400 $\mu\text{g/g}$ de boro diluido con grafito, y patrón interno de Sb_2O_3 ; la central muestra las curvas de calibrado utilizadas para cada placa, y en la parte superior tenemos una serie de exposiciones efectuadas por duplicado para cada muestra. En la foto de la derecha se indica la posición del doblete del boro, del que se utiliza la raya última de 2497.733 Å. El espectro más sencillo ha sido obtenido a partir de una mezcla de óxidos entre las que se encuentra el B_2O_3 , y el más complejo a partir de una muestra de arcilla de estos yacimientos. Ambos espectros han sido obtenidos mediante excitación por chispa, según el método expresado en el texto.



↑ 2497,733 Å

doblete BORO

DISTRIBUCION DE LOS ELEMENTOS ANALIZADOS A TRAVES DE
LA ZONA POTASICA.-

Se ha efectuado un desmuestre sistemático de todos los ciclos, en las cámaras B y C-53 de Sallent (ver series litológicas en la introducción a la Segunda Parte de este trabajo), exponiéndose los resultados obtenidos en forma de gráfico, tanto en el caso de los elementos mayores como para los menores.

El objeto de este estudio es observar la distribución de los elementos y su relación con la sedimentación evaporítica.

Las gráficas correspondientes al sodio y al potasio no hacen más que reflejar la litología, ya conocida, del yacimiento. Es de señalar, en la correspondiente al potasio, dos máximos existentes en la sal intermedia ("entre dos"): uno (n° 47) que alcanza el 6 % en ClK y que debe corresponder a silvinita muy difusa, y otro (n° 70) en el borde superior de la capa A de silvinita que tiene un equivalente en la gráfica del magnesio, por lo que debe de tratarse de carnalita dispersa existente en dicho lugar.

El potasio presenta valores, en la halitita bandea da intermedia, que oscilan entre el 1 y el 0.5 % expresado en ClK, mientras que en el magnesio se aproximan a un 2 % (expresado en $SO_4Mg.2H_2O$). Debe de tenerse en cuenta que el potasio y el magnesio se presentan en la halitita en forma de mineralizaciones de polihalita.

El calcio y el hierro presentan gráficos muy similares entre sí, superponiéndose prácticamente en casi todas sus oscilaciones. A lo largo de las capas ricas, A y B, el calcio presenta valores que oscilan entorno a un 1.5 %. Se observa que, desde antes de acabar la capa A y a través de la sal intermedia, hay un progresivo incremento del contenido en Ca. En la parte superior de la sal intermedia se alcanza en algunos casos el 8 % en $\text{SO}_4 \text{ Ca}$. Con el hierro sucede el mismo fenómeno: oscila sobre los 300 microgramos/g en la parte inferior del yacimiento y empieza a subir antes de alcanzar la base de la sal intermedia, para aumentar progresivamente hasta alcanzar los 2000 microgramos/g en la parte superior de la misma, y descender bruscamente en la capa B a unos 500 microgramos/g.

El bromo refleja de modo fideligno la gráfica del ClK dado que este elemento se concentra en las sales potásico-magnésicas. En la halitita presenta un fondo muy constante que es de 100 microgramos/g en la sal de muro propiamente dicha, de unos 150 microgramos/g en la sal "veteada" (parte superior de la sal de muro), y de 250 a 300 microgramos/g en la sal de la zona potásica. En las silvinitas, reproduce bastante fielmente la gráfica del potasio, no llegando a los 1500 microgramos/g, y en la carnalita oscila sobre los 2000 microgramos.

El estroncio parece reflejar débilmente el gráfico del calcio y sus valores están situados entorno a los 100 microgramos/g en toda la columna, no teniendo gran significación en este caso. La particularidad de este elemento ya hemos visto que radica en su enriquecimiento relativo en las zonas de disolución.

El rubidio se presenta en cantidades detectables en

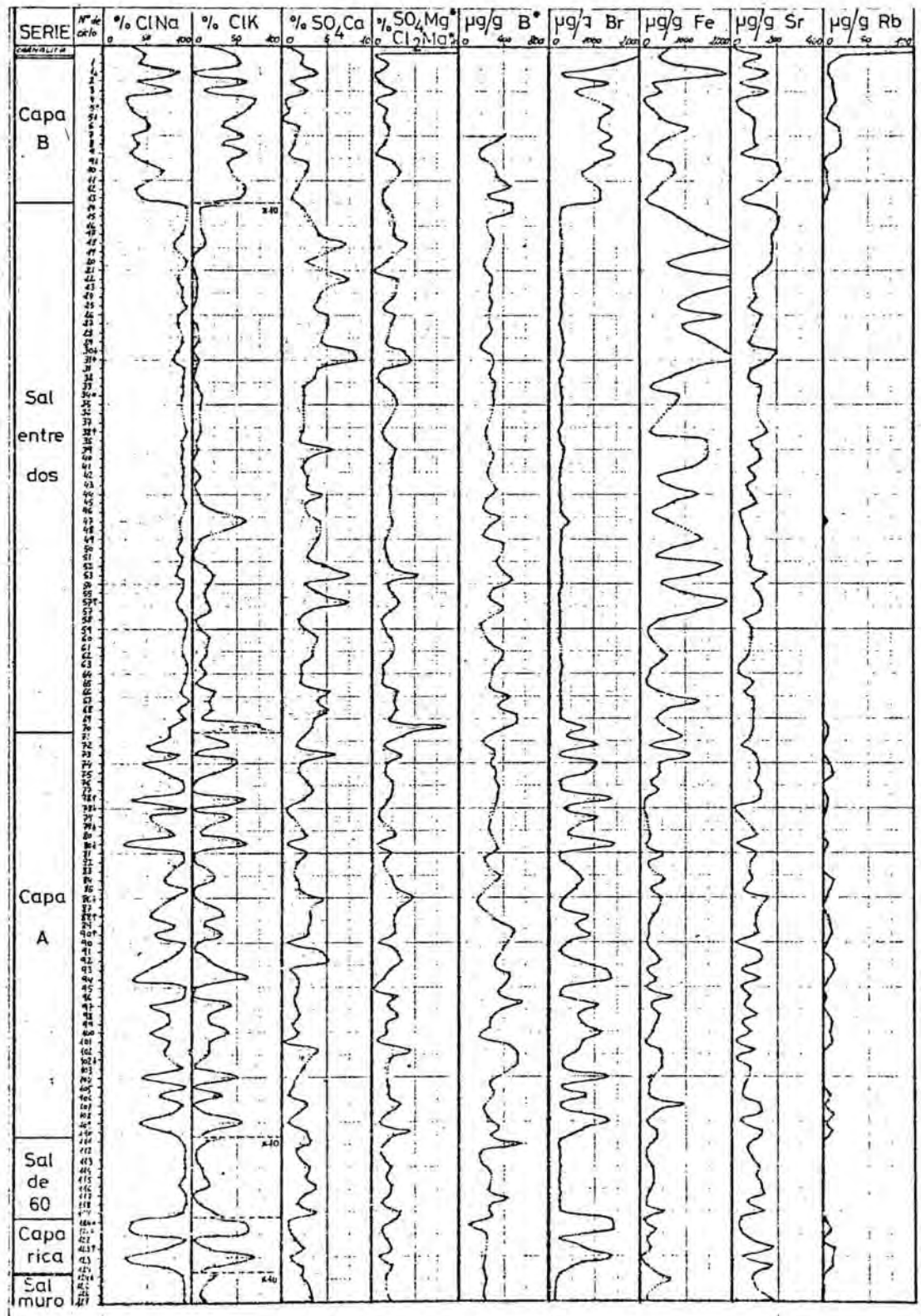
las sales potásicas: del orden de 10 microgramos/g en las silvinitas y de 150 microgramos en las carnalititas. Se observa como coincide el pico correspondiente al ciclo n°47, antes mencionado CON una pequeña cantidad de rubidio, lo que parece confirmar que se trata de silvinita muy dispersa.

El boro es un conocido indicador de salinidad que hemos determinado en las pelitas interestratificadas en la sal. Presenta unos valores promedio de 300 microgramos/g. En su gráfica se aprecia un incremento progresivo en la base de la zona potásica hasta alcanzar un primer máximo en la mitad inferior de la capa A, disminuyendo lentamente para sufrir un brusco incremento en el contacto con la sal intermedia, y una progresiva disminución hasta la base de la capa B donde hay otro fuerte aumento. Las oscilaciones de este elemento deben de atribuirse a variaciones en la salinidad del fondo de la cubeta. Se comprueba como aumenta en los niveles potásicos, si bien presenta la anomalía de la parte inferior de la sal intermedia.

Del conjunto de las gráficas se observa como Ca, Fe y Sr sufren un lento y progresivo incremento a lo largo de la sal "entre dos", hecho que puede explicarse admitiendo unos influjos continentales cada vez más acusados que empiezan a manifestarse al final de la capa A y que son, con seguridad, lo que determinan la terminación de la misma. El boro, por el contrario, muestra un aumento brusco en la base de la sal intermedia y un descenso progresivo en su concentración a lo largo de la misma. Esta aparente contradicción se explica si admitimos que en la base de la sal intermedia hay una brusca llegada de salmueras más concentradas, aunque relativamente empobrecidas en sales potásico magnésicas, y progresivamente más

ricas en calcio y hierro. Ello implica que las salmueras que llegan al fondo de la cubeta a partir de ese momento, son de distinta composición; han sufrido un metamorfismo de salmuera previo a su emplazamiento final, probablemente en las subcubetas periféricas de donde proceden (ver Genesis de yacimiento). No obstante, debemos hacer constar que no hemos observado indicio alguno de incremento de salinidad equivalente, en la gráfica del bromo que, probablemente en este caso, es el criterio más válido.

SERIE TIPO DE LA ZONA DE SILVINITA EFECTUADA EN LA CAMARA C-53 DE SALLENT. SE AÑADE LA VARIACION DE LOS ELEMENTOS GEOQUIMICAMENTE MAS SIGNIFICATIVOS A LO LARGO DE LA MISMA.



[continua]

- * El Mg se expresa en forma de Cl₂Mg.6H₂O en las muestras que contienen carnalita, y en forma de SO₄Mg.2H₂O en las demás.
- * El boro ha sido determinado en la fracción arcillosa de las láminas pelíticas interestratificadas en la sal.

Descripción de las muestras tomadas y localización de las mismas en las explotaciones.-

- MUESTRAS QUE NO FORMAN SERIES NUMEROSAS:

| Nº | Localización | Descripción |
|------|--|--|
| 6930 | Balsareny, en el punto de bifurcación de la galería de transporte con la de servicio (+ 18.13) | Hartsalz anhidrítico de la capa A, color pardo rojizo. |
| 6931 | Balsareny, zona en explotación en mayo de 1970, tajo 3, (+ 28.79) | Halitita bandeada "sal entre dos". |
| 6932 | Balsareny, id. a la anterior. | Silvinita bandeada de la capa A. |
| 6933 | Balsareny, id. a la anterior. | Silvinita capa A algo replegada. |
| 6934 | Balsareny, id a la anterior. | Silvinita capa A finamente laminada, con <u>ci</u> clos halita/silvita. |
| 6935 | Balsareny, inmediatamente junto al pozo principal | Sal de muro con nivel basal oscuro. |
| 6936 | Balsareny, id. a la anterior. | Sal de muro con altermancias claras y oscuras debidas, probablemente a inclusiones <u>só</u> lidas carbonosas. |
| 6937 | Balsareny, id. a la anterior. | Sal de muro blanca, <u>cris</u> talina, deleznable por exfoliación. |
| 6939 | Balsareny, id. a la anterior. | Sal de muro con niveles arcillosos que le proporciona tonalidades <u>os</u> curas. |
| 1.1. | Balsareny, id. a 6931. | Nivel de halitita intercalado en la capa A. |

| Nº | Localización | Descripción |
|--------|---|--|
| 1.4. | Balsareny, id a la anterior. | Silvinita bandeada de la capa A. |
| 1.5. | Balsareny, id. a la anterior. | Carnalitita de techo. |
| 2.3. | Balsareny, id. a 6935. | Sal de muro. |
| 13592 | Sallent, techo de la cámara B. serie X-1. | Carnalitita basal. |
| 13593 | Sallent, serie X-1 en cámara B. | Nivel fino de halitita situado entre capa B y carnalitita. |
| 13594 | Sallent, id. a la anterior. | Sal intermedia superior. |
| 13596 | Sallent, id. a la anterior | Sal intermedia, media. |
| 13597 | Sallent, id. a la anterior. | Sal intermedia inferior. |
| 13598 | Sallent, id. a la anterior. | Parte superior silvinita capa A. |
| 13599 | Sallent, id. a la anterior. | Parte inferior de la silvinita capa A. |
| 13600 | Sallent, id. a la anterior. | Silvinita color rosado en capa rica. |
| 13600' | Sallent, id. a la anterior | Nivel de halitita blanca intercalado en la anterior muestra. |
| 13601 | Sallent, Base de la serie anterior. | Sal "veteada" (parte superior de la sal muro). |
| 13602 | Sallent, serie Circular del volcador, a 10 m. de la galeria 376 | Sal nueva (base sobre la carnalitita). |
| 13603 | Sallent, id. a la anterior. | Carnalitita, segunda capa gruesa empezando por la parte superior. |
| 13603' | Sallent, id. a la anterior. | Nivel salino inmediatamente inferior a la muestra anterior. Halitita blanca. |

| Nº | Localización | Descripción |
|--------|---|--|
| 13604 | Sallent, id. a la anterior. | Carnalítita, 2a. capa empezando por parte superior. |
| 13604' | Sallent, id. a la anterior. | Carnalita y halita mezcladas por boudinage. |
| 13605 | Sallent, id. a la anterior. | Tercer nivel de halitita intercalado en carnalítita, contando desde la parte inferior. |
| 13606 | Sallent, id. a la anterior. | Carnalítita y algo de halita mezcladas por trituración. |
| 13607 | Sallent, id. a la anterior. | Carnalita y halita mezcladas en finas interestratificaciones, junto a la capa B. |
| 13608 | Sallent, galería 376. X-5. | Veta de halita en el interior del estéril X-5. |
| 13609 | Sallent, junto a la sala de bombas. | Zona de recristalización intensa en sal bandeada. |
| 13610 | Sallent, galería 376 X-5. | Muestra del estéril antes mencionado. |
| 13611 | Sallent, base del plano 137 junto a los cargadores de baterías. | Halita recristalizada en nódulos dentro de una zona de disolución. |
| 13612 | Sallent, galerías 376 X-5. | Estéril X-5 en el borde, sigue a muestra 13610. |
| 13613 | Sallent, id. a 13616 | Estéril recristalizado de halita blanca exfoliable. |
| 13614 | Sallent, galería 376 X-5. | Estéril situado entre las capas A y rica. |
| 13615 | Sallent, id. a 13611 | Cristales de halita muy blanca en lentejones de recristalización internos a los estériles. |
| 13616 | Sallent, sin especificar. | Estéril con abundante arcilla intercalada. |

| Nº | Localización | Descripción |
|-------|--|---|
| 13617 | Sallent, galería 376 (con 13618 y 13619) | Muestra tomada en la masa del estéril. |
| 13618 | Sallent, id. a la ante- rior. | Muestra de borde de es- téril, con mezcla de halita y silvita en frag- mentos. |
| 13619 | Sallent, id. a la ante- rior. | Muestra del lecho de sil- vinita (capa A) no afec- tada. |
| 13620 | Sallent, techo cámara B. | Ultimo lecho de silvini- ta (capa B) en contacto con la sal nueva, por boudinage de la carnali- tita. |
| 7198 | Cardona, A galería 1, nivel 920. | Silvinita rosada y blan- ca. |
| 7199 | Cardona, id. a la ante- rior. | Silvinita blanca. |
| 7202 | Cardona, s.n. nivel 920 | Halitita bandeada. |
| 7205 | Cardona, galeria talle- res-comedores, niv. 920 | Halitita bandeada. |
| 7209 | Cardona, m. 3 | Halitita bandeada. |
| 7210 | Cardona, nivel 830, sin especificar. | Mezcla de halita-silvi- ta y, principalmente, carnalita. |
| 7211 | Cardona, nivel 830, en cámara 23. | Silvita, halita y algo de carnalita. |
| 7212 | Cardona, nivel 830, gal. de la cámara 20 a 10 m. de la roza. | Carnalitita. |
| 7213 | Cardona, nivel 830, cá- mara 20. | Silvinita pintada. |
| 7214 | Cardona, id. a la ante- rior. | Silvinita pintada. |
| 7215 | Cardona, gal. a cámara 21, nivel 830, C. | Carnalitita. |
| 7216 | Cardona, nivel 830, cá- mara 23. | Silvinita rosada y blan- ca. |

| Nº | Localización | Descripción |
|------|--|--------------------------|
| 7223 | Cardona, nivel 920, en los comedores. | Halitita de muro. |
| 7229 | Cardona, m.4 | Halitita de muro. |
| 7600 | Balsareny, techo de la explotación en galería. | Carnalitita no alterada. |

- MUESTRAS SERIADAS:

- a) Serie del diapiro de Cardona, efectuada en sal de muro. La serie comienza en San Onofre (en superficie) y acaba en el nivel 930, siguiendo los planos de extracción.

| Nº | Localización | Descripción |
|------|------------------------------|-------------------|
| 7186 | Cardona, cinta A, pulking 3. | Halitita de muro. |
| 7187 | Cardona, c.A, p.4. | " |
| 7188 | Cardona, c.C, p.2. | " |
| 7189 | Cardona, c.A, p.6. | " |
| 7190 | Cardona, c.C, p.6. | " |
| 7191 | Cardona, c.A, p.5. | " |
| 7192 | Cardona, c.A, p.2. | " |
| 7193 | Cardona, c.C, p.5. | " |
| 7194 | Cardona, c.C, p.3. | " |
| 7195 | Cardona, c.C, p.4. | " |
| 7196 | Cardona, c.8, p.4. | " |
| 7197 | Cardona, c.7, p.4. | " |
| 7200 | Cardona, c. 5bis, p.6. | " |
| 7201 | Cardona, c.8, p.2. | " |
| 7203 | Cardona, c. 5 bis, p.2. | " |
| 7204 | Cardona, c.5, p.5. | " |
| 7206 | Cardona, c.8, p.6 | " |
| 7207 | Cardona, c.5bis, p.5. | " |
| 7208 | Cardona, c.7, p.2. | " |
| 7217 | Cardona, c.8, p.3. | " |
| 7218 | Cardona, c.5, p.3. | " |
| 7219 | Cardona, c.7, p.3. | " |
| 7220 | Cardona, c.5, p.4. | " |
| 7221 | Cardona, c.5, p.2. | " |
| 7222 | Cardona, c.7, p.5. | " |
| 7224 | Cardona, c.5bis, p.4. | " |
| 7225 | Cardona, c.5, p.6. | " |
| 7226 | Cardona, c.7, p.6. | " |
| 7227 | Cardona, c.8, p.5. | " |
| 7228 | Cardona, c.5bis, p.3. | " |

b) Serie de las cámaras B y C 53 de Sallent. Se ha efectuado un desmuestre sistemático de todos los ciclos salinos desde la carnalitita de techo hasta la sal de muro.

| Nº | Localización | Descripción |
|------|---|---|
| 7601 | Sallent, plano actual a nuevas explotaciones. | Carnalitita no alterada. |
| 7602 | Sallent, ciclo I. | Carnalitita del techo de la cámara con algo de silvita. |
| 7603 | Sallent, ci.1 . | Nivel halitita fino. |
| 7604 | Sallent, ci.2. | Silvinita capa B. |
| 7605 | Sallent, ci.3. | " |
| 4 | Sallent, ci.4. | " |
| 7606 | Sallent, ci.5 . | " |
| 7607 | Sallent, ci.5 . | " |
| 7608 | Sallent, ci.6. | " |
| 7609 | Sallent, ci.7. | " |
| 7610 | Sallent, ci.8. | " |
| 7611 | Sallent, ci.9. | " |
| 7612 | Sallent, ci.9 . | " |
| 7613 | Sallent, ci.10. | " |
| 7614 | Sallent, ci.11. | " |
| 7615 | Sallent, ci.12. | " |
| 7616 | Sallent, ci.13. | " |
| 14 | Sallent, ci.14. | Halitita bandeada (sal entre dos). |
| 15 | Sallent, ci. 15. | Halitita bandeada (sal entre dos). |
| 7617 | Sallent, ci.17. | " |
| 7618 | Sallent, ci.18. | " |
| 19 | Sallent, ci.19. | " |
| 7619 | Sallent, ci.20. | " |
| 7620 | Sallent, ci.21. | " |
| 7621 | Sallent, ci.22. | " |
| 7622 | Sallent, ci.23. | " |
| 7623 | Sallent, ci.24. | " |
| 7624 | Sallent, ci.25. | " |
| 7625 | Sallent, ci.26. | " |
| 7626 | Sallent, ci.27. | " |
| 7627 | Sallent, ci.29. | " |
| 7628 | Sallent, ci.30. | " |
| 7629 | Sallent, ci.30 . | " |
| 7630 | Sallent, ci.31 . | " |
| 7631 | Sallent, ci.31. | " |
| 7632 | Sallent, ci.32. | " |
| 33 | Sallent, ci.33. | " |
| 34* | Sallent, ci.34*. | " |
| 7633 | Sallent, ci.38. | " |
| 38 | Sallent, ci.38. | " |

| Nº | Localización | Descripción |
|-------|--------------------|------------------------------------|
| 38bis | Sallent, ci.38bis. | Halitita bandeada (sal entre dos). |
| 7634 | Sallent, ci.39. | " |
| 7635 | Sallent, ci.40. | " |
| 7636 | Sallent, ci.41. | " |
| 7637 | Sallent, ci.42. | " |
| 7638 | Sallent, ci.43. | " |
| 7639 | Sallent, ci.44. | " |
| 7640 | Sallent, ci.45. | " |
| 46 | Sallent, ci.46. | " |
| 7641 | Sallent, ci.47. | " |
| 49 | Sallent, ci.49. | " |
| 50 | Sallent, ci.50. | " |
| 50* | Sallent, ci.50*. | " |
| 51 | Sallent, ci.51. | " |
| 52 | Sallent, ci.52. | " |
| 7642 | Sallent, ci.53. | " |
| 7643 | Sallent, ci.54. | " |
| 55 | Sallent, ci.55. | " |
| 7644 | Sallent, ci.57. | " |
| 7645 | Sallent, ci.57. | " |
| 7646 | Sallent, ci.58. | " |
| 7647 | Sallent, ci.59. | " |
| 7648 | Sallent, ci.60. | " |
| 7649 | Sallent, ci.61. | " |
| 7650 | Sallent, ci.62. | " |
| 63 | Sallent, ci.63. | " |
| 64 | Sallent, ci.64. | " |
| 65 | Sallent, ci.65. | " |
| 65* | Sallent, ci.65*. | " |
| 66 | Sallent, ci.66. | " |
| 7651 | Sallent, ci.67. | " |
| 7652 | Sallent, ci.68. | " |
| 7653 | Sallent, ci.69. | " |
| 7654 | Sallent, ci.70. | Silvinita bandeada capa A. |
| 7655 | Sallent, ci.71. | " |
| 7656 | Sallent, ci.72. | " |
| 7657 | Sallent, ci.73. | Halitita intercalada capa A. |
| 7658 | Sallent, ci.74 | Silvinita bandeada capa A. |
| 7659 | Sallent, ci.75 | " |
| 7660 | Sallent, ci.76 | Halitita intercalada capa A. |
| 7661 | Sallent, ci.77. | " |

| Nº | Localización | Descripción |
|------|------------------|---|
| 7662 | Sallent, ci.78 . | Silvinita bandeada capa A. |
| 78 | Sallent, ci.78. | Halitita intercalada capa A. |
| 79 | Sallent, ci.79. | Silvinita bandeada capa A. |
| 7663 | Sallent, ci.79 . | " |
| 80 | Sallent, ci.80. | " |
| 7664 | Sallent, ci.80 . | " |
| 7665 | Sallent, ci.81. | Halitita intercalada. |
| 7666 | Sallent, ci.82. | " |
| 7667 | Sallent, ci.84. | Silvinita bandeada capa A. |
| 7668 | Sallent, ci.85. | Halitita intercalada. |
| 86 | Sallent, ci.86. | " |
| 88 | Sallent, ci.88. | Silvinita capa A. |
| 89 | Sallent, ci.89. | " |
| 90 | Sallent, ci.90. | " |
| 90 | Sallent, ci.90. | " |
| 7669 | Sallent, ci.91. | Halitita intercalada <u>ca</u> pa A. |
| 92 | Sallent, ci.92. | Silvinita bandeada capa A. |
| 93 | Sallent, ci.93. | Halitita intercalada. |
| 7670 | Sallent, ci.93. | Silvinita bandeada capa A. |
| 7671 | Sallent, ci.94. | Halitita intercalada. |
| 94 | Sallent, ci.94. | Silvinita bandeada capa A. |
| 7672 | Sallent, ci.95. | Halitita intercalada. |
| 7673 | Sallent, ci.96. | " |
| 7674 | Sallent, ci.97. | Silvinita bandeada capa A. |
| 98 | Sallent, ci.98. | " |
| 99 | Sallent, ci.99. | " |
| 7675 | Sallent, ci.100. | " |
| 101 | Sallent, ci.101. | Silvinita capa A. |
| 102 | Sallent, ci.102. | " |
| 103 | Sallent, ci.103. | Halitita intercalada. |
| 104 | Sallent, ci.104. | Silvinita bandeada capa A. |
| 105 | Sallent, ci.105. | Halitita intercalada. |
| 7676 | Sallent, ci.106. | Silvinita bandeada capa A. |

| Nº | Localización | Descripción |
|------|-------------------|-------------------------------|
| 7677 | Sallent, ci.107. | Halitita intercalada. |
| 7678 | Sallent, ci.108. | Silvinita bandeada capa A. |
| 109 | Sallent, ci.109. | " |
| 7679 | Sallent, ci.110. | " |
| 111 | Sallent, ci.111. | Halitita bandeada (sal de 60) |
| 112 | Sallent, ci.112. | " |
| 113 | Sallent, ci.113. | " |
| 114 | Sallent, ci.114. | " |
| 115 | Sallent, ci.115. | " |
| 116 | Sallent, ci.116. | " |
| 117 | Sallent, ci.117. | " |
| 117* | Sallent, ci.117*. | " |
| 118 | Sallent, ci.118. | " |
| 7680 | Sallent, ci.119. | " |
| 120* | Sallent, ci.120. | Silvinita bandeada capa rica. |
| 121 | Sallent, ci.121. | " |
| 7692 | Sallent, ci.122. | Halitita intercalada. |
| 7693 | Sallent, ci.123. | Silvinita bandeada capa rica. |
| 123. | Sallent, ci.123. | " |
| 124 | Sallent, ci.124. | " |
| 124 | Sallent, ci.124. | Halitita muro (veteada). |
| 127 | Sallent, ci.127. | " |
| 131 | Sallent, ci.131. | " |

- MUESTRAS RECOGIDAS EN YACIMIENTOS EXTRANJEROS:

a) Mine Amelie (Mulhouse, Alto Rhin, Francia).-

| | | |
|------|----------------------|---|
| 7805 | Amelie (Mulhouse) m4 | Banco B2, Anhidrita basal en el techo del intercalar margoso "a". |
| 7806 | Amelie, m8 | Banco M I. Anhidrita del techo del intercalar c. inferior. |
| 7807 | Amelie, m/ | Banco margoso en el muro de la capa inferior. Anhidrita intermedia. |
| 7808 | Amelie, m7b.s | Id. al anterior (parte margosa principalmente). |
| 7809 | Amelie, m. | Techo del banco C1 (Drapeau). |

| Nº | Localización | Descripción |
|------|--------------|---|
| 7810 | Amelie, m2 | Banco Bl. Estrato inferior de silvinita. |
| 7811 | Amelie, m3 | Banco A, estrato de silvinita nº 5 (silvinita anhidrita). |
| 7812 | Amelie, m6 | Silvinita anaranjada nº 4 (cristalización grosera). |
| 7840 | Amelie, m5 | Sal gema fibrosa en intercalar "a". |

b) Werk Salzdettfurth (S. Hannover, R.D.A.)

| | | |
|------|---|---------------------|
| 7813 | Salzdettfurth, Tonmineral Na 3μ | (color amarillo). |
| 7814 | Salzdettfurth, " | (color rojo oscuro) |
| 7815 | Salzdettfurth, " | (Tonlinien). |
| 7816 | Salzdettfurth | Pegmatitanhidrit A4 |
| 7817 | Salzdettfurth, 3xStassfurth Hartsalz K2H, Q.I. nº 5, | 754.5 m. |
| 7818 | Salzdettfurth, Banksalz Na 3δ | |
| 7819 | Salzdettfurth, Rotersalztou T 4 Querschlag I nº 5 | 754.5 m. |
| 7820 | Salzdettfurth, m.11, sal gema y silvinita, Q.I. Sur | 754.5 m. |
| 7821 | Salzdettfurth, m.10, Alteres steinsalz Na 2. | |
| 7822 | Salzdettfurth, m.13. Taudersalz Na 3ε. | |
| 7823 | Salzdettfurth, m.12, Buntersalz x2 Na 3ζ . | |
| 7824 | Salzdettfurth, m.5, Stassfurth carnallitit K 2 C. | |
| 7825 | Salzdettfurth, m.9, Orangeaugen salz Na 3γ . | |
| 7826 | Salzdettfurth, m.8, Stassfurth carnallitit K 2 C. | |
| 7827 | Salzdettfurth, m.6, 2xStassfurth carnallitit (carnalita, kieserita, silvinita, "hartsalz"). | |
| 7828 | Salzdettfurth, m.4, carnalitita amarillo verdosa. | |
| 7829 | Salzdettfurth, hartsalz langbeinítico. Abban 342-343. 5 teibhohle. | |
| 7830 | Salzdettfurth, Anhidritmittelsalz Na 3η (poca anhidrita). | |
| 7831 | Salzdettfurth, Anhidritmittelsalz Na 3η (muchas anhidrita). | |

c) Hildesheim (Werra, S. Kassel, R.F.A.).

| | |
|------|---|
| 7832 | Hildesheim, Trummern carnallitit kalifloz Thuringen (K 1 Th). |
| 7833 | Hildesheim, Carnallitit kalifloz Thuringen (K 1 Th). |
| 7834 | Hildesheim, Carnalitita blanca kalifloz Hessen (K 1 H). |
| 7835 | Hildesheim, Werra Anhidrit A 1 (Heinebach). |

| | |
|------|--|
| 7836 | Hildesheim, Hartsalz kalifloz Hessen (K l H). |
| 7837 | Hildesheim, silvinita blanca, kalifloz Hessen (KlH). |
| 7838 | Hildesheim, umwandlungssylvinit kal. Hessen (K l H) |
| 7839 | Hildesheim, carnalitita (sin especificar). |

GENESIS DEL YACIMIENTO Y CONCLUSIONES.-

GENESIS DE YACIMIENTOS.-

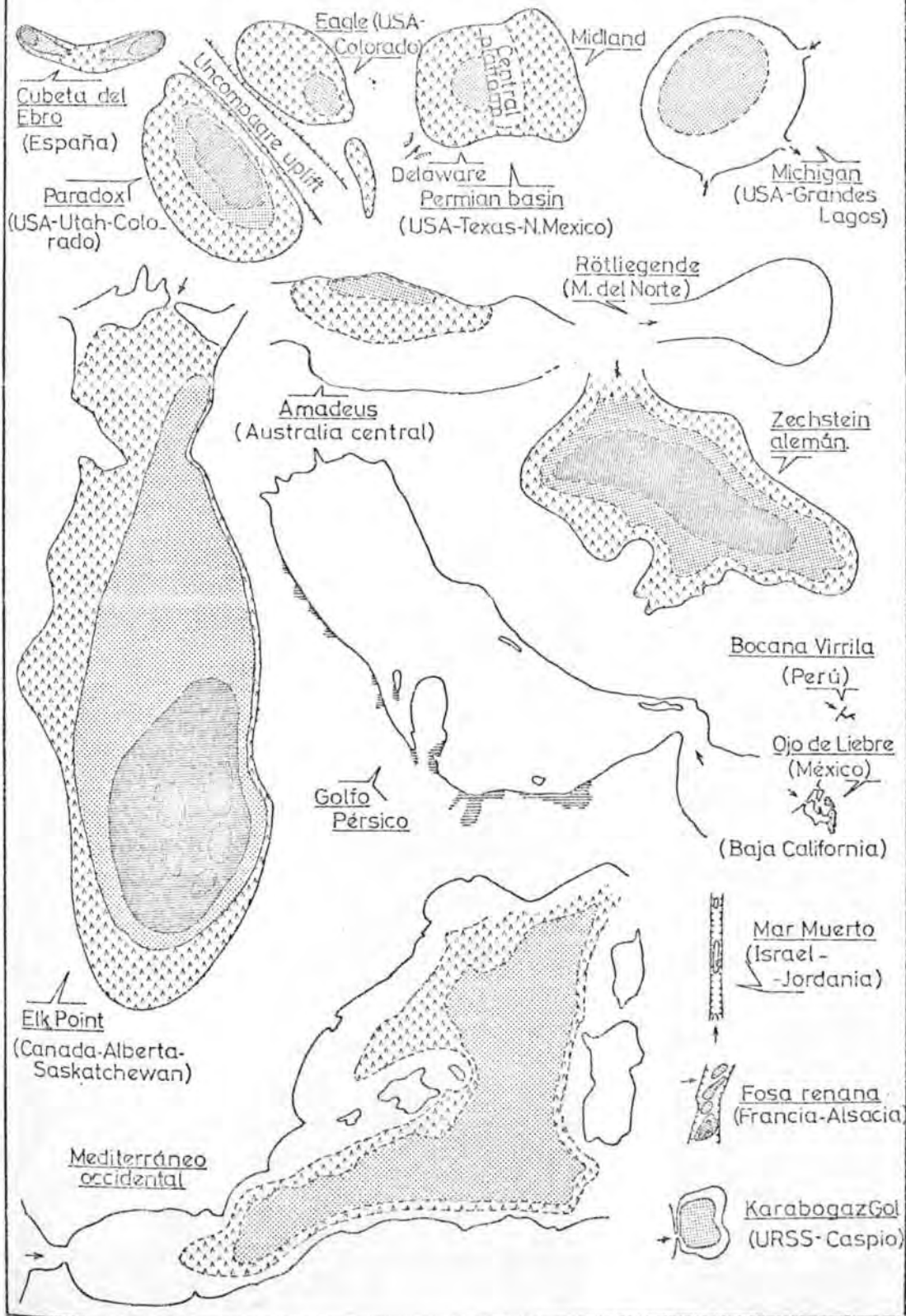
Para explicar la formación de los depósitos evaporíticos se ha recurrido a dos modelos*: a) la cubeta somera ("shallow-water model", tipo salina) de escasa profundidad, configurada por una bahía o lagoon (en el sentido de albufera) litorales y b) la cubeta profunda, de algunos centenares, e incluso millares, de metros ("deep-water model").

Las características más importantes de la primera son:

1. Clima normalmente muy árido.
2. Espesor de la capa acuosa entre los pocos centímetros y las pocas decenas de metros.
3. Exposiciones temporales a la intemperie del fondo de la cubeta. Frecuentes cambios de facies.

(*). Debemos hacer constar que la división en "deep" y "Shallow" que utilizamos no implica referencia a profundidades mayores o menores de 200 metros, en el sentido de cubeta batial o nerítica, como utilizan muchos autores (Kukul, 1971); sino que indica cada uno de los dos modelos cuyas características se exponen y que son de utilidad para explicar la deposición evaporítica.

CUADRO COMPARATIVO DE DIVERSAS CUBETAS EVAPORITICAS MARINAS Escala : 1:10000000



10 R



FIGURE 1. Generalized map of Karabogaz-Gol

1 - ancient coastal shells and terraces; 2 - generalized 1930 boundary of brines; 3 - generalized 1956 brine boundary; 4 - exposed part of the upper salt layer; 5 - surface salt layer below the brines; 6 - gypsiferous saline (dry); 7 - 1956 saline (moist); 8 - dry salines; 9 - generalized 1956 boundary of Caspian waters; 10 - generalized 1930 boundary of Caspian waters; 11 - exploration boreholes; 12 - 195-1935; 13 - 1924; 14 - 1951.



Fig. 1. Karabogaz-Gol in Late Pliocene and Bakinian times (after Leon'tev, with modifications and additions by Dzents-Litovskii). 1) Hypothetical shoreline during maximal Akchagylian transgression, 2) shore and depositional shore forms in the field area region during Late Akchagylian time, 3) shore of the Bakinian sea (teeth indicate abraded segments of the shore). 4) large hypothetical Karyn-Zharik stream with its tributaries.



Fig. 2. Karabogaz-Gol in Late Khazarian time (after Leon'tev, with modifications and additions by Dzents-Litovskii). 1) Shore of the Late Khazarian sea (teeth indicate abraded segments), 2) Late Khazarian bar at entrance to gulf and assumed buried depositional terrace, 3) transverse drift of detritus, 4) present shoreline, 5) shoreline slides.



Fig. 3. Karabogaz-Gol in Early Khvalynian time (after Leon'tev). 1) Shoreline of the gulf in Early Khvalynian time (teeth indicate abraded shore), 2) shore line depositional features of Early Khvalynian time, 3) longitudinal shifting of detritus, 4) transverse shifting of detritus.

IZVESTIYA AKAD. NAUK SSSR. SER. GEOL.

| Age | Generalized lithologic section | Thickness in m | Rock description |
|------|--|----------------|--|
| 0.00 | + 3 0 0 + 3 0 0 | 1.5 | Salts of layer I: halite (+), opsonite (o), astrakhanite (a) |
| 0.00 | 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 | 4.0 | Gypsiferous oozes with a fossil fauna. |
| 0.00 | 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 | 7.0 | Gypsiferous sands |
| 0.00 | + 2 + 2 2 + 2 + 2 + 2 2 + 2 2 + 2 2 + 2 2 + 2 2 + 2 | 10.0 | Salts of buried layer II: halite (+), glauberite (g) |
| 0.00 | 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 | 6.0 | Oozes with gypsiferous sands |
| 0.00 | 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 | 8.0 | Gypsiferous oozes |
| 0.00 | + 2 0 0 0 + 2 0 2 0 + 0 + 2 0 0 | 5.0 | Salt of buried layer III: halite (+), astrakhanite (a), glauberite (g) |
| 0.00 | 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 | 6.0 | Oozes with mostly gypsum |
| 0.00 | + 2 0 0 0 + 2 0 2 0 + 0 + 2 0 0 | 3.0 | Salts of buried layer IV: halite (+), glauberite (g), astrakhanite (a) |
| 0.00 | 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 | | Oozes with mostly gypsum |
| 0.00 | 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 | | Calcareous oozes and clays |
| 0.00 | 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 | | Oligocene clays |

FIGURE 3. Generalized lithologic section of bottom sediments at the northwestern shore of Karabogaz-Gol. From data by the Karabogaz geologic exploration party of the All-Union Institute of Geology.

MODERN EVAPORITE DEPOSITION IN PERU

2471

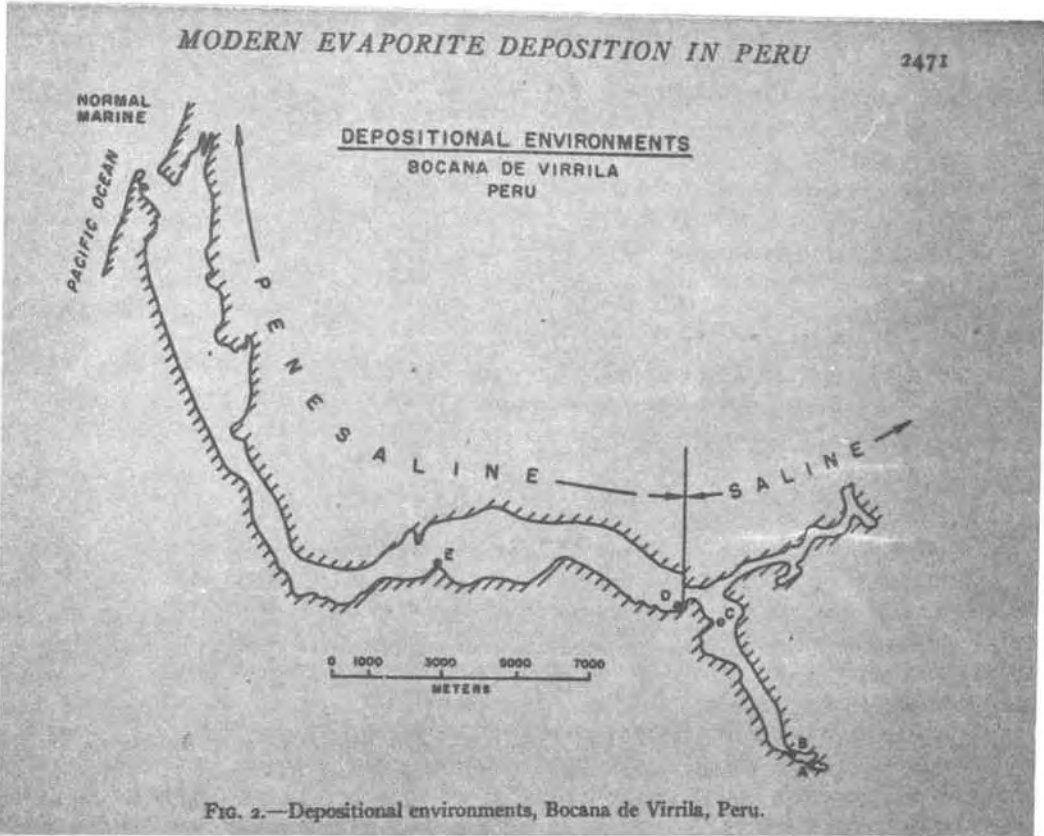


FIG. 2.—Depositional environments, Bocana de Virrila, Peru.

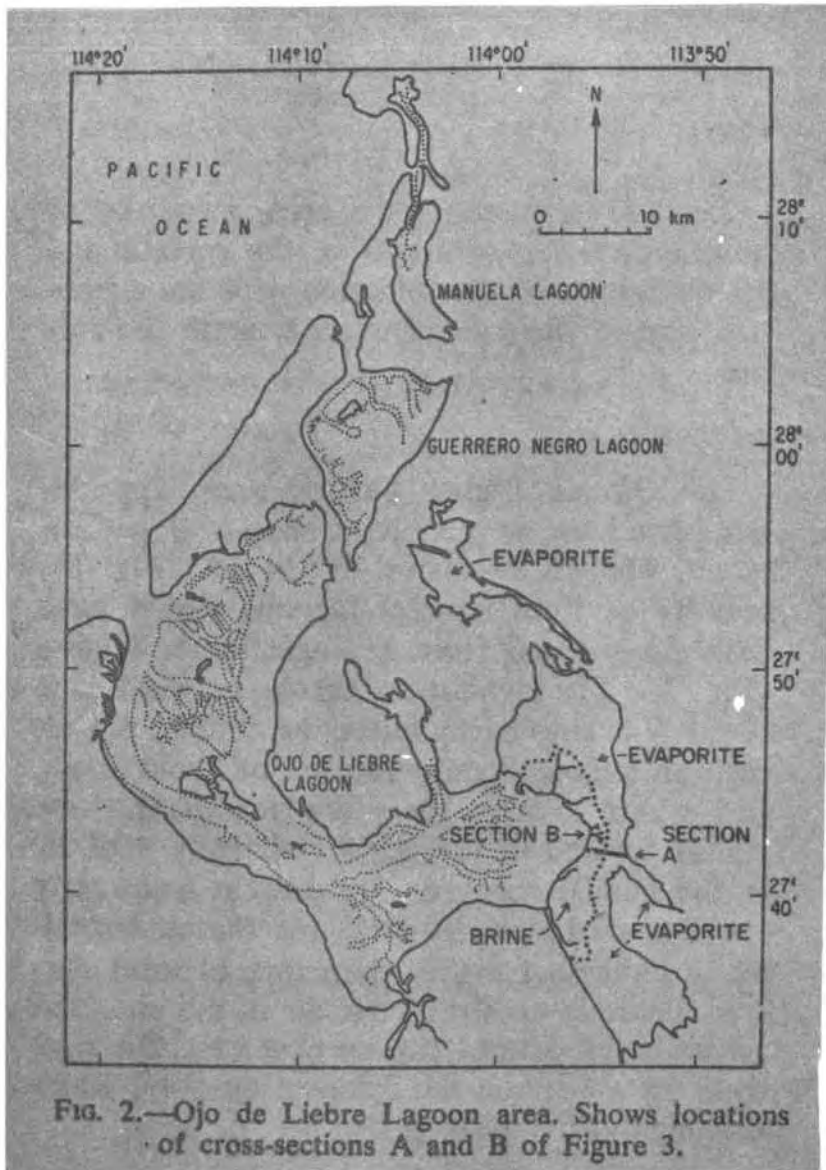


FIG. 2.—Ojo de Liebre Lagoon area. Shows locations of cross-sections A and B of Figure 3.

4. Tipo de precipitado: Fundamentalmente carbonatos y sulfatos, aunque también cloruros.
5. Ritmo de deposición elevado (15 cm./año).
6. Se calcula una fuerte subsidencia compensatoria. Para explicar los grandes depósitos evaporíticos es necesario un ritmo de subsidencia 500 veces superior a los actualmente observados en zonas geosinclinales (Schmalz, 1969).
7. Perturbaciones en el fondo hasta niveles del orden de 20 metros, o más, causadas por el oleaje. Ambientes relativamente oxigenados.

En cambio, las principales características del modelo "deep" son:

1. Clima árido.
2. Espesor de la capa acuosa de centenas a millares de metros, siendo útil el modelo tanto para una cubeta tipo fiordo, como para otra de las dimensiones del Mar Mediterráneo.
3. No hay exposiciones a la intemperie del fondo de la cubeta durante la sedimentación evaporítica. Gran continuidad en las facies.
4. Los precipitados son, predominantemente cloruros, aunque también, como es lógico, sulfatos y carbonatos.
5. Ritmo de deposición n de varios centímetros al año.
6. No es necesaria la subsidencia (aunque esta pueda existir) y el espesor total de las sales depende de la profundidad de la cubeta preexistente. Si no hay destrucción de la misma, ambos valores prácticamente coinciden.
7. Las perturbaciones en el fondo son prácticamente nulas, ya que no afecta el oleaje en absoluto, siendo el ambiente reductor. Se origina una salmuera de fondo que queda atrapada y forma una masa de agua de distintas propiedades físicas que la superficial (densidad, salinidad) separada de ésta por una picnoclina.

En las tres siguientes láminas se exponen una serie de gráficos recopilados de la bibliografía, referentes a las características del modelo "deep basin".

En la segunda de ellas se observa la posible evolución de un "deep basin" (Schmalz, 1969) en la que se ponen de manifiesto tres posibles estadios terminales.

En la tercera se exponen los modelos deposicionales propuestos por Hite (1970) para las evaporitas de Paradox, según fases transgresivas y regresivas alternas.

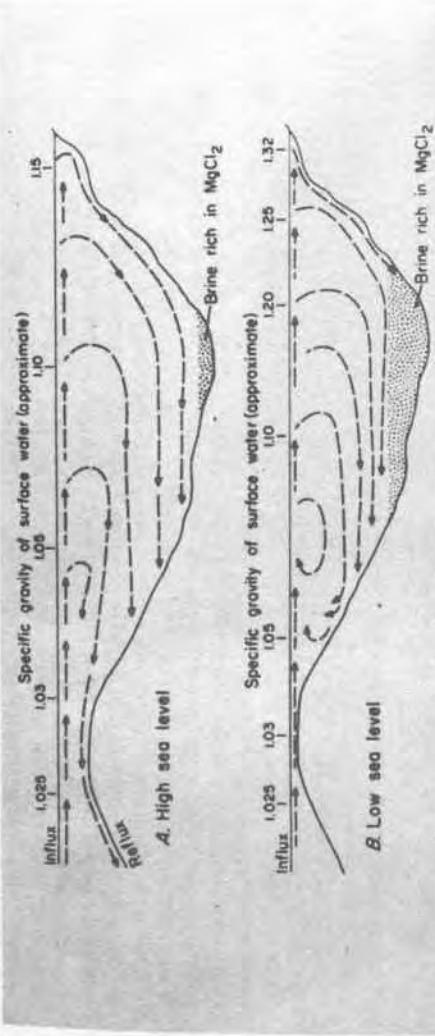
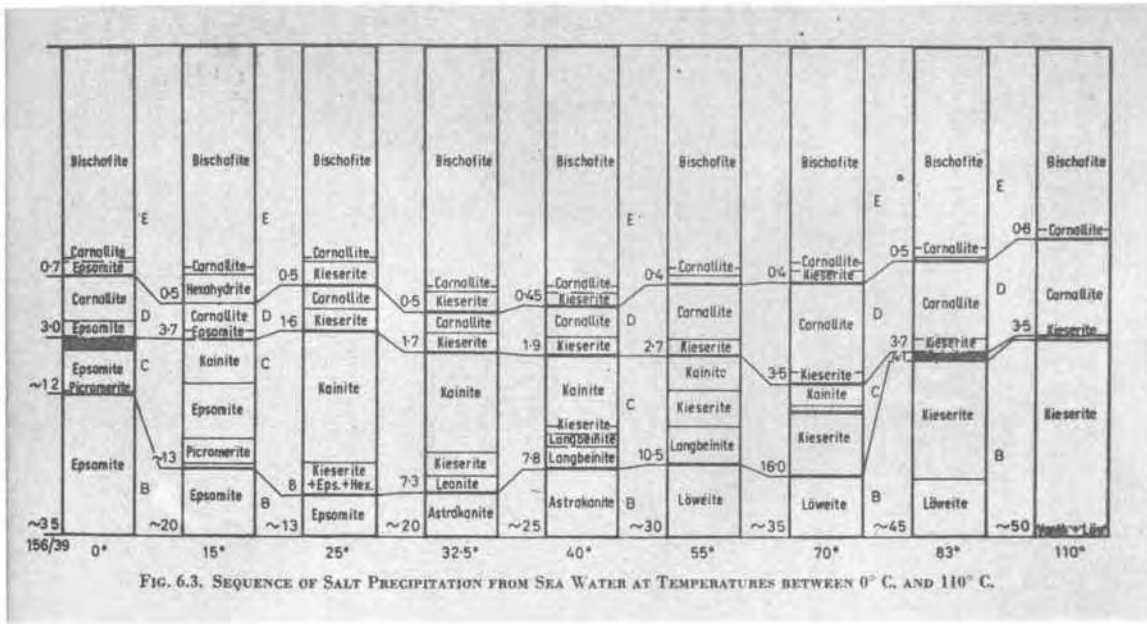


FIG. 7.—Diagrammatic cross sections of basin showing effects of sea level on influx and refluxing currents and formation of stratified brine layers. Movement of currents shown by dashed arrows. A. High sea level. B. Low sea level.

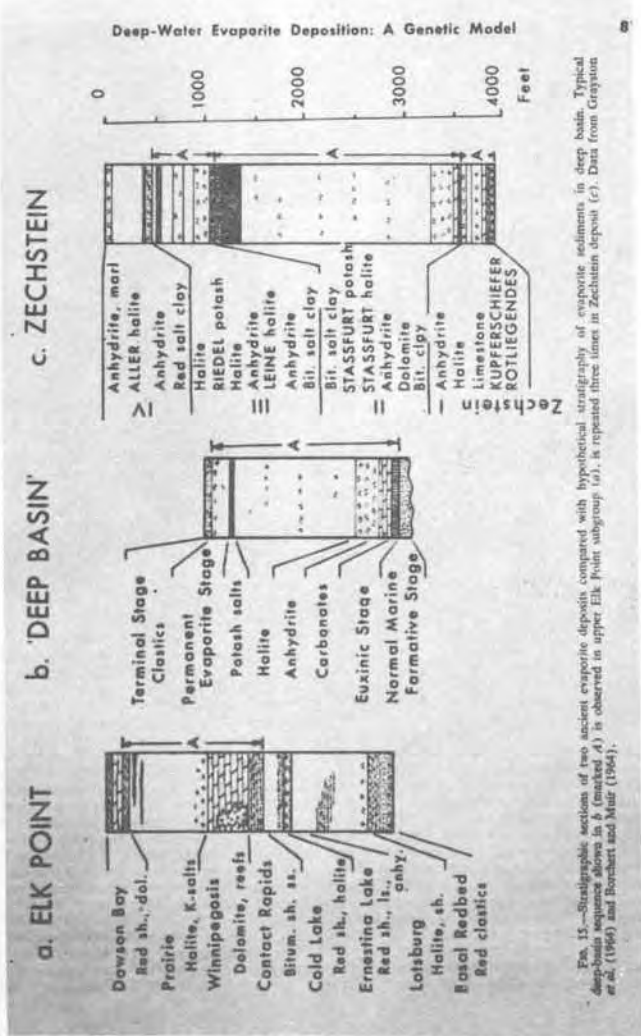


FIG. 15.—Stratigraphic sections of two ancient evaporite deposits compared with hypothetical stratigraphy of evaporite sediments in deep basin. Typical deep-basin sequence shown in b (modified). A is observed in upper Elk Point subgroup (a), is repeated three times in Zechstein deposit (c). Data from Grayson et al. (1965) and Borner and Muir (1964).

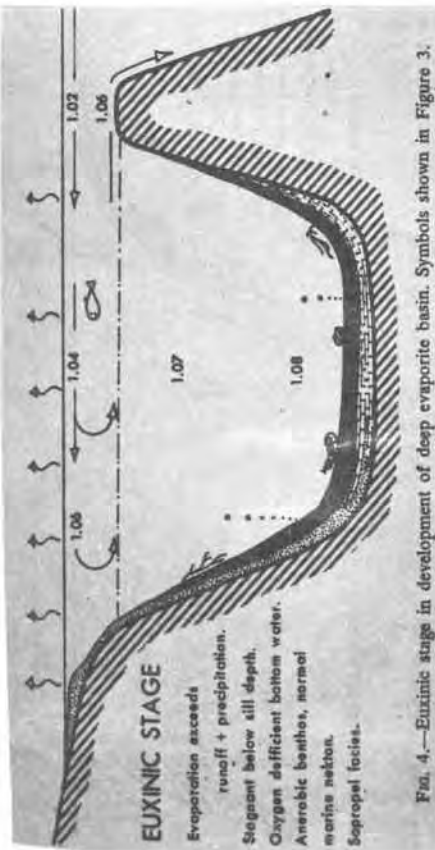


FIG. 4.—Euxinic stage in development of deep evaporite basin. Symbols shown in Figure 3.

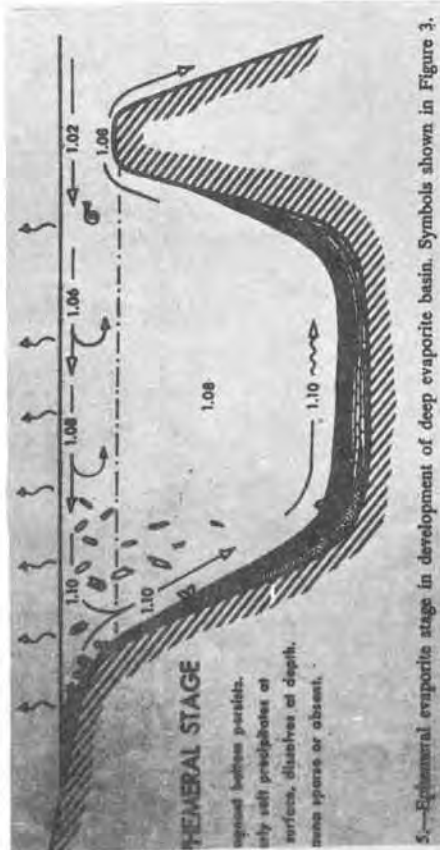


FIG. 5.—Ephemeral evaporite stage in development of deep evaporite basin. Symbols shown in Figure 3.

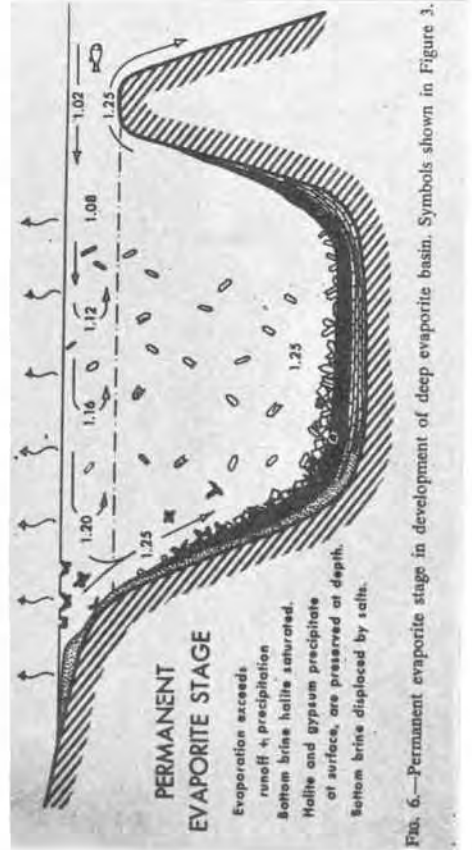


FIG. 6.—Permanent evaporite stage in development of deep evaporite basin. Symbols shown in Figure 3.

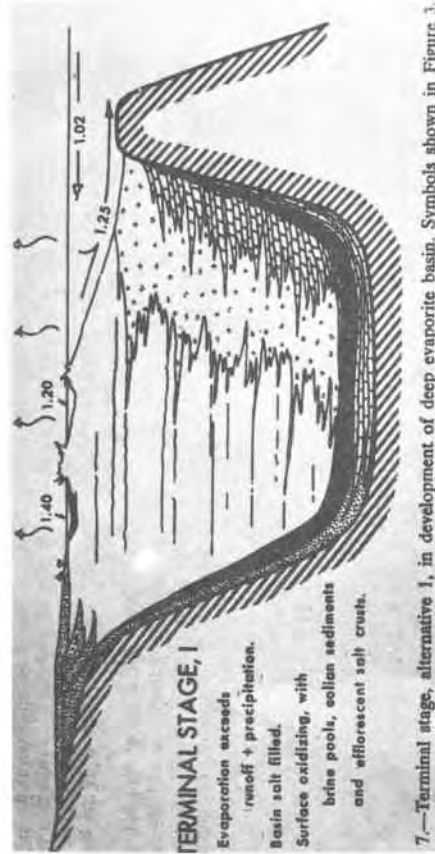


FIG. 7.—Terminal stage, alternative 1, in development of deep evaporite basin. Symbols shown in Figure 3.

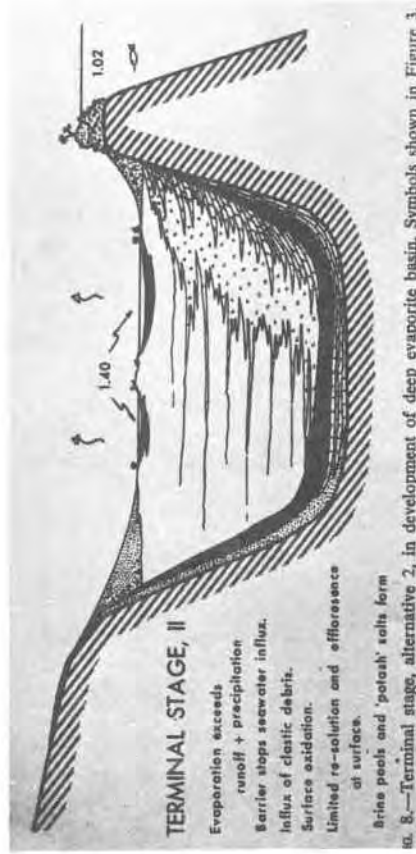


FIG. 8.—Terminal stage, alternative 2, in development of deep evaporite basin. Symbols shown in Figure 3.

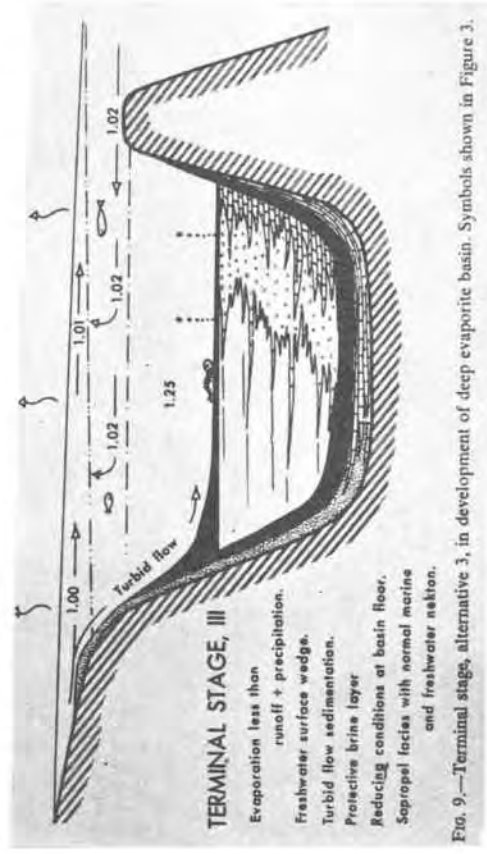
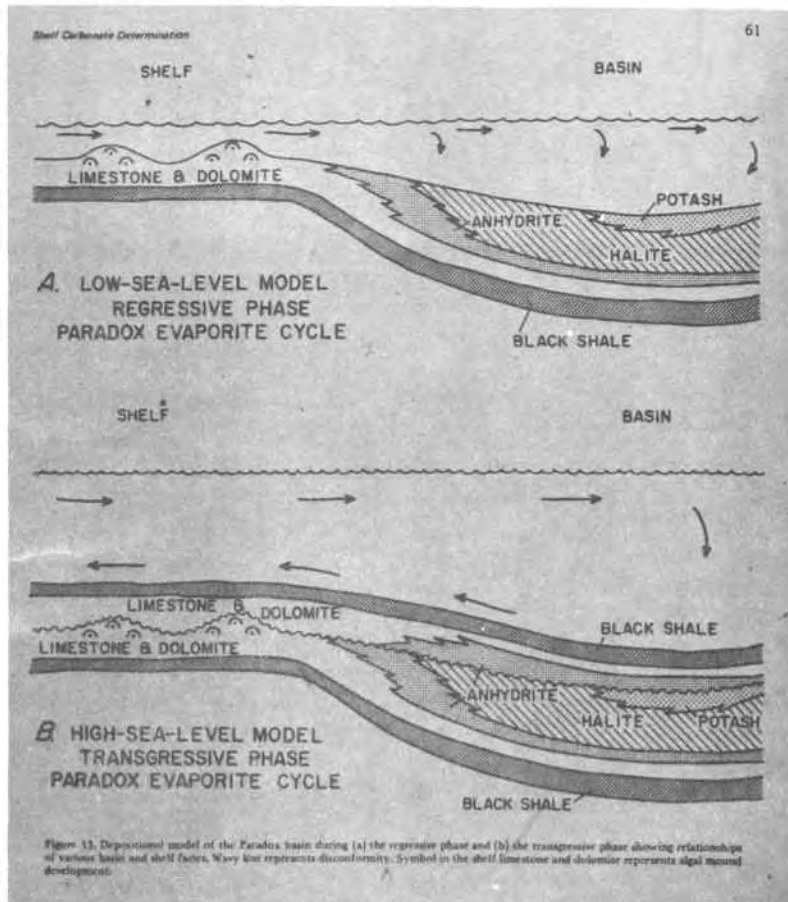
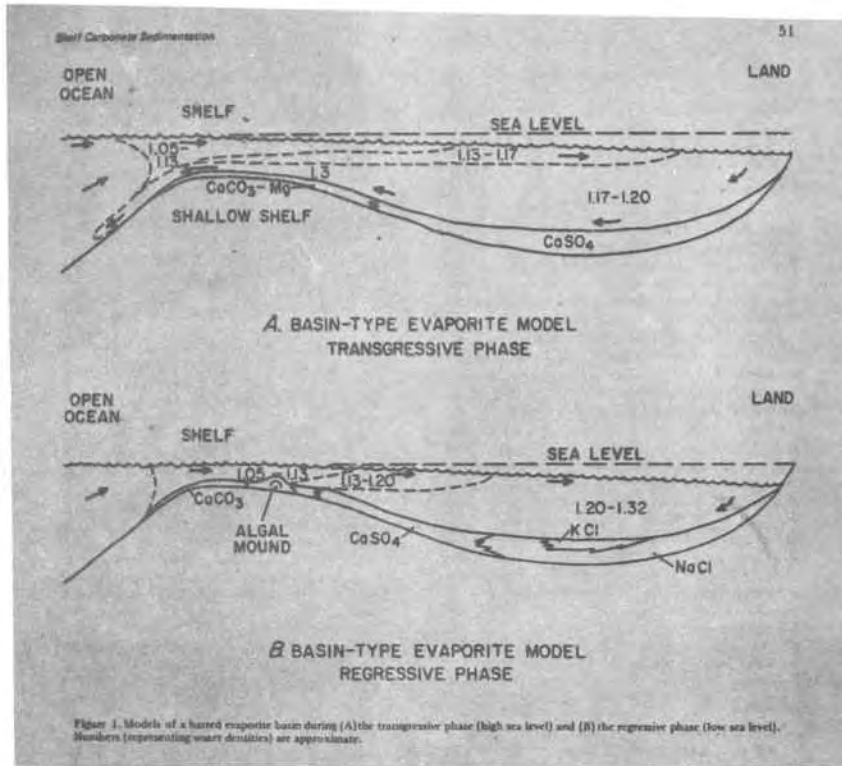


FIG. 9.—Terminal stage, alternative 3, in development of deep evaporite basin. Symbols shown in Figure 3.



Ambos modelos pretenden explicar los depósitos evaporíticos fósiles en general y existe una verdadera controversia al respecto. No obstante, entendemos que los mayores y más importantes depósitos evaporíticos son más fácilmente asimilables al modelo "deep" (Pannekoek, A.J., 1965; Sloss, 1969; Goldsmith, L.H., 1969; Schmalz, 1969), ya que presentan una serie de características inequívocas, que no pueden ser explicadas por la hipótesis "shallow". Estas características son, fundamentalmente:

- a) El hecho de que las cubetas evaporíticas estén asociadas, en muchos casos, a barreras de arrecifes es un argumento en contra del modelo somero ya que los organismos vivos de los arrecifes no podrían vivir en un ambiente supersalino, hecho que se soslaya en las cubetas profundas al existir condiciones de saturación solamente hasta un cierto nivel (picnoclina) por encima del cual las condiciones de salinidad serían prácticamente similares a las del agua marina normal.

- b) El ritmo de precipitación salina es muy superior al de cualquier tipo de subsidencia que pueda imaginarse para estas cubetas. Por tanto, los depósitos evaporíticos de tipo profundo se han originado en lugares con características morfoestructurales ya existentes antes del comienzo de la sedimentación evaporítica.

- c) Los sedimentos detríticos intercalados en las evaporitas (arcillas euxínicas) presentan evidencias de que han sedimentado en ambiente "deep" (condiciones reductoras, sedimentos de tamaño pelita, gran uniformidad en el espesor de las láminas).

- d) Las láminas de sal se conservan perfectamente a lo largo de muchos kilómetros sin mostrar alteraciones morfológicas o geoquímicas, lo que hace pensar en un am-

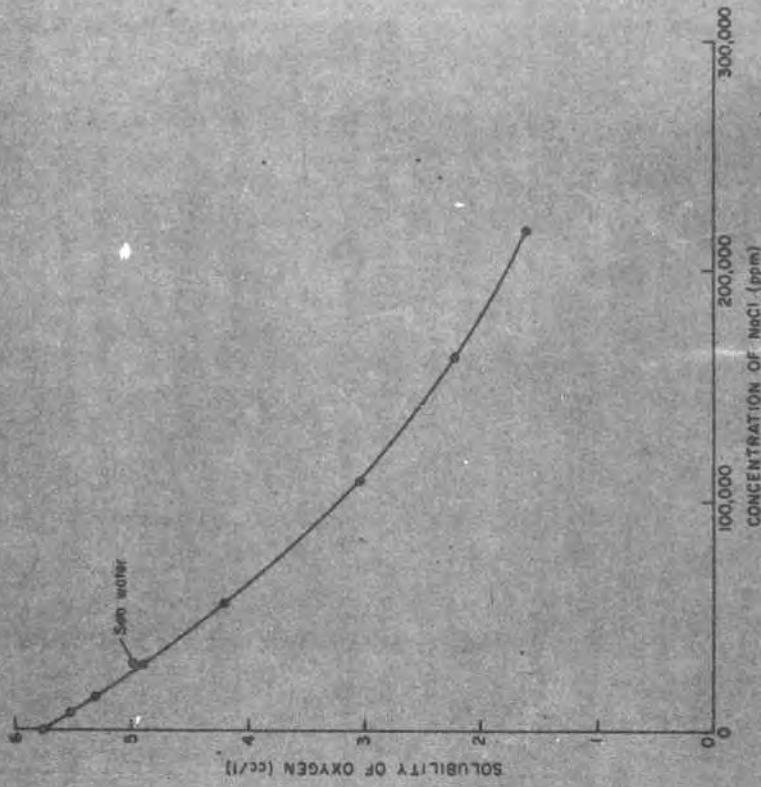


Figure 2. Solubility of oxygen in sodium chloride solutions at 25°C. Data from MacArthur (1916) and Geffcken (1904).

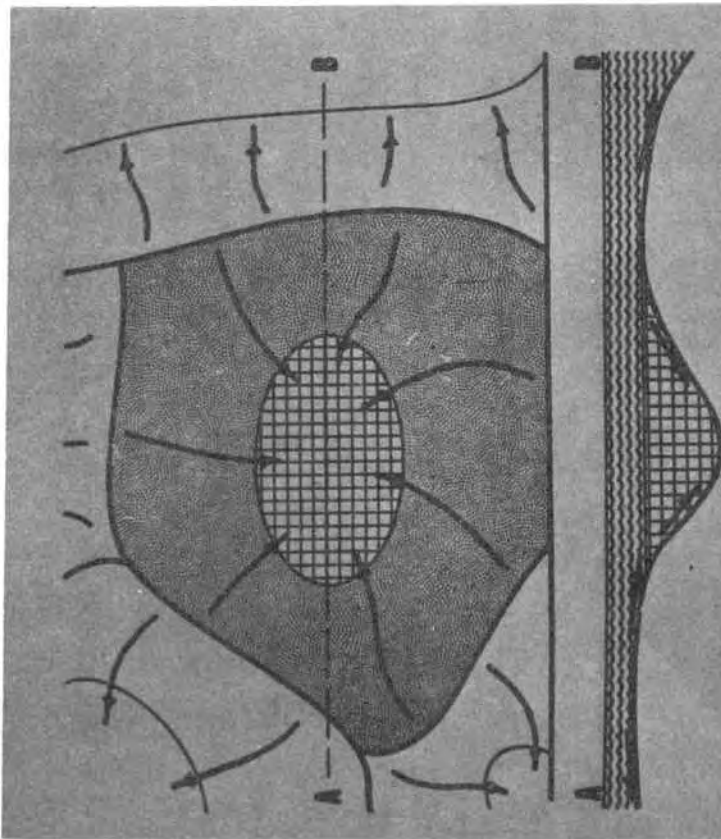


FIG. 7.—Plan and cross section of brine drainage and storage system. Brine-drainage directions (arrows) and area (shaded) defined by divides separating adjacent cratonic basins and open sea (right). Brine storage in basin interior indicated by cross-hatch.

biente relativamente profundo y muy tranquilo, afectado tan solo por las oscilaciones climáticas estacionales, debido a los aportes de salmueras de zonas más elevadas.

- e) El hecho de que se observen "hopper crystal" que han precipitado desde la superficie de la cubeta parece contradecir en principio la existencia de una salmuera estratificada por densidad en el fondo. Sin embargo, Sloss (1969) ha demostrado la posibilidad de que la salmuera de fondo quede expuesta a la evaporación en superficie, ya sea debido a desequilibrios en la picnoclina con afloramiento al exterior de la misma (debido, por ejemplo, a la acción de vientos dominantes), ya a la existencia de seixas localizadas en la picnoclina, de gran amplitud y periodo. Hutchinson (1966) ha citado en el lago Baikal este tipo de fenómeno, observando periodos de 30 a 40 días y amplitudes superiores a los 150 m.

El mismo Sloss opina que los grandes depósitos evaporíticos marinos fósiles, pueden no estar formados por cubetas sencillas sino por cubetas complejas cuya topografía submarina condiciona la acumulación de salmueras en los lugares más profundos. En dichas zonas es donde se alcanzaría mayor concentración por la salmuera de fondo y podrían precipitar las sales potásico-magnésicas, mientras que en las partes relativamente más elevadas la precipitación sería menor, no llegando a formarse las sales más solubles. Este complejo podría funcionar de modo similar a las cuencas fluviales, acumulándose en el fondo de cada cubeta las salmueras que drenan hacia ella.

En el caso de los yacimientos catalanes creemos que el modelo "deap" (de Schmalz, 1969) es el más adecuado, ya que encontramos las evidencias claras: a) la persistencia de la laminación salina durante muchos kilómetros sin sufrir perturbaciones sinsedimentarias (disoluciones inten

La siguiente lámina muestra la génesis de los "hopper crystals".

En la parte superior izquierda se observa el modo de crecimiento de estos cristales en la superficie, hasta que rompen el equilibrio tensión superficial - peso del cristal. Esta foto, así como la superior derecha han sido tomadas de trabajos de Dellwig (ver Dellwig, 1955).

El esquema inferior izquierdo indica los dos mecanismos propuestos por Sloss (1969) para explicar la formación de "hopper crystal" a partir de una salmuera estratificada por densidad en el fondo de una cubeta.

El esquema inferior derecho muestra estructuras observadas por Shearman (1970) en la salina Ometepec (Baja California, México) de deposición actual, semejantes en ciertos aspectos a los observados en algunos de los ciclos presentes en la Cuenca potásica catalana, aunque su significación es totalmente distinta, dado el carácter somero (ambiente "supratidal") de aquéllas evaporitas.

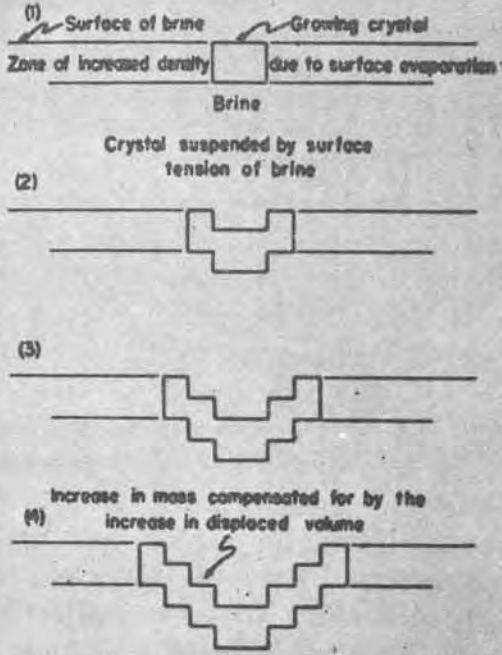


FIG. 6.—Schematic diagram showing in cross section the method of growth of a pyramidal shaped hopper crystal.

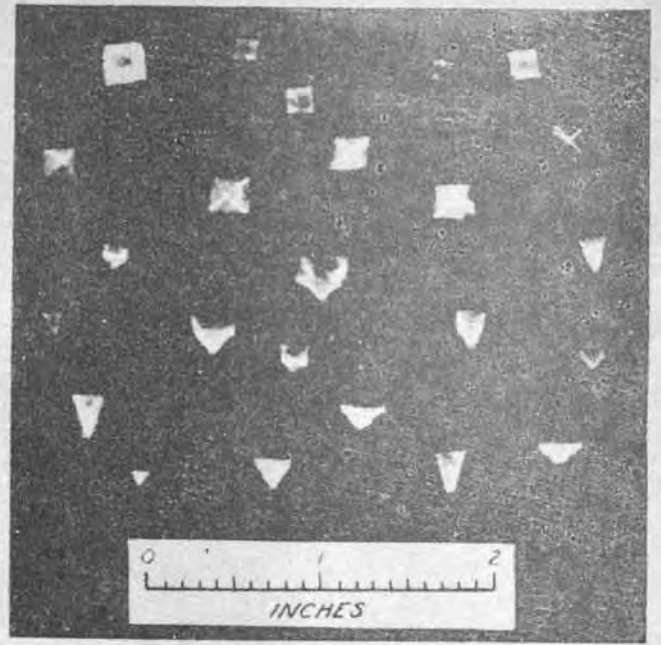


FIG. 5.—Manufactured pyramidal shaped hopper crystals.

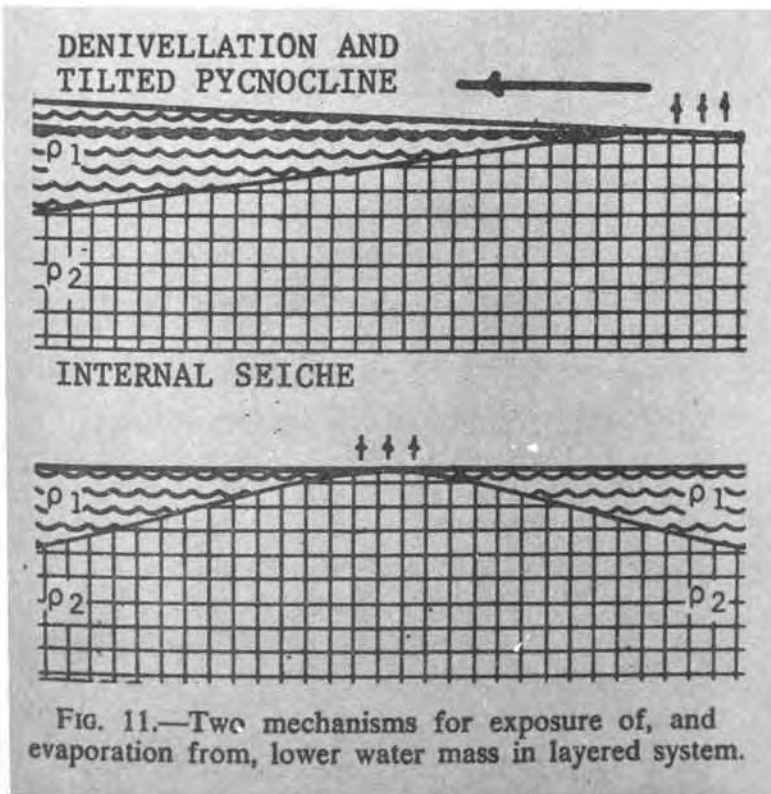


FIG. 11.—Two mechanisms for exposure of, and evaporation from, lower water mass in layered system.

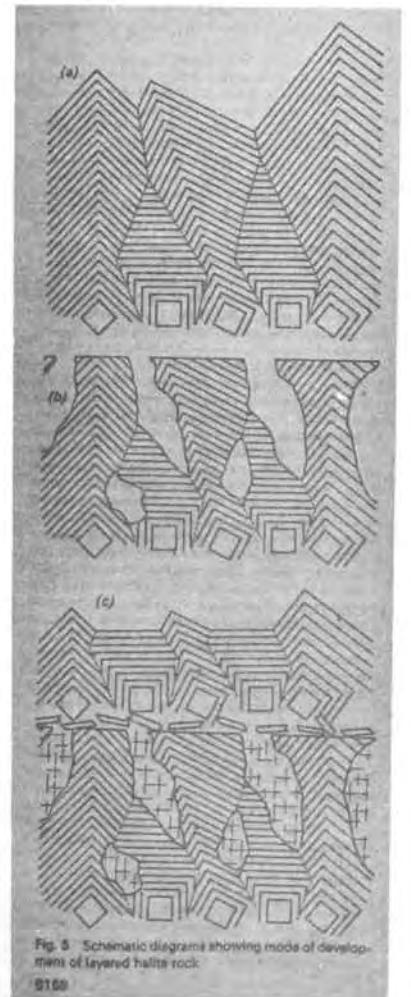
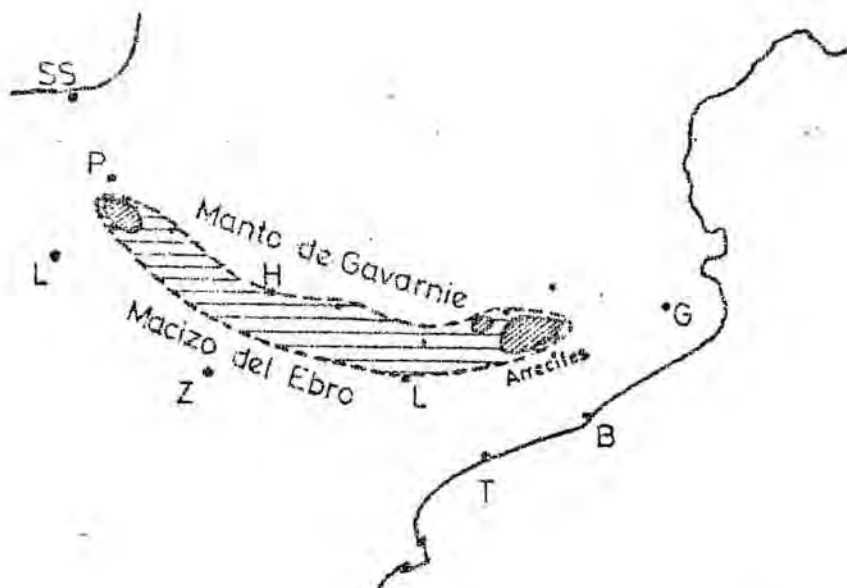


Fig. 8 Schematic diagrams showing mode of development of layered halite rock.

sas, acción de oleaje, bruscos cambios de facies) así como la existencia de determinadas estructuras sedimentarias en el fondo de la cubeta (ver Introducción a la Segunda Parte y Petrología de las evaporitas - Halitita bandeada), nos hace pensar que la energía del medio acuoso en el fondo de estas cubetas es prácticamente nula, y b) las diastemas pelíticas situadas entre las láminas de sal son características de ambientes marinos relativamente profundos, reductores, hecho corroborado por la presencia de pirita en las mismas, y notarse desprendimiento de SH_2 en la sal (por ejemplo: se observa como la carnalita al disolverse en agua, crepita a causa del estallido de las inclusiones gaseosas que contiene). Recordemos que el color rojo de la sal, debido principalmente a la existencia de pequeñas cantidades de Fe_2O_3 en forma de hematites es, en el caso de los depósitos evaporíticos, un falso indicador de ambiente oxidante dada la actividad bacteriana (leptothrix) ferrooxidante, señalada por Dombrowsky en diversos depósitos evaporíticos (ver Geoquímica de las sales).

La geometría de la cubeta muestra (Rios, 1962) una forma alargada extendiéndose desde la zona de Pamplona (donde se encuentra un extremo de la misma) hasta la parte N de la provincia de Barcelona (en donde encontramos el otro extremo), pasando por la parte N de la Depresión del Ebro a través de las provincias de Zaragoza, Huesca y Lérida. Dado que es precisamente en los extremos de esta cubeta donde se acumulan las sales potásico-magnésicas y que en la zona centro-oriental se observan grandes acumulaciones anhidríticas de e.i.d. equivalente, es de suponer que el umbral y la comunicación con el mar abierto estaban situados en esta zona (ver Litoestratigrafía y Geología regional).



Se trata de una cubeta sin talud constituida por un brazo de mar situado según un surco entre el Macizo del Ebro y el frente del manto de Gavarnie, cuya profundidad estimamos en algunos centenares de metros en sus partes más profundas (subeubetas catalana y navarra) mientras que la zona central debió ser más somera. Esta última funcionaría como zona de producción de salmueras que serían acumuladas en las partes más profundas y tranquilas.

Se observan diversos tipos de secuencias: a) Un macrociclo que abarca toda la potencia del depósito, caracterizado por un aumento lento de concentración hasta llegar a las sales potásico-magnésicas y una disminución de salinidad rápida, a través de la "sal nueva". Dentro del macrociclo se observan fluctuaciones en la zona potásica que originan las diversas capas conocidas en las explotaciones. b) El conjunto está constituido por ciclos o "varvas" de algunos centímetros de espesor, que presentan gran ritmicidad y son de origen anual según opinión de la mayoría de autores, y c) los microciclos internos a los ciclos, que presentan escasa ritmicidad y se atribuyen a fenómenos más o menos esporádicos, también de tipo climático.

Las microestructuras observadas en los niveles superiores de la halitita son, en general, granudas holocristalinas con variaciones de tamaño de grano según secuencias asimilables morfológicamente a "graded bedding" direc

to e inverso, si bien no tienen la misma significación genética. En el caso de la silvinita los granos también presentan aspecto similar, aunque de mayor tamaño, y bordes más difusos y cóncavos. Finalmente, en el caso de la carnalita no alterada, la estructura al microscopio es granolepidoblástica, similar a los mármoles en casi todos los talles.

El origen de las estructuras presentes en la sal debemos de buscarlo en la siguiente sucesión de procesos:

a) El acúmulo de sedimento salino en el fondo de la cubeta tiene dos orígenes: uno por precipitación de "hopper crystal" desde la superficie de la cubeta cuando la salmuera de fondo queda expuesta a la evaporación, y otro por cristalización en el fondo de halita hialina, ocupando los intersticios de aquéllos. La estructura resultante tiene una cierta porosidad ocupada por salmueras, y corresponde a una fase diagenética inicial.

b) La estructura descrita va compactándose perdiendo salmueras intersticiales y adoptando un aspecto similar al de la sal actualmente presente en los niveles superiores del yacimiento ("sal nueva", "sal entre dos", etc.). Correspondería a una fase diagenética tardía.

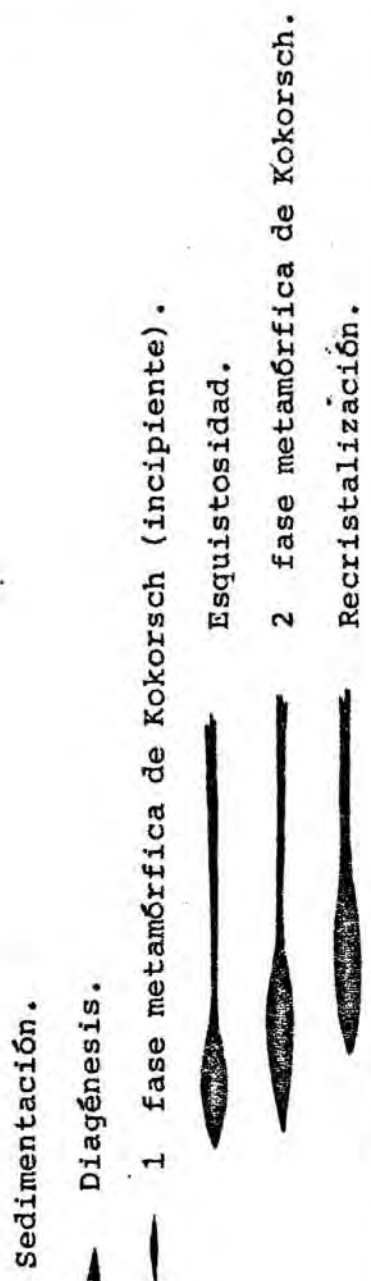
c) Los depósitos salinos quedan fosilizados por los sedimentos detríticos posteriores y la presión y temperatura originan la primera fase metamórfica definida por Korkorsch en mina Hildesia (Hildesheim). En los depósitos catalanes esta fase sólo se presenta incipientemente, y se manifiesta por la transformación carnalita - silvita. Ejemplos de esta transformación son observables en el interior de los niveles de carnalita, y en vestigios de carnalita presentes en las capas de silvinita. También puede atribuirse a este estadio la formación de probables fases de deshi-

dratación de la carnalita debidos a la compresión (Montoriol y Font Altaba, 1968). Esta fase es difícil de situar con exactitud respecto a las demás, ya que puede solaparse con la facies diagenética tardía antes descrita.

d) La presencia de una esquistosidad bastante generalizada (visible sobre todo en la halitita) que presenta ángulos de unos 30° con la estratificación cuando esta tiene buzamiento horizontal, y orientación aproximadamente paralela al plano axial de los pliegues. Ha sido originada por la fase de plegamiento que afecta la sal (fase Sávica según Masachs, 1952).

e) La existencia de estructuras fuertemente recristalizadas en las que un solo grano de halita llega a obliterar todo el espesor de cada ciclo (4 cm aproximadamente), que se localizan en las partes más profundas del yacimiento y en los puntos en que han existido presiones diapíricas (núcleo de las estructuras anticlinales de Suria y Cardona).

f) La evidencia bastante generalizada de facies definidas por Kokorsch como retrometamórficas, caracterizadas por la tendencia a formarse minerales hidratados (polihalita) por percolación de salmueras. Esta fase es la que condiciona la formación de los estériles, es postectónica y los líquidos que la causan aprovechan las fracturas que se originan en la masa rocosa.

| | | |
|---|---|--|
| <p>Emplazamiento del Manto de Gavarnie.</p> | <p style="text-align: center;">  </p> | |
| <p>1 fase Pirenáica.</p> | <p>Fase Sálica.</p> | <p style="text-align: center;">D I A P I R I S M O - - - - - ></p> |
| <p>Priaboniense</p> | <p>Ludiense</p> | <p style="text-align: center;">N E O G E N O - C U A T E R N A R I O</p> |

Tipos de transformaciones que pueden sufrir los yacimientos evaporíticos.-

Los procesos que influyen en los yacimientos evaporíticos produciendo transformaciones mineralógicas y texturales, podemos subdividirlos en cinco grandes grupos siguiendo la clasificación de Stewart (1963) modificada:

- a) Cambios "predeposicionales" debidos al metamorfismo de salmuera (Valyashko y Soloveva, 1953).
- b) Cambios sinsedimentarios.
- c) Cambios diagenéticos.
- d) Cambios metamórficos.
- e) Alteraciones en zonas próximas a la superficie.

a) Con el nombre de "predeposicionales" nos referimos a aquéllos cambios que vienen condicionados por el llamado "metamorfismo de salmuera". Este proceso afecta la composición química de la salmuera de la que precipitan las evaporitas y su origen debemos de buscarlo en el intercambio existente entre los iones de la salmuera y las partículas pelíticas, y en la acción bacteriana. Este metamorfismo ha sido bien estudiado por Valyashko y Soloveva (1953; ver Strakhov, 1957), quienes han determinado seis grados de "metamorfismo" para diversos tipos de yacimientos evaporíticos marinos (ver esquema en Petrología, 5. metamorfismo de las sales) según el empobrecimiento en sulfatos observado en el sedimento. Montoriol y Travería (1969) han calificado los yacimientos catalanes como fuertemente metamórficos, dado el bajo contenido promedio de sulfatos observable, atribuyéndoles el grado 5 de metamorfismo de salmuera.

Queremos recalcar aquí que este tipo de metamorfismo no tiene nada que ver con las fases metamórficas descritas por Kokorsch (ver Borchert, H.; Muir, R.O.; 1964) en los yacimientos del Zechstein alemán, ya que implica exclusivamente, variaciones en la composición química de la salmuera a partir de la que precipitan las sales. Es necesario constatar la importancia de este proceso, pues produce, entre otros, los siguientes cambios: Pérdidas de Mg en la formación de clorita autógena y en la dolomitización de arrecifes periféricos, pérdidas de SO_4 debidas, fundamentalmente, a la actividad bacteriana sulforreductora (SH_2), adsorción por las partículas pélticas de Ca, Mg y otros elementos minoritarios como F, B, etc.

b) Dentro de los cambios sinsedimentarios debemos distinguir los siguientes tipos:

1. Reacción de los minerales con las salmueras mientras caen desde la superficie al fondo de la cubeta.

Según Stewart, el yeso formado en superficie puede pasar a anhidrita al pasar a través de una salmuera estratificada en el fondo. Algo similar ocurre con los "Hopper" formados en superficie, que caen al fondo a través de una salmuera más o menos saturada (ver Petrología-Halita bandeada) y quedan envueltos por una capa de halita hialina, o son disueltos en parte.

2. Reacción de los minerales recién formados con los líquidos residuales de los que han cristalizado.

El mismo Stewart atribuye a estos fenómenos el hecho de que los sulfatos magnésicos muy hidratados pasen a kieserita y otras sales que estén en equilibrio con las salmueras residuales. También habla de una posible precipitación de silvita primaria en esta fase, a partir de carnalita.

3. Cambios debidos a actividad bacteriana.

Aquí introducimos los procesos de oxidación de $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ por acción de *Leptothrix* (Dombrowsky; ver Kuhn, 1968) con insolubilización de este elemento en forma de hematites.

4., Cambios debidos a variaciones de temperatura.

Son de alguna importancia en las evaporitas someras, que pueden presentar cambios de fases debidos a variaciones climáticas (estacionales o diurnas).

c) Cambios diagenéticos.

1. Reacción de los minerales con líquidos (salmueras) intersticiales primarios.

En las partes superiores del sedimento, que presentan gran porosidad, puede haber una serie de reacciones y precipitaciones entre los cristales y las salmueras que, por compactación de zonas más profundas, van siendo expulsadas al exterior.

2. Cambios debidos a influjos de aguas marinas y continentales.

Las partes más elevadas del fondo de las cubetas, y sobre todo las zonas costeras, quedan expuestas con facilidad a procesos de redisolución - resedimentación debido a la existencia de influjos (influxes) de aguas marinas o continentales poco concentradas. El conjunto de estos fenómenos originan la descendencia de las sales, o sea, la redisolución en zonas elevadas y redeposición en zonas más profundas, quedando en los lugares originarios sales más solubles. A estos procesos atribuye Stewart algunos casos de transformación anhidrita-yeso y carnalita-silvita (con expulsión de salmueras de Cl_2Mg).

Los criterios para reconocer la existencia de procesos de descendencia pueden ser sedimentológicos (según

las estructuras sedimentarias que se observan en la sal) y, sobre todo, geoquímicos (basados en la concentración de Br y Rb en las sales potásico-magnésicas).

Este último método está basado (Kuhn, 1968) en que mientras el contenido en Br en la carnalita primaria es máximo, para ir disminuyendo en el caso de que sea descendente y alcanzar los valores mínimos cuando es secundaria, el contenido en Rb aumenta con la recristalización de la carnalita (ver cuadro adjunto).

La clasificación de los yacimientos en primarios, descendentes y secundarios, indica:

I- Si estos no han sufrido transformaciones postsedimentarias importantes.

II- Si han sufrido algún tipo de transformación sinsedimentaria (caso de los depósitos de origen descendente) como procesos de redisolución-redeposición debidos a la llegada esporádica de salmueras más diluidas, y

III- Si han sufrido transformaciones postsedimentarias importantes (metamorfismo salino sensu stricto).

Los yacimientos catalanes quedarían clasificados como descendentes si nos guiamos por su contenido en Br y primarios si lo hacemos por el Rb.

TIPOS DE YACIMIENTOS

| | en mg/g | Primarios | Descenden- tes | Secunda- rios. | YACIMIENTOS CATALANES. |
|-----------|------------|-----------|-------------------|-------------------|---------------------------|
| Carnalita | Br | 3000/5000 | 1700/3000 | 1000/2000 | 1500/2000 |
| | Rb | 70/250 | 300/1000 | 200/700 | 150/200 |
| Silvita | Br | 3000/4000 | 1500/3000 | 1000/2000 | 1800/2500 |
| | Rb | 10/50 | 100/150 | | 15 |

Este resultado obtenido está de acuerdo con nuestra idea de que en el yacimiento han habido procesos sin-sedimentarios de aporte desde los bordes de la cubeta hacia el centro de la misma (descendencia) por disolución-transporte-cristalización de sales ya precipitadas. Es lógico que exista el fenómeno de la descendencia ya que en este caso no se trata de una cubeta sencilla, pues el fondo de la misma presenta subcubetas y zonas elevadas donde existió una preconcentración de salmueras y redisolución debida a influjos de aguas poco concentradas.

Recordemos que, además de la evidencia geoquímica del Br, hay otras dos evidencias de descendencia:

- Los ciclos anuales presentan fundamentalmente graded bedding directo, lo que evidencia un aporte brusco de salmueras concentradas al fondo de la cubeta, con progresiva difusión y pérdida de concentración posterior.

- La presencia del color rojo en la halitita superior del yacimiento ("sal vetuada" hacia arriba, hasta la "sal nueva") se debe probablemente, a disolución de sales potásico-magnésicas en las zonas más expuestas de la cubeta y arrastre de los finos flóculos de hematites que aquéllas contienen, hacia las depresiones de la misma, con la consiguiente redeposición intersticial en las halititas.

d) Cambios metamórficos:

1. En primer lugar incluimos en este apartado las tres fases metamórficas de Kokorsch:

- metamorfismo térmico o "autometamorfismo".
- retrometamorfismo (metamorfismo de disolución).
- recarnalitización.

Estas fases, así como su significación en los depósitos catalanes, han sido discutidas en el capítulo de Petrología-Metamorfismo.

2. Los cambios texturales presentes en las evaporitas, debidos a su susceptibilidad a la deformación y a la presión y temperatura. Presentan esquistosidades, brechaciones, y recristalizaciones que, si buscamos equivalencias en los silicatos, las facies similares corresponderían a meso o catazona.

3. Metamorfismo térmico debido a actividad ígnea.

Es un caso muy particular y localizado en los yacimientos evaporíticos. Se presenta cuando hay intrusiones ígneas (diques) que atraviesan las series salinas como sucede en Hildesheim, en donde encontramos basalto en el interior de la sal. Se observa formación de azufre nativo y de polihalita en el contacto, y pueden existir muchas transformaciones debidas a metasomatismo en presencia de fluidos ígneos.

e) Alteraciones en zonas próximas a la superficie.

1. Aparte de la acción de líquidos percolantes durante el retrometamorfismo (en fase metamórfica) también pueden actuar aguas en zonas próximas a la superficie, sobre todo en zonas de caprock, y que producen enriquecimientos en sulfatos.

Es conocida la formación de kainita en caprocks a partir de paragénesis potásicas, tipo hartsalz. Estos procesos pueden alcanzar profundidades superiores a 300 metros.

2. Cambios realizados por acción bacteriana.

Del mismo modo que pueden actuar en las fases iniciales de la deposición evaporítica, las bacterias influ-

yen también en los procesos de alteración de los cap-rocks en los que, por acción sulforreductora, pueden producir azufre nativo.

C O N C L U S I O N E S . -

1. Consideramos que la formación de la cubeta evaporítica marina del N de la Depresión del Ebro tuvo lugar durante la Primera Fase Pirenaica y que fue originada al quedar restringida una masa de agua marina siguiendo un surco entre el Macizo del Ebro (zonas emergidas del S) y el frente del Manto de Gavarnie (Seguret, 1970). Dicho surco podría estar en comunicación con el mar abierto a través de un umbral situado en su extremo oriental (Rios, 1968) asegurando de este modo una alimentación contfñua de agua marina.

2. La cubeta presentaría dos depresiones situadas en los extremos (provincias de Barcelona y Navarra) mientras que las partes centrales serían más someras. Basándonos en diversos criterios (potencia final de la serie evaporítica, marina, tipos de estructuras sedimentarias observadas en la misma, ritmo de deposición) opinamos que el espesor de la capa acuosa en las partes más profundas debió ser de algunos centenares de metros (ambiente "offshore" según Carozzi, 1960) y presentar una picnoclina bajo la que quedaría atrapada la masa de salmuera que preservó los sedimentos evaporíticos de la disolución.

3. Las salmueras se forman en la superficie del agua por evaporación debida a la acción térmica solar. Estas sal

mueras caen al fondo por densidad, en donde pueden acumularse o desplazarse hacia las partes más profundas. Dichas salmueras pueden quedar expuestas a la evaporación directa (Sloss, 1969) por emersión local de la picnoclina a la superficie.

También puede darse el caso de que sedimentos precipitados en las zonas más someras (de ambiente "near shore" según Carozzi, 1960) sean disueltos por influjos continentales (de agua dulce, en general) y transportados en disolución (e incluso en suspensión, en ciertos casos) hacia las partes más profundas. Este fenómeno recibe el nombre de descendencia, y hemos comprobado su influencia generalizada en la cubeta evaporítica marina del Ebro (presencia de estructuras sedimentarias semejantes, morfológicamente, a "graded bedding" directo, y las evidencias geoquímicas de las concentraciones en Br y Rb en las sales de la zona potásica.

4. Aparte del macrociclo evaporítico que empieza y acaba (casi siempre) por facies sulfatadas, se distinguen los siguientes tipos de ritmos deposicionales: Los submacrociclos, que dan lugar a las diversas "capas" en la zona potásica, atribuibles a variaciones en la concentración de la salmuera, y relacionados con oscilaciones del umbral. Los ciclos (de espesor promedio de unos 4 cm para la halitita, 8 cm para la silvinita y unos 20 cm en el caso de la carnalitita, aunque en este último caso son dudosos dada la poca competencia de la masa de carnalitita) atribuidos por la mayoría de autores (Siemeister, 1961; Borchert, 1964; Braitsch, 1971) a oscilaciones climáticas anuales (son verdaderas varvas). Según Braitsch, los ciclos son el resultado de la interacción de aportes marinos continuos y aportes continentales periódicos (incluyendo dentro de estos últimos los aportes de agua dulce cargada de materiales en disolución y suspensión. Y, por último, los microciclos internos a los ciclos originados por perturbaciones climáticas estacionales.

5. La acreción de sedimento (halitita) en el fondo de la cubeta tiene dos orígenes: Por formación en superficie de "hopper crystals" con caída de los mismos al fondo, cuando el peso vence a la tensión superficial, y por cristalización en partes profundas de la cubeta, a partir de salmueras estratificadas por densidad. Son muy frecuentes los casos en que los "hopper crystals" se disuelven mientras caen hacia el fondo, al encontrar una salmuera insaturada, y también, el caso contrario en el que al atravesar zonas sobresaturadas, quedan rodeados por una envoltura de halita hialina ("clear halite"). La estructura porosa resultante acabaría de cementarse por precipitación de halita hialina en posiciones intersticiales.

6. Las estructuras sedimentarias observadas en los ciclos de halitita y silvinita (especialmente en la primera) muestran que la sedimentación en el fondo de la cubeta se ha verificado en un ambiente de absoluta quietud. Evidencia de ello son las láminas de sal, tipo ciclo y microciclo, que se conservan sin sufrir perturbaciones sinsedimentarias durante kilómetros. Lo mismo sucede en el caso de las diastemas arcillosas situadas entre los ciclos. La presencia de estructuras de disolución en la parte superior de los ciclos es rara (a pesar de tratarse en muchos casos de contactos erosivos, por disolución) pero hemos encontrado algún caso en que se aprecia como la disolución diferencial se ha producido en un ambiente de muy baja energía. Otras estructuras, tipo "graded bedding" directo e inverso, están en relación con variaciones de concentración en el fondo. Se observa como estas estructuras son fundamentalmente de tipo directo, alternando con niveles de "hopper crystal" arcillas y sulfatos. Esto lo interpretamos como el resultado de un aumento brusco de concentración al principio del ciclo, y una progresiva y lenta dilución originada por aportes laterales estacionales (descendencia).

7. Dentro de las posibles transformaciones que pueden sufrir los yacimientos evaporíticos, descritas en el presente capítulo, hemos comprobado los siguientes casos:

- Las sales, en su conjunto, son deficitarias en sulfatos hecho que se explica por la existencia de un "metamorfismo de salmuera" predeposicional, causado por intercambio iónico y acción bacteriana sulforreductora.

- Hay evidencia de procesos de descendencia. Se observan estructuras primarias similares a "graded bedding" directo, de forma generalizada, y las concentraciones en Br y Rb en las sales potásico-magnésicas apoyan también esta génesis.

- Se observan dos de las fases metamórficas señaladas por Ko korsch en Hildesia: Una primera fase de metamorfismo térmico (carnalita-silvita) en estado incipiente y una segunda fase de metamorfismo de disolución (retrometamorfismo) más desarrollada, que condiciona la formación de estériles y "hartsalz" anhidríticos.

- Aparte de las transformaciones mencionadas, existen otras de tipo exclusivamente textural como son la esquistosidad y la recristalización, asociadas ambas a fases de plegamiento y al diapirismo.

BIBLIOGRAFIA,-Estratigrafía y Geología regional.-

- FERRER, J. (1967): "Bioestratigrafía y micropaleontología del Paleoceno y Eoceno del borde Sudoriental de la Depresión del Ebro". Tesis doctoral.
- FERRER, J. (1971): "El Paleoceno y Eoceno del borde sudoriental de la Depresión del Ebro (Cataluña)". Mem. Suiss. de Paleontologie, v.90, 70 pág., 50 fig., 8 lám., 6 cuadr., 1 map. Basel-Birkhauser Verlag.
- FERRER, J.; ROSELL, J.; REGUANT, S. (1968): "Síntesis litoestratigráfica del Paleógeno del borde oriental de la Depresión del Ebro". Acta Geológica Hispánica t.III, nº 3, p. 54-6.
- I.G.M.E., Mapa Geológico de España, 1:200000, nº 33, LERIDA, 1a. Ed. Madrid. 1971.
- I.G.M.E., Mapa Geológico de España, 1:200000, nº 34, HOSPITALET, 1a. Ed. Madrid. 1971.
- LOTZE, F.W. (1968): "Salt deposits of Europe (Including the USSR)". Geol. Soc. America, Special Paper 88. Saline Deposits, symposium, p. 419.
- MARIN, A. (1954): "La Depresión del Ebro, la tectónica y los yacimientos minerales". Bol. Ins. Geol. y Minero de España t.LVII, p. 9-57.
- MASACHS ALAVEDRA, V. (1952): "La edad, el origen y los movimientos de las sales paleógenas de la Cuenca del Ebro". Mem. Com. Ins. Geol. Provincial, t. IX, p. 51-65, 3 fig. Barcelona.
- MASACHS ALAVEDRA, V. (1954): "Edad del horizonte de tránsito entre el Eoceno marino y las calizas con Melanoides albingensis NOUL en la parte del sector catalán de la Depresión del Ebro". R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Tomo homenaje al Prof. Hernández Pacheco) pág. 455-7.

- MASACHS, V.; CRUSAFONT, M.; VILLALTA, J.F. (1954): "Sur l'age du gissement potassique de la Catalogne". C.R.Somm.Soc. Geol. France n^o 13 (8-Nov-1954) pp.304-5.
- RAMIREZ DEL POZO, J.; RIBA ARDERIU, O. ; MALDONADO LOPEZ, A. Memoria del I.G.M.E. Mapa Geológico de España, 1:50000 de PUIGREIG (en prensa; com. O.Riba).
- RIBA ARDERIU, O. (1967): "Resultados de un estudio sobre el Terciario continental de la parte Este de la Depresión central catalana". Acta Geológica Hispánica t.II, n^o 1, p. 1-6.
- RIOS, J.M. (1960): "Algunas áreas especiales de las zonas subpirenaicas y de la Cuenca del Ebro". Not.Com. Ins.Geol. y Minero de España, n^o 58, 183-210.
- RIOS, J.M. (1963): "Materiales salinos del suelo español". Mem.Ins.Geol. y Minero de España. Mem. 64, 166 pág., 76 fig.
- RIOS, J.M. (1968): "Saline deposits of Spain". Geol. Soc. America, Special paper 88. Saline Deposits, symposium, pp. 59-74.
- RIOS, J.M. (1969): "Indice sistemático de las formaciones geológicas y de las fases de plegamiento". Ed. Alhambra (Vertix-6), 3a. edición. 79 págs., XX apéndices.
- RIOS, J.M.; ALMELA, A.; GARRIDO. (1943): "Contribución al conocimiento de la zona subpirenaica catalana". Bol. Ins. Geol. y Minero de España. T. LVI. Madrid.
- SEGURET, M. (1972): "Etude tectonique des nappes et séries décolles de la partie centrale du versant sud des Pyrénées". Public. Univ. Sci. Techn. du Languedoc, vol. 2, 155 pags.

Geología estructural y Mecánica de rocas.-

- CAMPBELL, J.B. (1958): "En echelon folding".
Economic Geology, v.53, pp. 448-72.
- CAREY, S.W. (1964): "Plegamiento".
Not.Com.Ins.Geol. y Minero de España nº 74, pág. 75-142.
- CLABAUGH, P.S. (1968): "Petrofabric study of deformed salt".
Tectonophysics, v-6, nº 4, pp.299.
Science, 136 (389-91).
- FAIRBAIRN, H.W.; CHAYES, F. (1949): "Structural petrology of deformed rocks".
Addison-Wesley Press, Inc. Cambridge Massachusetts, 344 p., 23-8 fig., 23-5 tabl.
- I.G.M.E., Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares.
Escala 1:1000000. 1a. Ed. Madrid. 1974.
- JACOBY, CH. (1970): "Faults in salt mines. Their impact on operations".
III Symposium on Salt. Ed. J.L. Raup & L.F. Dellwig.
Northern Ohio Geol.Soc. Cleveland, Ohio, v.2, pp.447-52.
- LECOMPTE, P. (1965): "Creep in rock salt".
Jour. Geology v.73, nº 3, pp. 469-84.
- McCLAIN, W.C.; BRADSHAW, R.C. (1967): "Stress redistribution in room and pillar salt mines".
Int.J.Rock Mechanics Min Sci. v.4, nº 2, pp.245-55.
- MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. (1972): "Crenulation cleavage and faulting in an artificial salt mica schist". Jour. Geology v. 80, nº 5, p. 569-91. 10 fig., 1 tabl.
- MERTIE, J.S.Jr. (): "Classification, delineation and measurement of nonparallel folds".
U.S. Geol. Surv. Professional Paper 314-E.
- MICHEL, B. (1966): "Recherche sur les propriétés mécaniques du sel gemme aux mines domaniales de potasse d'Alsace".
Proc. 1er. Congr. Int. Soc. of Rock Mechanics. Lisboa t.1, 12 fig.
- MONTORIOL POUS, J.; FONT ALTABA, M. (1968): "Sobre la movilidad de ña halita, silvina y arcillas durante las deformaciones tectónicas".
Acta Geológica Hispánica Año-III, nº 4, 2 tabl.
- MUEHLBERGER, W.R.; CLABAUGH, P.S. (1968): "Internal structure and petrofabrics of Gulf Coast salt domes".
Proceeding Fourth Forum on Geology of Industrial Minerals: 14/15 March 1968. Austin-texas, pp.81-9.

- NETTLETON, L.L. (1963): "Fluid mechanism of salt domes".
Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull. v-39, pp.1175-204.
- PARKER, T.J.; McDOWELL, A.N. (1955): "Model studies of salt-dome tectonics".
Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull. v. , pp. 2384-2470.
- RALEIGH, C.B. (1965): "Glide mechanism in experimentally deformed minerals".
Science, 150 (3697).
- RAMSAY, J.G. (1962): "The geometry and mechanics of formation of similar type folds".
Jour. Petrology v.70, n^o 3, pp. 309-27, fig. 21.
- RIOS, J.M. (1947): "Diapirismo".
Bol. Inst. Geol. y Minero de España. Tomo LX, 20^a, 3a. se. p. 153-390, 43 fig. 4 lám., 1 mapa.
- SOLE SUGRAÑES, L. (1973): "Algunos aspectos de la tectónica del Prepirineo Oriental entre los ríos Segre y Llobregat".
Acta Geológica Hispánica, t. VIII, n^o 3, págs. 81-89.
- TURNER, F.J.; WEISS, L.E. (1963): "Structural analysis of metamorphic tectonites".
McGraw Hill Book Co. Inc. N. York 545 p., 14-10 fig.

Petrología y Sedimentología.-

- ANDERSON, R.Y.; KIRKLAND, D.W. (1966): "Intrabasin varve correlation".
Geol. Soc. America Bull. v.77, p.241-256, 8 fig, 5 pl.
- BOMMARITO, S.; CATALANO, R. (1973): "Facies analysis of an evaporitic messinian sequence near Ciminna (Palermo. Sicily)".
Messinian events in the Mediterranean. Geod. Sci. Rep. n° 7, Colloq. Utrecht, March 2-4, 1973. North Holland Pub.Co.Amsterdam-London. 2 fig., 172-177 pp.
- BORCHERT, H. (1969): "Principles of oceanic salt deposition and metamorphism".
Geol.Soc.America Bull. v-80, pp. 821-64, 16 fig.
- BORCHERT, H.; MUIR, R.O. (1964): "Salt Deposits. The origin, metamorphism and deformation of evaporites".
D. VanNostrand Co.Ltd. 338 pp., 49 fig.
- BOUMA, A.H. (1962): "Sedimentology of some flysch deposits - A graphic approach to facies interpretation".
Elsevier Pub.Co. Amsterdam-N.York. 168 pp. 31 fig. 17 tabl.
- BRADBURY, J.P. (1971): "Limnology of Zuni Salt Lake, New Mexico".
Geol.Soc. America Bull. v.82, p.379-98, 12 fig.
- BRAITSCH, O. (1971): "Salt deposits. Their origin and composition".
Springer Verlag Berlin-Heidelberg-N.York. 297 pp. 47 fig, 36 tabl.
- BRIGGS, L.I. (1958): "Evaporite facies".
Jour. Sed. Petrology v. 28, pp. 46-56.
- BRIGGS, L.I.; POLLACK, H.N. (1967): "Digital model of evaporite sedimentation".
Science, v.155, p.453-6, 4 fig.
- BRONGERSMA-SANDERS, M. ; GROEN, P. (1970): "Wind and water depth and their bearing on the circulation in evaporite basins".
Third Symposium on Salt, 1, 3-7.
- BUSH, P. (1973): "Some aspects of the diagenetic history of the sabkha in Abu Dhabi, Persian Gulf".
The Persian Gulf. Ed. by B.H.Purser. Springer Verlag. Berlin-Heidelberg-N.York. 395-407, 11 fig, 2 tabl.

- BUZZALINI, A.D.; ADLER, F.J.; JODRY, R.C.; Editors. (1969):
"Evaporites and Petroleum".
Am.Assoc.Petroleum Geologists Bull. v.53 (special issue) n^o 4.
- CAROZZI, A.V. (1960): "Microscopic sedimentary petrography"
(Chap: 9: Evaporitic rocks).
John Whilw & Sons pp. 407-65, 88 fig.
- CITA, M.B. (1973): "Mediterranean evaporite: Paleontological arguments for a deep-basin dessication model".
Messinian events in the Mediterranean. Geod. Sci. Rep. n^o 7, Colloq.Utrecht, March 2-4, 1973. North Holland Pub. Co. Amsterdam-London. 206-223 pp., 8 fig.
- DELLWIG, L.F. (1953): "Hopper crystals of halite in the Salina of Michigan".
Am.Mineralogist v.38, pp.730-1.
- DELLWIG, L.F. (1955): "Origin of the Salina Salt of Michigan"
Jour.Sed.Petrology, 25, 83-93, 95-102, 107-110.
- DELLWIG, L.F. (1968): "Significant features of deposition in the Hutchinson Salt, Kansas, and their interpretation".
Geol.Soc.America, Special paper 88, Saline Deposits, symposium. p.421-6.
- DELLWIG, L.F.; EVANS, R. (1969): "Depositional processes in Salina Salt of Michigan, Ohio and New York".
Am.Assoc.Petroleum Geologists Bull. v.53, n^o 4, pp. 949-56, 13 fig.
- DE MILLE, G.; SHOULDICE, J.R.; NELSON, H.W. (1964): "Collapse structures related to evaporites of the Prairie Formation, Saskatchewan".
Geol.Soc.America Bull. v.75, p.307-316.
- DROOGER, C.W. (Editor) (1973): "Messinian events in the Mediterranean".
Geodynamics Scientific Report n^o 7, Colloquium held in Utrecht, March 2-4, 1973.
North Holland Pub.Co. Amsterdam-London. 272 pp.
- DROOGER, C.W. (1973): "The Messinian events in the Mediterranean. A. review".
Messinian events in the Mediterranean. Geod.Sci.Rep. n^o7 Colloq. Utrecht, march 2-4, 1973. North Holland Pub. Co Amsterdam-London 263-272 pp.
- DZENS-LITOVSKII, A.I.; VASIL'YEV, G.V. (1962): "Geologic conditions of formation of bottom sediments in Karabogaz-Gol in connection with fluctuations of the Caspian Sea level".
American Geological Institute translation of Izvestiya Acad. Sci.USSR. Geol. Ser. 3, 79-86.

- DZENS-LITOVSKII, A.I. (1967): "The problem of Kara-Bogaz-Gol".
Lithol. Miner. Resour., 1, 70-72. 76.
- FRIEDMAN, G.M. (1965): "Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks".
Jour. Sed. Petrology 35, p.643.
- GOLDSMITH, L.H. (1969): "Concentration of potash salts in saline basins",
Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull. v.53, n° 4, pp. 790-7, 3 fig.
- GREENSMITH, J.T. (1957): "The status and nomenclature of stratified evaporites".
Am. Jour. Sci. v.255, p. 593-95.
- HATCH, F.H.; RASTALL, H.H. (1965): "Petrology of the sedimentary rocks".
4a. Ed. 800 pp. London.
- HITE, R.J. (1961): "Potash-bearing evaporite cycles in the salt anticlines of the Paradox basin, Colorado and Utah".
U.S. Geol. Surv. Professional Paper 424-D art. 337, pD 135-138.
- HITE, R.J. (1970): "Shelf carbonate sedimentation controlled by salinity in the Paradox Basin, Southeast Utah".
Third Symposium on Salt, 1, 48-66.
- HSU, K.J. (1973): "The desiccated deep-basin model for the Messinian events".
Messinian events in the Mediterranean. Geod. Sci. Rep. n°7
Colloq. Utrecht, March 2-4, 1973. North Holland Pub. Co.
Amsterdam-London. pp. 60-67, 2 fig.
- HUTCHINSON, G.E. (1966): "A treatise on limnology",
v-2; New York, John Wiley Sons, 1115 pp.
- KING, R.H. (1947): "Sedimentation in Permian Castile Sea".
Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull. v.31, 470-477.
- KIRKLAND, D.W.; EVANS, R.; Editors (1973): "Marine evaporites: origin, diagenesis and geochemistry".
Benchmark Papers in Geology. Dowden, Hutchinson & Ross, Inc. Stroudsburg, Pennsylvania. 426 pag.
- KRUMBEIN, W.C. (1951): "Occurrence and lithologic associations of evaporites in the United States".
Jour. Sed. Petrology v.21, pp. 63-81.
- KUDRYAVTSEV, N.A. (1971): "Evaporites and Petroleum: Discussion".
Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull. v.55, n° 11, p.2033-61, 2 fig., 1 tabl.

- KUKAL, Z. (1971): "Geology of recent sediments".
490 pág., 142 fig., 229 tabl. Acad. Publ. House of the
Czechoslovak Acad. Sciences. Prague.
- LANDES, K.K. (1951): "Origin of thick-bedded salt deposits".
Economic Geology, v.46, pp. 798-9.
Geol. Soc. America Bull. v.62, pp. 1457.
- MILNER, H.B. (1952): "Sedimentary petrography".
Thomas Murby & Co. London 3a. Ed.
- MOHR, P.A. (1968): "Potash-bearing evaporites, Danakil Area,
Ethiopia".
Economic Geology, v.63, pp. 572-3.
- MONTORIOL POU, J.; FONT-ALTABA, M. (1967): "Sobre la sal de-
nominada "transformada".
Acta Geológica Hispánica A-II, nº 4, pp. 95-7, 2 fig.
- MOORE, G.W.; HAYES, P.T. (1958): "Evaporite and black-mud de-
positiom at Pupuri Salina, Mexico".
Geol.Soc.America Bull. v.69, p.1616.
- MORRIS, R.C.; DICKEY, P.A. (1957): "Modern evaporits deposi-
tion in Peru".
Am.Assoc.Petroleum Geologists Bull. v.41, 2467-2474.
- NESTEROFF, W.D. (1973): "Pétrographie des évaporites Messinie-
nnes de la Méditerranée. Comparaison des forages JOIDES-
DSDP et des dépôts du bassin de Sicile".
Messinian events in the Mediterranean. Geod.Sci. Rep. nº7
Colloq. Utrecht, March 2-4, 1973. North Holland Pub. Co.
Amsterdam-London. 12 fig., 111-123 pp.
- NESTEROFF, W.D. (1973): "Un modèle pour les évaporites messi-
niennes en Méditerranée: des bassins peu profonds avec
depot d'évaporites lagunaires".
Messinian events in the Mediterranean. Geod. Sci. Rep.
nº 7, Colloq. Utrecht, March 2-4, 1973. North Holland Pub.
Co. Amsterdam-London. pp. 68-81, 8 fig.
- PANNEKOEK, A.J. (1957): "Sedimentation around mountain ranges
with examples from Northern Spain".
T.Kon Nederl. Aardrijk Gen. 74, 3, p.356-372.
Bibliographie des travaux récents de Sedimentologie. Ed.
Technip 1960.
- PANNECKOEK, A.J. (1965): "Shallow-water and deep-water evapo-
rite deposition".
Amer. Jour. Sci. 263, 284-285.
- PHLEGER, F.B. (1969): "A modern evaporite deposit in Mexico".
Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull. v.53, 824-9.

- PURSER, B.H. (Editor) (1973): "The Persian Gulf".
Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York. 250 fig.,
7 plates, 3 maps.
- RAUP, O.B. (1970): "Brine mixing: An additional mechanism
for formation of basin evaporites".
Am.Assoc.Petroleum Geologists Bull. v.54, n^o 12, pp.
2246-59, 9 fig., 3 tabl.
- RICCI LUCCHI, F. (1973): "Resedimented evaporites: Indicators
of slope instability and deep-water conditions in Peria-
driatic Messinian (Apennines foredeep, Italy).
Messinian events in the Mediterranean. Geod. Sci. Rep.
n^o 7, Colloq. Utrecht, March 2-4, 1973. North Holland
Pub.Co. Amsterdam-London. 142-149 pp., 4 fig.
- RICHTER BERNBURG, G. (1968): "Problems of bedding and strati-
fication in saline formations".
Geol. Soc. America, Special paper 88, Saline Deposits,
symposium, p. 413.
- RICHTER BERNBURG, G. (1973): "Facies and paleogeography of
the messinian evaporites in Sicily".
Messinian events in the Mediterranean. Geod. Sci. Rep.
n^o 7, Colloq. Utrecht, March 2-4, 1973. North Holland
Pub.Co. Amsterdam-London. 124-141 pp. 13 fig.
- SAN MIGUEL, A.; PUEYO, J.J. (1971): "Observaciones petroló-
gicas y petroestructurales de los yacimientos salinos
de Sallent y Balsareny (Barcelona)".
Instituto de Investigaciones Geológicas de la Diputa-
ción Provincial. Universidad de Barcelona. T.XXVI. pags.
5-20.
- SCHMALZ, R.F. (1969): "Deep-water evaporite deposition: A
genetic model".
Am.Assoc.Petroleum Geologists Bull. v.53, n^o 4, pp.
798-823, 16 fig., 2 tabl.
- SCRUTON, P.C. (1953): "Deposition of evaporites".
Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull. v.37, n^o 11, pp.
2498-2512, 4 fig., 2 tabl.
- SELLI, R. (1973): "An outline of the Italian Messinian".
Messinian events in the Mediterranean. Geod. Sci. Rep.
n^o 7, Colloq. Utrecht, March 2-4, 1973. North Holland
Pub.Co. Amsterdam-London 150-171, p., 10 fig.
- SHEARMAN, D.J. (1970): "Recent halite rock, Baja California,
Mexico".
Inst. Mining Met., Trans. 79, 155-162.
- SHEPARD, F.P. (1963): "Submarine Geology".
2d. ed., 557 pp., 221 fig., Harper & Row. New York.

- SLOSS, L.L. (1969): "Evaporite deposition from layered solutions".
Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull. v.53, n^o 4, pp.776-789, 12 fig. 1 tabl.
- SMITH, D.B. (1971): "Possible displacive halite in the Permian Upper Evaporite Group of Northern Yorkshire".
Sedimentology, 17, pp. 221-232, 1 lam.
- STRAKHOV, N.M. (1957): "Methodes d'étude des roches sedimentaires. Chap. IV: Particularites de l'étude des roches halogenes".
B.R.G.G.M. Annales du service d'information géologique n^o35, T-II M.
- TAYLOR, R.E. (1973): "Water insoluble residues in rock salt of Louisiana salt plugs".
Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull. v.21, pp. 1268-310.
- WARDLAW, N.C.; REINSON, G.E. (1971): "Carbonate and evaporite and diagenesis, Middle Devonian Winnipegosis and Prairie Evaporite Formation of South-Central Saskatchewan".
Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull. v.55, n^o 10, pp. 1759-86, 15 fig., 2 tabl.
- WARDLAW, N.C.; SCHWERTNER, W.M. (1966): "Halite-Anhydrite seasonal layers in the Middle Devonian Prairie Evaporite Formation, Saskatchewan, Canada".
Geol. Soc. America Bull, v.77, p. 331-342, 6 fig.
- WOOLNOUGH, W.G. (1973): "Sedimentation in barred basins and source rocks of oil".
Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull. v-21, n^o 9, pp. 1101-1157.

Mineralogía y Geoquímica.-

- ADAMS, T.D.; HAYNES, J.R.; WALKER, C.T. (1965): "Boron in holocene illites of the Dovey estuary (Wales) and its relationship to palaeosalinity in ciclothems".
Sedimentology, 4, p. 189-95, 3 tabl.
- BAAR, C.A. (1966): "Bromine investigations on Eastern Canada salt deposits".
II Symposium on Salt, v-I. Cleveland Ohio Geol. Soc. pp. 276-92.
- BAAS BECKING, L.G.M.; KAPLAN, I.R.; MOORE, O. (1960): "Limits of the environmental in terms of pH and oxidation-reduction potentials".
Jour. Geology, v.68, p.243-284.
- BARBIERI, M.; PENTA, A. (1968): "Osservazioni geochimiche sulla serie evaporitica miocenica di San Cataldo (Caltanissetta)".
Estratto dai "Periodico di Mineralogia" Anno XXXVII n° 3, pp. 777-807, 2 fig., 6 tabl., 1 map.
- BERSTICKER, A.C. (1963): "Clay mineral composition of the evaporite sequences".
Symposium on Salt. The Northern Ohio Geol. Soc. Inc. Cleveland, Ohio.
- BORCHERT, H. (1969): "Principles of oceanic salt deposition and metamorphism".
Geol. Soc. America Bull. v-80. pp. 821-64, 16 fig.
- BRAITSCH, O. (1966): "Bromine and rubidium as indicators of environment during sylvite and carnallite deposition of the Upper Rhine Valley evaporites".
II Symposium on Salt, v-I Cleveland Ohio Geol. Soc. pp. 293-301.
- BRAITSCH, O. (1971): "Salt deposits. Their origin and composition".
Springer Verlag Berlin-Heidelber-N.York, 297 pp, 47 fig, 36 tabl.
- BUGRY, R.; REYNOLDS, J.R.; SHAW, D.M. (1964): "Unreliable boron analyses in palaeosalinity investigations".
Nature, 201, 1314-6.
- BUTLER, G.P. (1969): "Modern evaporite deposition and geochemistry of coexisting brines. The Sabkha, Trucial Coast, Arabian Gulf".
Jour. Sed. Petrology v-39, n° 1, pp. 70-90.
- BUTLER, G.P.; KROUSE, R.H.; MITCHELL, R. (1973): "Sulphur-isotope geochemistry of an arid, supratidal evaporite environment, Trucial Coast".
The Persian Gulf. Ed. by B.H. Purser. Springer Verlag. Berlin-Heidelberg-N.York. 395-407, 11 fig, 2 tabl. Berlin-Heidelberg-N.York. 395-407, 11 fig, 2 tabl.

- BURRIEL MARTI, F.; RAMIREZ MUÑOZ, J. (1955): "Fotometría de llama".
Monografías de Ciencia Moderna, 51 (12. Instituto de Edafología y Fisiología Vegetal). 106 y 132 págs. respectivamente.
- COY ILL, R.; FONT ALTABA, M. (1966): "Nota sobre el cálculo del índice de paleosalinidad de los sedimentos a partir de la concentración de boro en illita".
Not. Com. Ins. Geol. y Minero de España, nº 91, p. 71-8.
- COUCH, E.L. (1971): "Calculation of paleosalinities from boron and clay mineral data".
Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull. v.55, nº 10, p. 1829-37, 5 fig, 1 tabl.
- De GROOT, K. (1973): "Geochemistry of tidal flat brines at Umm Said, SE Qatar, Persian Gulf".
The Persian Gulf. Ed. by B.H.Purser. Springer Verlag Berlin-Heidelberg-N.York. 377-394, 5 fig, 6 tabl.
- DREYER, R.M.; GARRELS, R.N.; HOWAND, A.L. (1949): "Liquid inclusions in halite as a guide to geologic thermometry".
Am. Mineralogist, 34, pp. 26-34, 9 fig.
- ERNST, W. (1970): "Geochemical facies analysis".
Elsevier P.Co. Amsterdam.London N.York, 152 pp. 34 fig. tabl. XVIII.
- FONT ALTABA, M.; MONTORIOL POUS, J. (1968): "Contribución al conocimiento de la paragénesis de los yacimientos de la Cuenca Potásica catalana (Barcelona, España)".
Estratto dai Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia. v-XXIV, 18 pág.
- GRIGORIEV, D.F. (1965): "La recristalización de los minerales".
Instituto de Investigaciones Geológicas de la Diputación Provincial de Barcelona v-XIX, 44 pág, 27 fig. 6 tabl.
- HOLSER, W.T. (1966): "Diagenetic polyhalite in recent salts from Baja California".
Am.Mineralogist v.51, p.99-109.
- HOLSER, W.T. (1966): "Bromide geochemistry of salt rocks".
Second Symposium on Salt, v-I, Cleveland Ohio, Norther Ohio Geol. Soc. pp. 248-75.
- INGERSON, E. (1968): "Deposition and geochemistry work sesions".
Geol. Soc. America, Special paper 88, Saline Deposits, symposium, p. 671-681.
- KRAUSKOPF, K. (19): "Introduction to Geochemistry.
Capítulo 12: Evaporites".
720 pág. 7-1 fig. tabl. 7-IV.

- KREJCI-GRAF, K.; KLEIN, K.; KREHER, A. (1965): "Versuche zur geochemischen Fazies-Diagnostik".
Che., Erde, 24: 115-46.
- KRUMBEIN, W.C.; GARRELS, R.M. (1952): "Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials".
Jour. Geology v.60, p.1-33.
- KUDIMOV, B.Y. (1962): "Spectral well logging".
Geochemical studies of sedimentary rocks. Elsevier, 77.pp.
17 fig.
- KUHN, R. (1953): "Tiefenberechnung des Zechsteinmeeres nach dem Bromgehalt der Salze".
Deutsch. Geol. Gesell. Zeitschr. v-105, pp.646-63.
- KUHN, R. (1968): "Geochemistry of the German Potash Deposits".
Geol. Soc. America, Special paper 88, Saline Deposits, symposium, p. 427-504.
- LANDERGREEN, S. (1958): "On the distribution of boron on different size classes in marine clay sediments".
Geol. Foren. Stockholm Forh., 80 (492): 14-107.
- LERMAN, A. (1966): "Boron in clays and estimation of paleosalinities".
Sedimentology 6, pp. 267-286.
- McINTIRE, W.L. (1968): "Effect of temperature on the partition of rubidium between sylvite crystals and aqueous solutions".
Geol. Soc. America, Special paper 88, Saline Deposits, symposium, p. 505-524.
- MARIN, A.; PIÑA, S. (1955): "Aplicaciones del espectro al estudio de la composición de las menas potásicas".
Not. Com. Ins. Geol. y Minero de España T-IV, pp. 77-89
5 fig.
- MIR, J. (1942): "Determinaciones mineralógicas de las sales potásicas".
Not.Com.Inst.Geol. y Minero de España, n° 10.
- MONTORIOL POUS, J. (1968): "Técnica seguida en la toma de muestras para la formación de una colección monográfica de la Cuenca Potásica catalana".
Bol.Ins.Geol. y Minero de España, LXXIX, n° 2.
- MONTORIOL POUS, J.; FONT ALTABA, M. (1969): "Contribución al conocimiento mineralogénico de los yacimientos potásicos de Suria y Balsarany (Barcelona) mediante su estudio decrepítico métrico".
Estudios Geológicos, v.XXV, pp. 101-105.

- MONTORIOL POUS, J. ; TRAVERIA CROS, A. (1969): "Estudio de la paragénesis de los yacimientos de Cardona, Suria y Balsareny".
Bol.R.Soc. Esp.Hist.Nat. (geol) n° 67, pág. 169-199.
- MOORE, G.W. (1971): "Geologic significance of the minor element composition of marine salt deposits".
Econ.Geology, 66 1, pp. 187-92.
- MULLER, G. (1967): "Strontium distribution in recent Indian ocean sediments of the Western Coast of Somalia".
Jour.Sed.Petrology, v-37, n° 3, pp. 957-60.
- PUEYO MUR, J.J. (1972): "Estudio geoquímico preliminar de diversas muestras salinas de Sallent y Balsareny (Barcelona, España)".
Acta Geológica Hispánica, Año VII, n° 2, pág. 59-61.
- PUEYO MUR, J.J.; TRAVERIA CROS, A. (1974): "Determinación de la paleosalinidad, mediante la relación Br/Cl, en las sales de la cuenca potásica catalana (Sallent, Barcelona, España).
Acta Geológica Hispánica, t. IX, n° 3, págs. 114-115.
- RAUP, O.B. (1966): "Bromine distribution in some halite rocks of the Paradox Member, Hermosa Formation, Utah".
II Symposium on Salt, v-I, Cleveland, Ohio, Northern Ohio Geol. Soc. pp. 236-47.
- REYNOLDS, R.C. (1965): "Boron and oceanic evolution: a reply".
Geochim. Cosmochim. Acta. 29; a008-9.
- SCHWERDTNER, W.M.; WARDLAW, N.C. (1963): "Geochemistry of bromine in some salt rocks of the Prairie Evaporite Formation of Saskatchewan".
Symposium on Salt. Cleveland Ohio, Northern Ohio Geol. Soc. pp. 240-6.
- SOLANS HUGUET, J.; MONTORIOL POUS, J. (1968): "Estudio termoquímico de la zona potásica de los yacimientos de Suria y Balsareny (Barcelona)".
Acta Geológica Hispánica, t. III, n° 4, p. 102-4.
- STEWART, F.H. (1956): "Replacements involving early carnallite in the potassium-bearing evaporites of Yorkshire".
Mineralog. Mag. v.31, pp. 127-35.
- STEWART, F.H. (1963): "Marine evaporites". Chapter Y in "Data of Geochemistry".
U.S. Geol.Survey Professional Paper 440 Y, pp. Y1-Y-52.
- STEWART, F.H. (1968): "Geochemistry of marine evaporite deposits".
Geol.Soc.America, Special paper 88, Saline Deposits, symposium, p. 539-540.

- VALYASHKO, M.G. (1956): "Geochemistry of bromine in the processes of salt deposition and use of the bromine contents as a genetic and prospecting criterion".
Geochemistry, n^o 6, pp. 570-89, 6 fig., 5 tabl.
- WALKER, C.T.; PRICE, N.B. (1963): "Departure curves for computing paleosalinity from boron in illites and shales".
Am.Assoc.Petroleum Geologists Bull. v.47, pp. 833-41.