

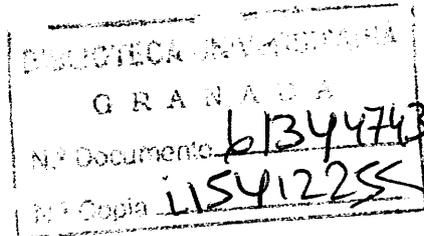
R. 48. 280

C.

FACULTAD DE CIENCIAS

UNIVERSIDAD DE GRANADA

SECCION DE GEOLOGIA



" MINERALOGIA DE LOS MATERIALES  
PLIOCENO-PLEISTOCENOS DE LA  
DEPRESION DE GUADIX-BAZA. GRANADA"

Tesis que presenta  
Eduardo Sebastian Pardo  
para obtener el grado de  
Doctor en Ciencias (Sección  
de Geología)

Granada, 22 de Marzo de 1979

VºBº

El Catedrático Director

Fdo. M. Rodríguez Gallego



Tesis Doctoral dirigida por el Prof. Dr. D. Manuel Rodríguez Gallego, Catedrático y Director del Departamento de Cristalografía y Mineralogía de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Granada, y defendida ante el Tribunal formado por los Profesores:

D. Manuel Rodríguez Gallego: Presidente

Vocales:

D. Miguel Delgado Rodríguez. Catedrático de Edafología de la Facultad de Farmacia. Univ. de Granada.

D. Juan A. Vera Torres. Catedrático de Estratigrafía y Sedimentología de la Facultad de Ciencias. Univ. de Granada.

D. José M<sup>a</sup> Martín Pozas. Profesor Agregado de Cristalografía y Mineralogía. Facultad de Ciencias. Univ. de Salamanca.

Secretario:

D. Francisco López Aguayo. Profesor Adjunto de Cristalografía y Mineralogía de la Facultad de Ciencias. Univ. de Granada.

Fue leída el día 20 de Abril de 1.979, obteniendo la calificación de Sobresaliente "cum laude" por unanimidad.

A Carmen Alicia

## AGRADECIMIENTOS.

En primer lugar quiero hacer constar mi agradecimiento a mi maestro y director D. Manuel Rodríguez Gallego por haber aceptado la dirección de este trabajo, así como por su ayuda y aliento constante, que me han permitido superar las dificultades encontradas a lo largo de su realización.

Al profesor D. Juan A. Vera Torres por su orientaciones en determinados aspectos de Sedimentología y por la revisión del capítulo de Resultados.

Al profesor D. Francisco López Aguayo, con quien he comentado ampliamente todo tipo de problemas planteados en la realización de este trabajo. Sus valiosos consejos han hecho posible la obtención de gran parte de los resultados.

A los profesores D<sup>a</sup> Purificación Fenoll Hach-Alf, D. Alfonso García-Cervigón Bellón y D. Miguel Ortega Huertas por su constante ayuda material y moral.

Al Dr. José A. Peña Ruano con quien he muestreado numerosas columnas y por haberme proporcionado muestras de sumo interés para mi trabajo.

A mis compañeros y amigos Anselmo Acosta, Rafael Arana, Guillermo Gutiérrez, Antonio India, Daniel Martín, Fernando Nieto, José Rodríguez Gordillo, José Torres Ruiz y Nicolás Velilla. Su ayuda ha mejorado sensiblemente la calidad de este trabajo.

Quiero agradecer -por último- la estimable colaboración de todas aquellas personas que con su aliento permitieron que fueran superadas las numerosas dificultades surgidas en la realización y conclusión de esta Memoria.

# INDICE

## Página

I.	OBJETIVOS	1
II.	METODOLOGIA	3
II. 1.	PREPARACION DE LA MUESTRA	3
II. 2.	ANALISIS MINERALOGICO	4
II. 2. 1.	Homogeneización del catión de cambio de la fracción menor de 2 micras	4
II. 2. 2.	Preparación de agregados orientados (A. O.) y tratamientos	4
II. 2. 3.	Ópticos	5
II. 2. 4.	Análisis químico	6
II. 2. 4. 1.	Calimetrías	6
II. 2. 4. 2.	Determinación de flúor	6
II. 2. 5.	Difracción de Rayos X	6
II. 2. 6.	Análisis cuantitativo de fases mineralógicas	7
II. 3.	MICROSCOPIA ELECTRONICA	8
II. 4.	MEDIDA DE PARAMETROS CRISTALOQUIMICOS DE ALGUNOS MINERALES DE LA ARCILLA	9
II. 4. 1.	Micas	9
II. 4. 2.	Montmorillonita	10
III.	SITUACION GEOGRAFICA	12
IV.	ANTECEDENTES Y SITUACION GEOLOGICA	14
IV. 1.	ANTECEDENTES	14
IV. 2.	LOCALIZACION GEOLOGICA	19
V.	RESULTADOS	27
V. 1.	INTRODUCCION	27
V. 1. 1.	Nomenclatura y definición de algunos tipos de arcillas del Plioceno	28
V. 1. 2.	Parámetros cristaloquímicos	35
V. 2.	FORMACIONES LACUSTRES	36
V. 2. 1.	Columna de "Campillo"	37
V. 2. 1. 1.	Litología	37
V. 2. 1. 2.	Mineralogía de la muestra total	39
V. 2. 1. 3.	Mineralogía de las fracciones menor de 2 micras y entre 2 y 20 micras	42
V. 2. 1. 4.	Parámetros cristaloquímicos	49
V. 2. 2.	Columna "Estación de Huélago"	54
V. 2. 2. 1.	Litología	54
V. 2. 2. 2.	Mineralogía global	55
V. 2. 2. 3.	Fracciones menor de 2 micras y de 2 a 20 micras	58
V. 2. 2. 4.	Parámetros cristaloquímicos	61

	<u>Página</u>
V. 2. 3. Columna "Cerro de los Pinos"	65
V. 2. 3. 1. Litología	65
V. 2. 3. 2. Mineralogía de la muestra global	66
V. 2. 3. 3. Fracciones menor de 2 micras y de 2 a 20 micras	69
V. 2. 3. 4. Parámetros cristaloquímicos	73
V. 2. 4. Columna "Solana de los Paradores"	78
V. 2. 4. 1. Litología	78
V. 2. 4. 2. Mineralogía global	79
V. 2. 4. 3. Fracción menor de 2 micras	79
V. 2. 5. Columna "Solana del Zamborino"	82
V. 2. 5. 1. Litología	82
V. 2. 5. 2. Mineralogía global	83
V. 2. 5. 3. Fracciones menor de 2 micras y de 2 a 20 micras	85
V. 2. 5. 4. Parámetros cristaloquímicos	89
 RESUMEN DE LA FORMACION LACUSTRE	 94
V. 3. FORMACION DE GUADIX	96
V. 3. 1. Columna de "Gorafe"	96
V. 3. 1. 1. Litología	97
V. 3. 1. 2. Mineralogía global	98
V. 3. 1. 3. Fracciones menor de 2 micras y de 2 a 20 micras	101
V. 3. 1. 4. Parámetros cristaloquímicos	105
V. 3. 2. Columna "Río Fardes"	111
V. 3. 2. 1. Litología	111
V. 3. 2. 2. Mineralogía global	111
V. 3. 2. 3. Fracciones menor de dos micras y entre 2 y 20 micras	113
V. 3. 2. 4. Parámetros cristaloquímicos	116
 RESUMEN DE LA FORMACION DE GUADIX	 120
V. 4. FORMACION DE BAZA	121
V. 4. 1. Columna "El Puntal"	122
V. 4. 1. 1. Litología	123
V. 4. 1. 2. Mineralogía de la muestra global	123
V. 4. 1. 3. Fracciones menores de 2 micras y entre 2 y 20 micras	126
V. 4. 1. 4. Parámetros cristaloquímicos	130
V. 4. 2. Columna "Cuevas del Campo"	134
V. 4. 2. 1. Litología	134
V. 4. 2. 2. Mineralogía global	135
V. 4. 2. 3. Fracciones menores de 2 micras y entre 2 y 20 micras	138
V. 4. 2. 4. Parámetros cristaloquímicos	144

	<u>Página</u>
V. 4. 3. Columna "Baza Norte"	150
V. 4. 3. 1. Litología	150
V. 4. 3. 2. Mineralogía global	150
V. 4. 3. 3. Fracciones menor de 2 micras y entre 2 y 20 micras	153
V. 4. 3. 4. Parámetros cristaloquímicos	157
V. 4. 4. Columna "Orce"	162
V. 4. 4. 1. Litología	162
V. 4. 4. 2. Mineralogía global	162
V. 4. 4. 3. Fracciones menor de 2 micras y entre 2 y 20 micras	165
V. 4. 4. 4. Parámetros cristaloquímicos	169
RESUMEN DE LA FORMACION DE BAZA	175
V. 5. FORMACION DE SERON-CANILES	176
V. 5. 1. Columna "Caniles"	177
V. 5. 1. 1. Litología	177
V. 5. 1. 2. Mineralogía global	177
V. 5. 1. 3. Fracciones menor de 2 micras y entre 2 y 20 micras	180
V. 5. 1. 4. Parámetros cristaloquímicos	187
V. 5. 2. Columna "Serón"	192
V. 5. 2. 1. Litología	192
V. 5. 2. 2. Mineralogía global	193
V. 5. 2. 3. Fracciones menor de 2 micras y de 2 a 20 micras	195
V. 5. 2. 4. Parámetros cristaloquímicos	199
RESUMEN DE LA FORMACION DE SERON-CANILES	204
VI. DISCUSION DE LOS RESULTADOS	205
VI. 1. MINERALOGIA GLOBAL	205
VI. 1. 1. Formación Lacustre	205
VI. 1. 2. Formación de Guadix	208
VI. 1. 3. Formación de Baza	211
VI. 1. 4. Formación de Serón-Caniles	215
VI. 1. 5. Análisis conjunto	217
VI. 2. GENESIS DE LOS MINERALES DE LA ARCILLA	222
VI. 2. 1. Introducción	222
VI. 2. 2. Minerales heredados	222
VI. 2. 2. 1. Micas	222

	<u>Página</u>
VI. 2. 2. 2. Clorita	245
VI. 2. 2. 3. Caolinita	245
VI. 2. 3. Minerales de neoformación	247
VI. 2. 4. Minerales de doble origen	249
VI. 2. 5. Transformaciones	255
VI. 3. Evolución de las Formaciones	256
VI. 3. 1. Formación Lacustre	256
VI. 3. 2. Formación de Guadix	265
VI. 3. 3. Formación de Baza	271
VI. 3. 4. Formación de Serón-Caniles	278
VI. 3. 5. Consideraciones generales	284
VI. 4. GRADO DE DIAGENESIS	289
VII. CONCLUSIONES	292
VIII. BIBLIOGRAFIA	298

## I. OBJETIVOS



## I. OBJETIVOS.

Al iniciar el presente trabajo eran varios los objetivos que se perseguían. Se podrían resumir en el conocimiento mineralógico y genético de las diferentes Formaciones de edad Plioceno-Pleistoceno que afloran en la Depresión de Guadix-Baza. Estas formaciones hasta la actualidad únicamente habían sido estudiadas desde el punto de vista litoestratigráfico; por lo que, para un conocimiento completo de estos materiales faltaba el estudio mineralógico, que ha sido la meta fundamental de este trabajo.

Sobre esta base, se ha hecho especial hincapié en la diferenciación mineralógica para determinar los posibles medios de sedimentación existentes en la Depresión y en consecuencia establecer la génesis de los materiales de las diferentes formaciones ya propuestas, puesto que en algunos puntos no es fácil diferenciarlas estratigráfica y sedimentológicamente.

Por otro lado, también se ha pretendido establecer posibles áreas fuentes tanto a partir de la distribución cualitativa y cuantitativa de ciertas especies minerales como del estudio de la variación de algunos parámetros cristalográficos de determinados filosilicatos, fundamentalmente micás.

Otros aspectos, que también se consideraron de interés incluyen la determinación del grado de diagénesis sufrido por los materiales y el análisis de otros procesos postsedimentarios ligados a la evolución general de la Depresión de Guadix-Baza hasta la actualidad. En este sentido, se ha intentado determinar qué transformación han sufrido los minerales de la arcilla de estos sedimentos.

Por último añadir que esta memoria forma parte de un plan general de investigación iniciado en colaboración entre el Departamento de Estratigrafía y el Departamento de Cristalografía y Mineralogía. En dicho plan

se pretende llevar a cabo el estudio detallado, estratigráfico, sedimentológico y mineralógico de los materiales de las depresiones internas de las Cordilleras Béticas, del cual ya se han obtenido algunos datos ( ORTEGA HUERTAS, 1978) y otros están, actualmente, en curso de realización.

## II. METODOLOGIA

## II. MÉTODOS.

Consideraremos en este capítulo los métodos experimentales de laboratorio que se han seguido para el estudio de las muestras. No se describirá, por tanto, los métodos convencionales de geología de campo utilizados para el muestreo de las diferentes columnas estratigráficas levantadas.

Los métodos de laboratorio son los que han ocupado la casi totalidad del tiempo dedicado a este trabajo, debido a los objetivos que se perseguían, los cuales ya han sido expuestos anteriormente.

En la mineralogía de arcillas los trabajos previos que implican la preparación de la muestra son numerosos y generalmente muy laboriosos. Estas circunstancias confieren a este tipo de trabajo una especial lentitud.

En las páginas que siguen exponemos un resumen de las principales técnicas que se han utilizado a lo largo de nuestro trabajo de laboratorio.

### II. 1. PREPARACION DE LA MUESTRA.

Para el estudio de las muestras, se ha realizado la separación de la fracción menor de dos micras y de la fracción comprendida entre dos y veinte micras. De las muestras se habían, previamente, eliminado los carbonatos con ácido acético 0,3 N.

Para la obtención de las distintas fracciones se ha seguido el método de sedimentación, realizando la extracción de la fracción a estudiar, de acuerdo con el tiempo deducido aplicando la ley de Stokes para una temperatura media de 20° C.

## II.2. ANALISIS MINERALÓGICO.

### II.2.1. Homogeneización del catión de cambio de la fracción menor de dos micras.

DYAL y HENDRICKS (1952), KITTRICK (1961), MARTIN VIVALDI y col. (1968) observaron que la homogeneización del catión de cambio en las muestras era un factor importante a considerar ya que permitía soslayar los errores que el catión interlaminar introduce en la estimación cuantitativa.

Se ha seguido el método propuesto por MARTIN VIVALDI, RODRIGUEZ GALLEGO y MARTIN POZAS (1969). En un tubo de ensayo se ha preparado una suspensión acuosa de arcilla y a continuación se ha pasado la suspensión por una columna de Amberlita ácida 1R-120 (H) que previamente se había hecho magnésica mediante solución de  $\text{Cl}_2\text{Mg}$ .

### II.2.2. Preparación de agregados orientados (A.O.) y tratamientos.

Se han realizado agregados orientados, tanto de la fracción inferior a dos micras como de la fracción comprendida entre dos y veinte micras, preparando una suspensión que se deposita sobre un porta dejándolo secar posteriormente.

Debido a que todas las muestras estudiadas presentan reflexiones a 14 y 7 Å nos hemos visto obligados a realizar los siguientes tratamientos:

. Solvatación con etilén-glicol. Se ha seguido el método propuesto por BRUNTON (1955) que consiste en colocar los A.O. en una cápsula cerrada, que contiene una pequeña cantidad de etilén-glicol, se mantiene la muestra en un desecador a la temperatura de  $60^{\circ}\text{C}$  durante dos horas.

. Solvatación con dimetilsulfóxido. Se ha llevado a cabo la formación del complejo caolinita+DMSO, para la determinación de este mineral en mezclas, poniendo los A.O. en atmósfera de DMSO a 80<sup>o</sup> C durante un tiempo mínimo de 48 horas.

. Tratamiento térmico. Se ha empleado el método propuesto por MARTIN VIVALDI y RODRIGUEZ GALLEGO (1961). Consiste en someter los A.O. a la temperatura de 550<sup>o</sup> C durante una hora, obteniendo el difractograma inmediatamente para evitar, en lo posible, la rehidratación de la muestra.

. Ataque ácido. Se ha seguido el método descrito por MARTIN VIVALDI y RODRIGUEZ GALLEGO (1961). En un erlenmeyer de 150 ml. se han introducido 0,5 g. de muestra a la que se le han añadido 30 ml. de ácido sulfúrico al 20%. Se mantiene hirviendo a reflujo durante media hora. Posteriormente, se lava y centrifuga varias veces para eliminar los sulfatos.

### II. 2. 3. Opticos.

Dados los objetivos perseguidos en este trabajo y el carácter deleznable de la inmensa mayoría de las muestras, el estudio en lámina delgada de muestra global se ha limitado a aquellas muestras en las que se localizó la fluorita por difracción de rayos X.

#### II. 2. 4. Análisis Químico.

##### II. 2. 4. 1. Calcimetrías.

Se ha utilizado el calcímetro de Bernard. De cada muestra se tomaron 0,2 g. -previamente secada a  $110^{\circ}\text{C}$ - tamizada a tamaño inferior a 50 micras para que la reacción fuera más rápida. Se realizaron dos medidas y se tomó como definitiva la media aritmética de los dos ensayos.

##### II. 2. 4. 2. Determinación de fluor.

Se ha realizado en aquellas fracciones de arcilla en las cuales se había puesto de manifiesto la presencia de la fluorita mediante difracción de rayos X.

El método seguido ha consistido esencialmente en una disgregación alcalina y en una posterior valoración colorimétrica, basada en el efecto producido por el ión  $\text{F}^{-}$  sobre una solución del complejo Alizarina - S-Zirconio.(ZENIN, 1954).

##### II. 2. 5. Difracción de rayos X.

Se ha utilizado un equipo difractométrico Philips modelo PW-1010 y PW-1050 equipado con contadores de centelleo PW-1964/20 y proporcional PW-1965/10. Como fuente de rayos X se ha utilizado un tubo de difracción PW-2103 con ánodo de Cu y filtro de Ni. En algunas muestras, sin embargo, se empleó un tubo con ánodo de Co PW-2106/00 y filtro de Fe.

Las condiciones de trabajo han sido las más usuales. Velocidad de exploración:  $1^{\circ}/\text{min.}$ , de papel  $5 \times 120$  mm/h. La radiación se excitó por una corriente de 28 mA con tensión de 36 kv; sensibilidad:  $4 \cdot 10^2$  y  $2 \cdot 10^3$ , y la zona explorada -en general- de  $2$  a  $65^{\circ}$ . Se empleó discriminación de altura y pulsos.

Se han realizado diagramas de polvo y de A. O. normal y con los diferentes tratamientos ya señalados de las diferentes fracciones.

### II. 2. 6. Análisis cuantitativo de fases mineralógicas.

El análisis cuantitativo de las fases mineralógicas que constituyen una muestra natural, es uno de los problemas más complejos que se presentan en el análisis mineralógico por difracción de rayos X, máxime cuando se trata de aplicarlo a los filosilicatos de la arcilla.

Los factores que afectan las intensidades de las reflexiones son varios: grado de orientación y de cristalinidad, catión de cambio, sustituciones isomórficas..., todos estos factores dan lugar a que la estimación cuantitativa sea difícil de realizar, y en algunos casos imposible. Por tanto, los resultados obtenidos, basados en las medidas de las  $I/I_0$ , deben considerarse como una estimación cuantitativa aproximada.

Por todo lo expuesto, los porcentajes que se dan para las diferentes fases mineralógicas presentes en cada muestra, corresponden a la cantidad relativa que hay de cada una de ellas supuesto que en el difractograma sólo existen esos minerales; es decir, tomado sobre la base de determinar únicamente las relaciones cuantitativas entre ellos.

La estimación cuantitativa se realizó dividiendo las intensidades de las líneas escogidas, por su poder reflectante. Posteriormente, estos cocientes se multiplican por el factor adecuado para su suma sea igual a 100.- Los resultados así obtenidos no son de ninguna forma absolutos sino porcentajes relativos de unos minerales respecto a otros.

En las tablas II. 1. y II. 2. figuran los factores reflectantes aplicados en el Análisis Mineralógico semicuantitativo, tanto para polvo cristalino como para agregado orientado.

Tabla II. 1. Poderes reflectantes para minerales mayoritarios en diagramas de polvo.

Especie	Reflexión (A)	Factor
Cuarzo	4,24	1,5 (1)
Clorita	7,00	1,0
Laminares	4,45	0,1
Calcita	3,03	1,0
Dolomita	2,88	1,0
Yeso	7,60	1,75

(1) Reconvertido al pico 4,24 desde el 3,33 por la presencia de mica, utilizando el factor de Barahona (1974)

Tabla II. 2. Poderes reflectantes para minerales de la arcilla en A. O. y solvatado con etilén-glicol.

Especie	Reflexión (A)	Factor
Ilita	10,00	1
Clorita	7,00	2
Caolinita	7,00	2
Paragonita	9,60	3
Montmorillonita	17,00	4
Peligorskita	10,50	0,7

### II. 3. MICROSCOPIA ELECTRONICA.

Debido a la complejidad mineralógica de algunas muestras se ha necesitado el auxilio de la microscopía electrónica para identificar positivamente minerales que por las técnicas hasta aquí descritas podían ofrecer dudas, así como para apoyar también -en casos- los resultados previamente obtenidos. Las muestras estudiadas por esta técnica lo han sido en fracciones menores de dos micras y entre dos y veinte micras.

La técnica de preparación de las muestras ha consistido en la suspensión natural de la muestra, previa dilución hasta 0,5% en agua destilada. Se ha utilizado la técnica sobre portas de colodión al vacío y observado mediante un microscopio electrónico de transmisión.

En el caso del microscopio de barrido se han colocado sobre el porta - muestras suspensiones de las muestras que se han metalizado posteriormente cubriéndolas con una fina película de oro, para hacer conductora su superficie y facilitar la descarga a masa de los electrones aportados por el haz del microscopio.

Se han utilizado dos microscopios: de barrido (SEM) Hitachi Perkin Elmer y de transmisión, Philips modelo M-300.

#### II.4. MEDIDA DE PARAMETROS CRISTALQUIMICOS DE ALGUNOS MINERALES DE LA ARCILLA.

##### II.4.1. Micas.

Se han calculado, fundamentalmente, el valor del eje cristalográfico  $b_0$  (en las illitas), los espaciados basales (en illitas y paragonitas) y la diferencia angular  $\alpha$  que aparecen las reflexiones  $d(00, 10)$  de las illitas y paragonitas. El eje  $b_0$  se ha determinado utilizando el espaciado  $d(060)$  de la illita cuyo valor es  $1/6$  del eje cristalográfico  $b_0$ . Las condiciones de registro así como el método seguido ha sido especificado por MARTIN RAMOS (1976).

Los espaciados basales se han medido a partir de las reflexiones  $(00, 10)$  sobre muestras de agregado orientado, en fracciones de tamaño comprendido entre 2 y 20 micras.

Con estos datos hemos obtenido información sobre la composición química de las illitas así como sobre cristalinidad y grado de fengitización.

El contenido en Si se calculó por la ecuación:

$$b_0 (A) = 0,043 Si \pm 8,464 \quad (\text{MARTIN RAMOS, 1976})$$

El  $Al^{IV}$ , Fe y Mg por las siguientes ecuaciones:

$$b_o(A) = -0,024 Al^{IV} + 9,175$$

$$b_o(A) = 0,05 Fe + 8,980$$

$$b_o(A) = 0,042 Mg + 8,986$$

El número de átomos obtenidos se calculó en base a 48 oxígenos.

La cristalinidad mediante la medida de la base a la mitad de la altura - de la reflexión a 10 Å (KUBLER, 1964, 1968; DUNOYER DE SEGONZAC, 1966, 1969 y CULLITY, 1954).

El tamaño de los cristales según el eje  $c$ , se calculó por la ecuación - de Scherrer utilizando como standard una moscovita procedente de un - micasquisto de Sierra Nevada.

El grado de paragonitización de las illitas no ha podido ser medido con - los métodos difractométricos clásicos de ZEN y ALBEE (1964), YODER y EUGSTER (1954), CIPRIANI et al. (1963), GUIDTOTTI y SASSI (1976) y MARTÍN RAMOS (1976) debido a la no validez general de las fórmulas propuestas por estos autores, como demuestran MARTÍN RAMOS y RODRIGUEZ GALLEGO (en prensa) y MARTÍN RAMOS (1976).

En función de ello, se ha utilizado la ecuación obtenida por MARTÍN RAMOS (1976) para las micas metamórficas de las Cordilleras Béticas. Esta ecuación es la siguiente:  $d(002) = 9,968 - 0,07 Na/Na-K$

#### II.4.2. Montmorillonita.

Como índice de cristalinidad de las montmorillonitas se ha empleado el - de BISCAYE (1965). Consiste en medir los parámetros "V" y "P" (Figura II.1.) en los A.O. solvatados con etilén-glicol y calcular su relación. El valor máximo de cristalinidad corresponde a  $V/P=1$ .

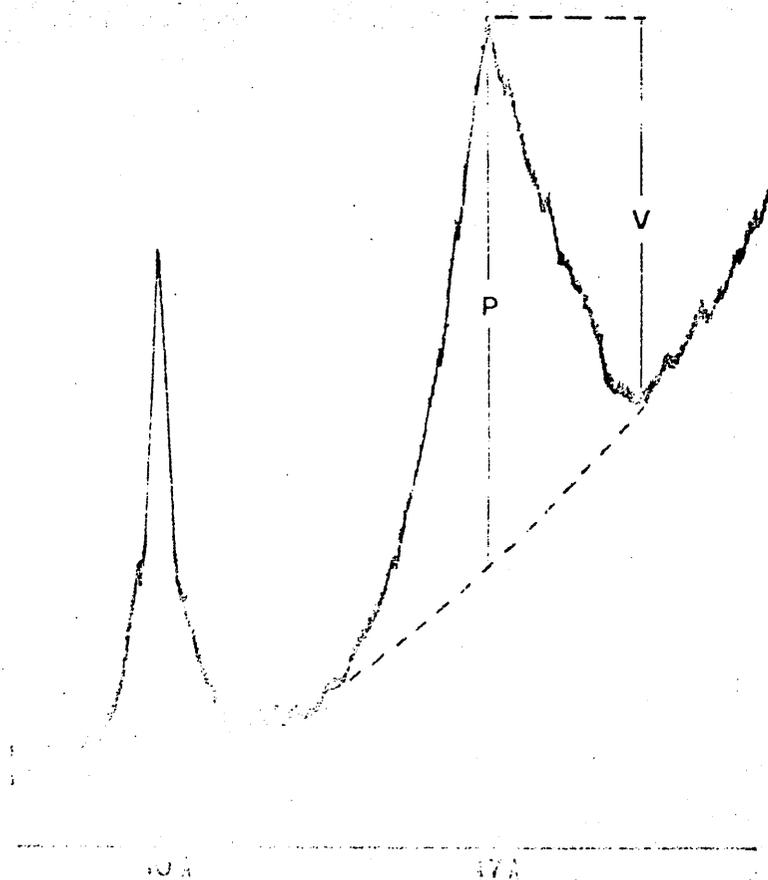


Fig. II. 1. Índice de cristalinidad de Biscaye.

### III. SITUACION GEOGRAFICA

### III. SITUACION GEOGRAFICA.

La Depresión de Guadix-Baza se sitúa en la parte oriental de la provincia de Granada. Queda repartida dentro de las Hojas Topográficas 5-10- (Jaén), 6-10 (Baza), 5-11 (Granada) y 6-11 (Almería), a escala 1:200.000, editadas por el Servicio Geográfico del Ejército y dentro de las coordenadas U.T.M. siguientes:

Latitud:            114 185

Longitud:          470 545

Se pueden considerar como límites, aunque sean algo relativos, los relieves que la rodean. Se diferencian dos sectores que quedan separados, en parte, por la sierra de Baza y el Jabalcón: sector occidental (o de Guadix) y sector oriental (o de Baza-Huésca).

Casi toda la Depresión corresponde a la cuenca hidrográfica actual del Guadiana Menor, únicamente el extremo SW vierte sus aguas hacia el Mediterráneo, a través del río Almanzora.

En la figura III. 1. se representa la situación, comunicaciones, principales poblaciones y división en sectores de la Depresión Guadix-Baza, según el esquema de VERA (1970 a).



#### IV. ANTECEDENTES Y SITUACION GEOLOGICA

#### IV. ANTECEDENTES Y SITUACION GEOLOGICA.

##### IV.1. ANTECEDENTES.

Después de una amplia revisión bibliográfica hemos llegado a la conclusión de que no hay ningún trabajo detallado de investigación sobre mineralogía de la zona objeto de nuestro estudio ni de áreas próximas. La única salvedad es el estudio que de la Formación Gorafe-Huélago realizó este mismo autor para obtener el grado de Licenciado.

En cambio, como veíamos anteriormente, el conocimiento sedimentológico, -estratigráfico y paleontológico, al menos de ciertas áreas, es bastante detallado y está siendo constantemente revisado en los últimos años, por diferentes autores.

La primera referencia de la Depresión Guadix-Baza se debe a SILVERTOP (1834). En 1879, VON DRASCHE define la Formación de Guadix como el conjunto de materiales detríticos que rellenan gran parte de ella. No da edad alguna para estos materiales.

Posteriormente, SIEGERT (1905) realiza un estudio geológico, importante por la fecha en que lo hizo, de toda la Depresión; diferencia varios tramos del Neógeno y Cuaternario.

En 1950, FALLOT, SOLE, COLOM y BIROT estudian el Neógeno de la región de Baza, en el que diferencian el Vindoboniense marino y la "Serie de Baza" formada por margas y calizas lacustres.

Más adelante, COLOM (1951) data como Tortoniense mediante el estudio de su microfauna, un afloramiento de Mioceno marino situado en la Rambla de Valcabra.

FALLOT, FAURE-MAURET y FONTBOTE (1960) realizan un estudio sobre el Macizo del Mencil y dan algunos datos sobre los materiales de la Depresión en sus alrededores.

En 1961, AGUIRRE señala la presencia de "Elephas Meridionales Nesti" en las proximidades del Cortijo de la Sabina, al W. de Gorafe.

Posteriormente, ALVARADO y SAAVEDRA (1966) en el sector NE distinguen el Mioceno superior formado por arcillas, areniscas y calizas, del Plioceno y Villafranquiense caracterizado este último, por la presencia de "costra" caliza.

FALLOT, FAURE-MURET y FONTBOTE (1967) estudian la parte occidental de la Formación de Guadix, en la que diferencian tres términos superpuestos. De abajo arriba: a) conjunto de "capas claras del río Fardes". Constituidas por calizas, margocalizas y margas blancas o verdes que contienen cristales de yeso; b) conjunto detrítico, continental, que forman las capas de Guadix, y c) nivel de conglomerados superiores que forman una superficie plana y que asignan al Cuaternario antiguo. Datan la Formación de Guadix como Plioceno-Villafranquiense inferior.

AGUIRRE (1968) data la Formación de Guadix como parte del Plioceno - además de todo el Pleistoceno inferior, mediante la revisión de la fauna encontrada en 1961, en el Cortijo de las Sabinas.

En 1968, GONZALEZ DONOSO y VERA ponen de manifiesto la presencia de Oligoceno terminal-Aquitaniense inferior postorogénico en el cauce alto del río Fardes.

MALDONADO (1969) estudia una zona comprendida entre Caniles y Serón. En parte de ella afloran materiales Neógenos-Cuaternarios en los que distingue el Mioceno de facies marina de los más recientes, que lo recubren, en los que define dos formaciones: "Serie de Baza" y Formación de Serón.

La referencia bibliográfica de mayor importancia respecto a los materia

les que rellenan la Depresión de Guadix-Baza se debe a VERA (1970). - En ellos se hace un estudio litoestratigráfico de los diferentes materiales representados en esta Depresión con el fin de reconstruir su historia sedimentaria. Distingue dos grupos distintos de materiales: a) Mioceno, constituido por margas, areniscas y limos marinos; b) Plioceno-Cuaternario antiguo, formado por materiales subhorizontales, discordantes sobre los miocenos. En el Plioceno define cuatro formaciones diferentes, de acuerdo con sus características litoestratigráficas:

1. Formación de Guadix (previamente definida por VON DRASCHE), constituida por materiales detríticos que ocupa casi todo el sector occidental de la Depresión.
2. Formación de Gorafe-Huélago. Está constituida por rocas de precipitación química, de modo dominante. Está rodeada completamente por la Formación de Guadix.
3. Formación de Baza. Constituida la mayor parte por calcilutitas. Aflora en el sector oriental de la Depresión.
4. Formación de Serón-Caniles, constituida por conglomerados, arenas y, localmente, lutitas y calizas arrecifales. Ocupa el sector meridional de la parte oriental de la Depresión.

Finalmente, estudia la relación existente entre las distintas formaciones y reconstruye la historia geológica de la Depresión.

VERA, VILLENA y RIBA (1970) realizan un trabajo sobre la presencia de "Armored mud balls" en diferentes arroyos y ramblas de la Depresión de Guadix-Baza. Estudian las formas, tamaños y características genéticas de estas estructuras.

En 1971, MARIN realiza un estudio estratigráfico de los materiales de facies continental al S. del Mencil (área occidental de la Formación de Gorafe-Huélago). Incluye un mapa geológico detallado y propone una evolución geológica de la cuenca.

MARTIN GARCIA (1972) realiza un estudio del Neógeno-Cuaternario de un sector comprendido entre Serón y Purchena. Diferencia tres conjuntos litoestratigráficos:

a) Mioceno, muy escasamente representado, constituido por conglomerados y areniscas de origen marino muy cercano a costas.

b) Serie de Baza, que comprende las formaciones de Serón-Caniles y de "Tierras Blancas", de características litoestratigráficas diferentes, siendo esencialmente detrítica la primera y carbonatada la de "Tierras Blancas". Atribuye a este conjunto una edad comprendida entre el Tortonense y el Cuaternario, y el medio de depósito de estuario o bahía con características costeras hacia los bordes.

c) Cuaternario.

En 1974, PEÑA estudia los materiales que rellenan la Depresión de Guadix en su parte occidental. Distingue tres unidades litoestratigráficas:

a) Formación de Guadix. Esencialmente fluvial.

b) Formación de Gorafe-Huélago. Predominantemente lacustre.

c) Formación de Solana del Zamborino. Definida por primera vez. Es esencialmente lacustre, consta de un sólo miembro formado fundamentalmente por calizas alternantes con materiales detríticos y de edad Pleistoceno medio-Riss Wurm. Finalmente, llega a la conclusión de que la edad del conjunto de los materiales es Plioceno-Pleistoceno.

SEBASTIAN PARDO (1974) en su estudio mineralógico de la Formación de Gorafe-Huélago indica que los sedimentos corresponden a una facies de tipo precipitado que evoluciona a evaporítico. Identifica como minerales presentes en la fracción fina: illita, paragonita, caolinita, clorita, montmorillonita y paligorskita (estos dos últimos de neoformación). Así mismo, estudia las posibles áreas fuentes y la génesis de estos minerales.

LOPEZ GARRIDO y VERA (1974) relacionan la tectónica diapírica y la sedimentación, así como la evolución en el tiempo del proceso diapírico -

del sector de Negratín. Realizan una cartografía detallada y miden las direcciones de las paleocorrientes de los materiales neógenos y cuaternarios de la Formación de Guadix en este sector.

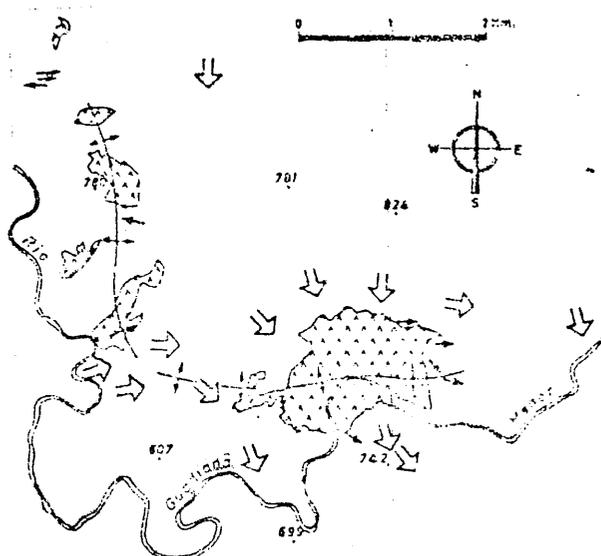


Fig. IV. 1. Distribución de paleocorrientes y su relación con los afloramientos triásicos.

CASAS, PEÑA y VERA (1975) publican la interpretación geológica y estratigráfica del yacimiento Achelense de la "Solana del Zamborino". Este yacimiento se localiza en la parte terminal de la Formación de Guadix y por lo tanto permite datar con precisión, a partir de los fósiles y útiles allí encontrados el techo de la Formación como un Riss-Wurm hacia la parte final del mismo. Incluyen un esquema cartográfico y la descripción detallada de varias zonas estratigráficas de la región del yacimiento.

ESTEVEZ, LOPEZ GARRIDO y SANZ DE GALDEANO, en 1975 y posteriormente en 1976, estudian la tectónica reciente en el sector del Negratín, mediante el análisis estructural de las deformaciones observadas a través del estudio de disoluciones estilolíticas y estriaciones en los cantos de la Formación de Guadix, así como el de diaclasas y fallas. Descartan la posibilidad de un origen estrictamente diapírico para las deformaciones del sector y llegan a la conclusión de que las deformaciones son muy recientes ya que resultan afectados materiales pleistocenos y un glacis de edad holocena.

Por último, RODRIGUEZ FERNANDEZ (1976) estudia los materiales pleistocenos del sector central de la Depresión de Guadix-Baza. En esta zona afloran la Formación de Guadix y la Formación de Baza y pone especial énfasis en las relaciones geométricas, litológicas y genéticas que guardan entre sí estas dos formaciones.

#### IV.2. LOCALIZACION GEOLOGICA.

La Depresión de Guadix-Baza es uno de los mejores ejemplos de cuenca postorogénica intramontañosa de las cordilleras Béticas. Se sitúa sobre el contacto entre las zonas Béticas y Subbética. Su borde Sur lo constituye los relieves béticos de Sierra Nevada, Sierra de Baza y Sierra de Filabres. Los bordes E., W. y parte del N. lo constituyen materiales subbéticos. En esta Depresión se depositaron materiales neógenos-cuaternarios con grandes potencias y variaciones de facies, tanto en sentido vertical como lateral, que descansan discordantemente sobre los materiales plegados y erosionados de las zonas Bética, Subbética y Prebética (VERA, 1969). Los materiales de estas tres zonas aparecen localmente representados y de modo especial en los dos macizos que emergen dentro de ella: Mencal y Jabalcón.

Estratigráficamente se diferencian, en esta Depresión, dos sectores. El sector occidental (sector de Guadix) y el oriental (sector de Baza-Hués-car), VERA (1970).

Los materiales más antiguos de los que constituyen el relleno de la Depresión son de edad Aquitaniense (GONZALEZ DONOSO y VERA, 1968) que se comportan de forma muy diferente en la parte meridional, que es postorogénico (GONZALEZ DONOSO y VERA, 1968), de la parte septentrional, que es preorogénico (ALVARADO y SAAVEDRA, 1966). Esta disposición indica que la individualización de la cuenca no se efectuó en la misma época sino tanto más recientemente cuanto más al norte.

En la Depresión se pueden distinguir dos grupos de materiales: Mioceno



y Plioceno-Pleistoceno.

Mioceno. Aflora en el borde de la Depresión, en sectores muy aislados. Cada afloramiento presenta características peculiares, pero como materiales comunes a casi todos ellos se presenta niveles margosos y de limos, con areniscas y conglomerados bioclásticos de cemento carbonatado (maciños). Presenta potencias variables de unos sectores a otros, alcanzándose los máximos valores en el borde SW. En conjunto, corresponde a una sedimentación marina cercana a costas y de poca profundidad y que recibe una gran cantidad de aportes terrígenos. En la parte inferior del Mioceno, se localiza un episodio lacustre. Raramente aparece horizontal sino que presenta un buzamiento general hacia el interior de la Depresión. Esto nos indica que, después del depósito de estos materiales, la cuenca sufrió una apreciable subsidencia diferencial (VERA, 1970).

El Mesiniense ha sido datado en el sector W. de la Depresión, bajo el muro discordante de la Formación de Guadix (MOLINA, 1975).

Plioceno-Pleistoceno. Está constituido por materiales subhorizontales discordantes sobre los miocenos o sobre materiales de las zonas Bética, Subbética y Prebética. La edad atribuida se ha efectuado a partir de varios jalones faunísticos (VERA, 1970), CASAS, PEÑA y VERA(1975); completados más tarde por otros datos obtenidos en varios yacimientos de vertebrados.

Presenta características litológicas y paleoambientales diferentes entre la zona occidental y la oriental, mostrando también frecuentes cambios laterales de facies oblicuos a la estratificación y en muchos casos indentaciones de unos en otros.

En el Plioceno del sector occidental se han distinguido tres formaciones de características litoestratigráficas diferentes.

#### Formación de Guadix.

Definida por VON DRASCHE (1879). Constituida, casi exclusivamente, - por materiales detríticos que presentan diferencias texturales según la - posición respecto al borde de la cuenca. Así, en los bordes el predomi- nio corresponde a los conglomerados y, sin embargo, en el interior de- la cuenca son las arenas y lutitas las que destacan.

PEÑA (1974) ha diferenciado, basándose en el predominio litológico, tres miembros: miembro arenoso, miembro lutítico y miembro carbonatado. Es tos miembros cambian lateralmente de facies entre sí.

Esta formación tiene un origen fluvial. MARTIN (1971) afirma la existen- cia de facies intermedias entre fluvial y lacustre, además de la facies - fluvial. PEÑA (1974) afirma que se trata de un ambiente fluvial que cam- bia lateralmente de un modo gradual a otro tipo de ambiente: el palustre.

La potencia de la formación de Guadix es muy variable de unos puntos a otros, depende de la distancia al borde de la cuenca y del relieve infra- yacente. La potencia máxima se alcanza en la parte central de la cuen- ca, donde afloran más de 300 metros. VERA (1970) piensa que en algu- nos puntos se pueden alcanzar los 1.000 metros.

#### Formación de Gorafe-Huélago.

Definida por VERA (1970). Constituida mayoritariamente por rocas de - precipitación química (calizas, calizas dolomíticas y yesos) con algunas- Intercalaciones de niveles de lignito. Abundan también las margas y las- arcillas.

PEÑA (1974) ha distinguido tres unidades litoestratigráficas: miembro calizo, miembro margoso y miembro conglomerático; en los que la litología dominante se deduce claramente de la nomenclatura. La relación entre los miembros de esta Formación es por transiciones laterales de facies.

La presencia de oogonios de caráceas, ostrácodos y abundantes gasterópodos en los niveles de lignito permite atribuir, a esta Formación, un origen lacustre, que al estar rodeada completamente por la Formación de Guadix (de origen predominantemente fluvial) correspondería a un lago localizado en la parte más deprimida de una cuenca endorreica (VERA, 1970; PEÑA, 1974).

SEBASTIAN PARDO (1974) estudia la mineralogía de los materiales de esta Formación, llegando a la conclusión de que se trata de una facies de tipo precipitado que evoluciona a evaporítico desarrollada en un lago localizado en el centro de una cuenca endorreica. A partir de la presencia de carbonatos y yeso, montmorillonita y paligorskita se deduce que el medio era químicamente básico. Del estudio de la distribución de los minerales de neoformación y de la paragonita se deduce la migración del centro del lago hacia el NW. Conclusión que por el estudio de distribución de facies litoestratigráficas habían adelantado otros autores (VERA, 1970; PEÑA, 1974).

#### Formación Solana del Zamborino.

Definida por PEÑA (1974). Aflora al SW de la Formación de Gorafe-Huélago. Consta de un solo miembro formado por calizas alternantes con materiales detríticos. Se trata de un depósito lacustre cuya extensión superficial aumenta a lo largo del tiempo. Está datada perfectamente, el muro de esta Formación es la parte inferior del Pleistoceno medio y el techo es de edad Riss-Wurm. (VERA, 1970; PEÑA, 1974; RUIZ, 1974; BOTELLA, PORTA y VERA, 1975; CASAS, PEÑA y VERA, 1975).

En el Plioceno del sector oriental se han distinguido tres formaciones, - de características litológicas y significación paleoambientales diferentes.-

#### Formación de Guadix.

Continuación hacia el E. de la que ocupa la mayor parte del sector - occidental, por lo tanto son similares las características litoestratigráficas (VERA, 1970).

#### Formación de Baza.

Definida por VERA (1970). Está constituida por calizas blancas y calcilutitas de forma dominante, le siguen en importancia arenas, lutitas y yesos. Desde los bordes hacia el centro se diferencian las siguientes facies: a) calizas blancas con estructuras fenestrales (Birdseyes); b) arenas con estratificación flaser, chamel-fil, cross bedding, etc.; c) ocasionalmente se encuentran niveles de playas; c) calcilutitas que presentan ritmicidad - tipo varves de espesor milimétrico, presentan niveles de yeso en Flor de Desierto con abundantes maclas en punta de flecha.

El medio de depósito de esta formación es de tipo lagoon. La facies arenosa correspondería a las zonas marginales de dicho lagoon, hacia la - parte central se depositarían los materiales más evaporíticos y con mayor dominio de lutitas (VERA, 1970; PEÑA, RODRIGUEZ y RUIZ, 1976; RODRIGUEZ, 1976).

#### Formación de Serón-Caniles.

Definida por VERA (1970). En conjunto, aflora en la parte S. del sector - oriental; está constituida, principalmente, por conglomerados y arenas. Menor desarrollo alcanzan las lutitas y calizas arrecifales en las que en su parte superior suelen encontrarse lumaquelas de ostras. Estos niveles - arrecifales indican de forma clara el carácter marino, de por lo menos - parte de esta formación. En otros puntos, el régimen de depósito puede - ser fluvial, costero, de estuario, y en su mayor parte con influencia ma

rina ya que la comunicación de la Depresión con el mar abierto se efectuó a través de esta zona.

La potencia de esta formación varía según los puntos, por el N. presenta potencias de 200-300 metros mientras que en el S. se va reduciendo hasta su desaparición (VERA, 1970).

Estas formaciones cambian de facies entre sí, generalmente estos cambios son oblicuos a la estratificación mediante indentaciones pero son también frecuentes las transiciones graduales de facies (VERA, 1970; PEÑA, 1974).

Significación paleoambiental de conjunto. (Fig. IV.2.).

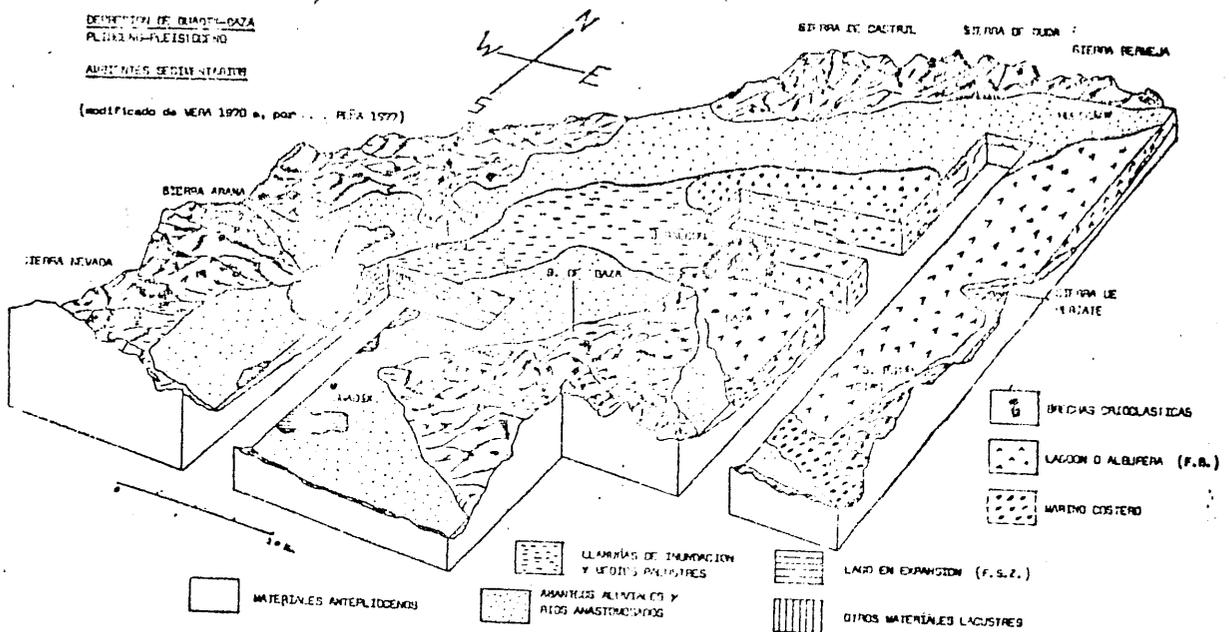


Fig. IV.2. Ambientes sedimentarios. (Modificado de Vera, 1970 por Peña, 1977).

Seguidamente resumimos de una forma muy breve las interrelaciones que existen entre los materiales Plioceno-Pleistoceno que afloran bajo el nivel de colmatación.

La Formación de Guádix corresponde a un depósito fluvial (s.l.) de tipo endorreico que dominó la mayor parte del sector occidental. En la zona más deprimida se desarrolló un lago que dio origen a los depósitos de la Formación Gorafe-Huélago. Este lago disminuyó paulatinamente su extensión y fue reemplazado por un nuevo lago, de características algo diferentes, ubicado al S. del anterior y que dio lugar a la Formación Solana del Zamborino.

Hacia el E. todo el régimen fluvial s.l. pasa a un régimen de aguas tranquilas con poca profundidad y comunicación eventual con el mar abierto. Se trata de un lago en el que se depositan la Formación de Baza.

El contacto con el mar se efectuaba por la parte SE del sector oriental; aquí se originaron los materiales de la Formación Serón-Caniles que hacia mar abierto presenta arrecifes y hacia los bordes de los relieves circundantes tiene una marcada influencia fluvial.

#### Nivel de colmatación.

Coronando todos los materiales anteriormente citados se sitúa una unidad litoestratigráfica laminar que hacia los bordes son abanicos aluviales y en el centro pasan a ser depósitos de tipo fluvial. Hacia el techo hay costras calizas. Su edad es Wurm (VERA, 1970; PEÑA, 1974).

#### Holoceno.

Corresponde a esta época los materiales posteriores a la erosión del nivel de colmatación depositados tras la individualización de la red fluvial actual; es un período en el que domina la erosión sobre el depósito y da lugar a glacia de erosión con relieves tipo bad-land (VERA, 1970; PEÑA, 1974).

### Neotectónica.

Tras las etapas de depósito de Mioceno, basculamiento y erosión, la Depresión de Guadix-Baza queda individualizada como una cuenca intramontañosa subsidente. Existe en la región una línea tectónica importante, activa en tiempos muy recientes. Según ESTEVEZ y otros (1976) hay varios hechos que pueden estar conectados con la actuación de esta línea tectónica, entre ellos la distribución de las facies de las diferentes formaciones de esta Depresión; la existencia de un abombamiento sinsedimentario respecto al depósito de la Formación de Guadix, de dirección  $N 65^{\circ} E$  en el sector del Negretín; y la presencia de fuentes termales alineadas según una dirección aproximada  $N 60^{\circ} E$ .

Existe otra fractura de gran continuidad y de un salto máximo de unos 50 metros, situada entre el yacimiento de la Solana del Zamborino y la Torre de Guajar. Sobresale su paralelismo con las fracturas de la Sierra de Baza (PEÑA, 1974). Por último, hay que destacar el fuerte levantamiento que ha sufrido la región en los últimos 80.000 años; este levantamiento se puede cifrar en unos 1.000 metros aproximadamente si tenemos presente que el glacis antiguo, posterior a la glaciación Riss-Wurm se encontraba cerca del nivel del mar y que su cota actual es del orden de 1.000 metros.

## V. RESULTADOS

## V. RESULTADOS.

### V. 1. INTRODUCCION.

Este capítulo se ha dividido en cuatro apartados, que se corresponden con otros tantos tipos de ambientes sedimentarios, cuyas características litológicas y sedimentarias netamente diferenciadas, ya fueron establecidas - por VERA (1970).

En algunos casos, el muestreo se ha realizado en columnas que presenten tan frecuentes indentaciones de unas formaciones en otras. Se han elegido estas zonas de transición, para tratar de encontrar las posibles diferencias de orden mineralógico. En el caso de existir, estas diferencias - podrían utilizarse como un criterio de diferenciación adicional. Este tipo de columnas, con frecuentes indentaciones, se han incluido en apartado - correspondiente a la formación que presenta un mayor desarrollo.

También se incluyen en este capítulo los datos del estudio mineralógico - de la fracción global de todas las muestras recogidas. Entendemos por - fracción global aquella parte de la muestra de tamaño inferior a 2 mm., - obtenida por tamizado y que no ha sido sometida a ningún tratamiento pre - vio, como destrucción de carbonatos o lavados para eliminar las posibles sales que presentara.

A partir de los difractogramas, método de polvo, se ha determinado la - variación cuantitativa de los minerales más frecuentes - carbonatos, cuar - zo, yeso y silicatos laminares- dentro de cada columna litológica. Bajo - el término de "laminares" se incluyen todos los filosilicatos. Se ha adop - tado este criterio por las razones siguientes: a) en la fracción global - este grupo de minerales ofrece unas reflexiones poco intensas, y b) la - determinación de cada uno de los filosilicatos presentes exigiría toda una serie de tratamientos especiales.

Por tanto, sólo se ha llevado a cabo el estudio completo de los minerales laminares en la fracción limo (de 2 a 20 micras) y en la fracción arcilla (menor de 2 micras). El análisis mineralógico se ha hecho fundamentalmente por difracción de rayos X. En aquellos casos en los que el análisis difractométrico ha permitido detectar minerales fibrosos, fluorita o celestina se ha completado su estudio mediante microscopía electrónica.

Debemos adelantar ya que no hemos encontrado ninguna muestra monomineralica. La mayoría de ellas contienen, al menos, cuatro o cinco minerales distintos; lo que hace más difícil su identificación precisa.

Como no era cuestión de reproducir los difractogramas correspondientes a más de 600 análisis mineralógicos, ya que hubiera resultado excesivamente reiterativo e inútil, se ha intentado representar y explicar en las páginas que siguen los criterios usados en la determinación de los diferentes minerales de la arcilla.

En las tablas y gráficos de este capítulo se describe la variación de los filosilicatos a lo largo de cada columna litológica. En ellas se dan los resultados de la estimación cuantitativa de los minerales presentes. Las cifras propuestas no tienen más que un valor indicativo y, no pretenden representar la cantidad exacta de cada uno de los minerales presentes en las asociaciones; no tienen otro destino que mostrar la variación de la mineralogía a lo largo de una columna y permitir comparar las diversas columnas entre sí.

#### V. 1. 1. Nomenclatura y definición de algunos tipos de arcillas del Plioceno.

Los diagramas de difracción representados en las páginas siguientes están destinados a ilustrar la nomenclatura empleada en esta Memoria. Representan, igualmente, determinadas asociaciones de filosilicatos, frecuentes en los sedimentos de esta cuenca.

Para cada muestra se agrupan varios difractogramas, correspondientes a los diferentes tratamientos de rutina en el estudio de los filosilicatos. Ensayo sobre la muestra natural (N), ensayo sobre la muestra solvatada con dimetilsulfóxido (DMSO), ensayo sobre la muestra solvatada con etilenglicol (EG) y ensayo sobre la muestra calentada a  $550^{\circ}\text{C}$  ( $550^{\circ}$ ).

El problema de la interpretación y reconocimiento de los minerales de la arcilla, mediante difracción de rayos X, ha sido tratado por numerosos autores (BRINDLEY, 1951; BROWN, 1961; LUCAS, 1961; MILLOT, 1964; etc.) por lo que no creemos necesario volver a entrar en descripciones que alargarían excesivamente este apartado. Únicamente comentaremos las principales características que hemos utilizado en la determinación de los filosilicatos en este trabajo.

Ilita: (I): Es el único mineral que presenta una reflexión importante a 10 Å. Los distintos tratamientos especiales no varían este espaciado.

El término ilita comprende todo un conjunto de partículas muy finas, que van desde la mica verdadera a partículas muy degradadas. GRIM, BRAY y BRADLEY (1973) proponen llamar ilita a un mineral micáceo de tamaño arcilloso. Los diagramas de polvo obtenidos en rayos X por estos autores, son semejantes a los de la moscovita pero más pobres en reflexiones. El análisis químico revela un déficit en Al tetraédrico en relación a la moscovita, que le aproxima a la composición de las micas blancas metamórficas (fengitas), lo que entraña un déficit en  $\text{K}_2\text{O}$ . El potasio interlaminaar puede ser reemplazado, en parte, por iones de Ca, Mg, H.

YODER y EUGSTER (1955) proponen reservar para este nombre un sentido general siguiendo la opinión original de GRIM y col. (1937).

En adelante, utilizaremos el término ilita para designar un conjunto de minerales que presentan una estructura y un comportamiento similar al de la moscovita.

Montmorillonita: (Mo): La evolución que sufre su primera reflexión con los diferentes ensayos es muy característica. En efecto, aparece habitualmente a 14 Å, con EG, pasa aproximadamente a 17 Å. En esta Memoria, todo mineral que presente estas propiedades de hinchamiento será calificado de montmorillonita.

Paragonita:(P): Presenta una reflexión a 9,6 Å muy característica que no sufre modificación en los distintos tratamientos especiales.

Clorita y Caolinita: Estos dos minerales, aislados o formando parte de una asociación que no contiene mas que uno de ellos, son fácilmente identificables por sus picos. Pero en el caso de estar ambos presentes, la caolinita queda enmascarada por la clorita, ya que todas las líneas de aquella se superponen a las reflexiones de orden par de la segunda. No obstante, se pueden llegar a diferenciar aunque de una forma incompleta cuando las líneas a 7 y 3,5 Å de ambos filosilicatos no se superponen exactamente. Otro procedimiento consiste en calentar la muestra a 550° C, durante dos horas con lo cual la caolinita se destruye, sin embargo la clorita apenas es afectada (MARTIN VIVALDI y RODRIGUEZ GALLEG0, 1961). Otros métodos son los preconizados por LUCAS y JEHL (1961); RIVIERE y col. (1955); GONZALEZ GARCIA y SANCHEZ CAMAZANO (1966). Algunos de estos métodos ya se han comentado anteriormente.

Paligorskita:(Pa): Cuando se encuentra en cantidades abundantes, en una mezcla con illitas, es fácilmente distinguible e identificable. Sus respectivas reflexiones a 10,5 y 10 Å se distinguen fácilmente. Pero si la cantidad de paligorskita disminuye la línea a 10,5 Å es difícil de observar y los otros picos característicos de este mineral (6,44; 5,42; 4,49 y 4,18 Å) tienen una intensidad muy débil para ser apreciados. En este caso, se puede reconocer mediante microscopía electrónica ya que se presenta, generalmente como fibras aisladas o haces de fibras alargadas.

Ilita degradada:(Id): Ese término corresponde a una realidad visible sobre el difractograma. La reflexión a 10 Å se abre hacia la zona de los ángulos más bajos, debido a que ha perdido una parte de su potasio interlaminar. Conserva siempre su pico a 10 Å, cualquiera que sea el tratamiento, con cierta asimetría hacia espaciados mayores.

Interestratificados: Aunque WEAVER (1965) estima que el 70% de las muestras de todas las edades contienen minerales interestratificados, nosotros en los sedimentos de esta cuenca los hemos encontrado raramente y siempre en cantidades muy pequeñas. Todos los interestratificados que se han detectado son irregulares, formados por un apilamiento desordenado de láminas de dos tipos, con espaciados basales a 10 Å y a 14 Å.

Los tres tipos identificados son los siguientes: clorita-montmorillonita, illita-montmorillonita e illita-clorita.

Clorita-montmorillonita:(Cl-Mo). Interestratificado formado por láminas de clorita y de montmorillonita apiladas al azar. En difracción de rayos X aparece una reflexión a 14 Å en el AO normal que después del tratamiento con EG pasa a 15,5 Å y otro pico aparece alrededor de 7,8 Å. Después del calentamiento a 550° C, una banda reemplaza a los picos anteriores, con un máximo alrededor de 12 Å. En la zona de los ángulos pequeños se destaca netamente del fondo, un pequeño pico a 23 Å. La presencia de las reflexiones a 7,8 Å en el AO tratado con EG y a 23 Å después del tratamiento térmico indican una cierta regularidad en el conjunto. La presencia de estas dos reflexiones no es constante en las muestras que presentan este tipo de minerales interestratificados.

Debemos señalar que al representar este tipo de interestratificado por (Cl-Mo) no presuponemos que estén presentes en el mineral el mismo número de láminas de clorita que de montmorillonita. La determinación exacta del porcentaje de ambas láminas no ha sido posible debido a la complejidad mineralógica de las muestras de arcilla y a la escasa proporción del

interestratificado en ellas. Este comentario es igualmente válido para los restantes tipos de interestratificados.

Ilita-Montmorillonita (I-Mo). Interestratificado formado por láminas de ilita y de montmorillonita. En el AO sin tratamiento, aparece una reflexión alrededor de 12 Å, la cual expande a 14 Å con etilenglicol. Después del calentamiento a 550° C contrae a 10 Å. Las láminas de este edificio micáceo no ofrecen resistencia a la expansión cuando se tratan con etilenglicol y son igualmente sensibles al calentamiento. Este comportamiento les distingue de la ilita degradada que no hincha y de las láminas montmorilloníticas puras que hinchan hasta 17-18 Å.

Ilita-Clorita (I-Cl). Interestratificado formado por láminas de ilita y láminas de clorita apiladas al azar. Se identifica por la presencia de una reflexión que aparece aproximadamente a 12 Å, la cual no sufre modificaciones tanto al solvatar con etilenglicol como al calentar la muestra a 550° C.

No excluimos la posibilidad de que existan otros tipos de interestratificados, pero debido a la mezcla tan compleja de minerales que aparece en todas las muestras no se han podido identificar más que los tres anteriormente citados.

Muestra E-8 ( $< 2\mu$ )

Ilita  
 Cldrita  
 Caolinita  
 Paragonita  
 Montmorillonita

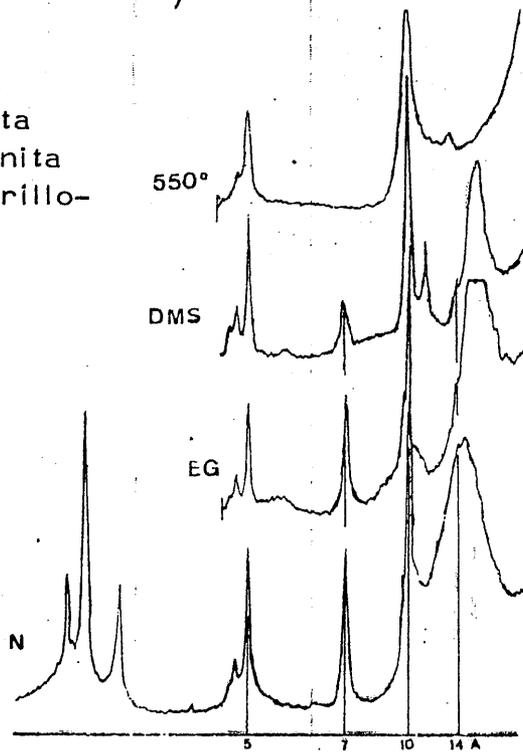


Fig. V.1.

Muestra E-55 ( $< 2\mu$ )

Paligorskita  
 Ilita  
 Montmorillonita  
 Clorita

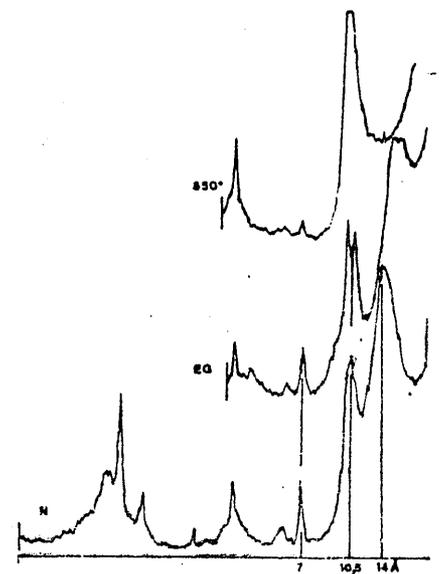


Fig. V.2.

Muestra BN-2 ( $< 2\mu$ )

Montmorillonita  
 Ilita  
 Caolinita  
 Paragonita

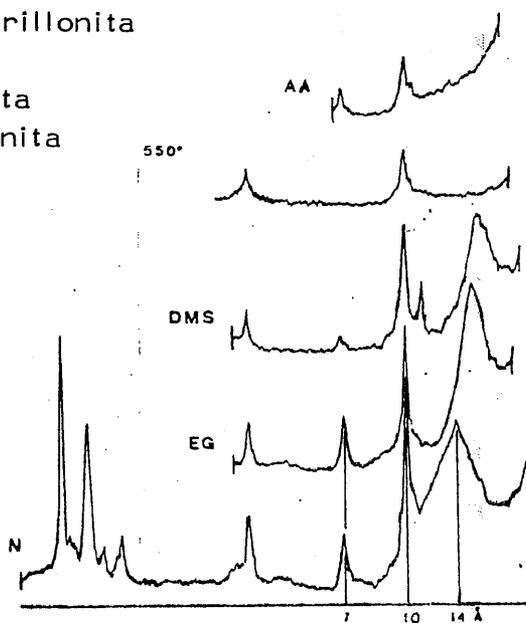


Fig. V.3.

Muestra E-35 ( $< 2\mu$ )

Ilita  
 Id.  
 Montmorillonita  
 Caolinita

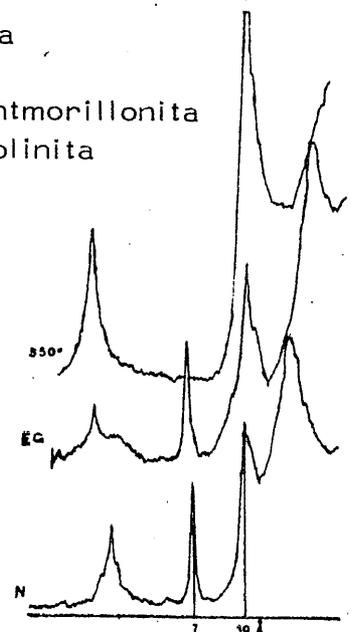


Fig. V.4.

Muestra CA-5 (2-20  $\mu$ )

(Cl-Mo)  
 Illita  
 Paragonita  
 Clorita  
 Caolinita  
 Montmorillonita

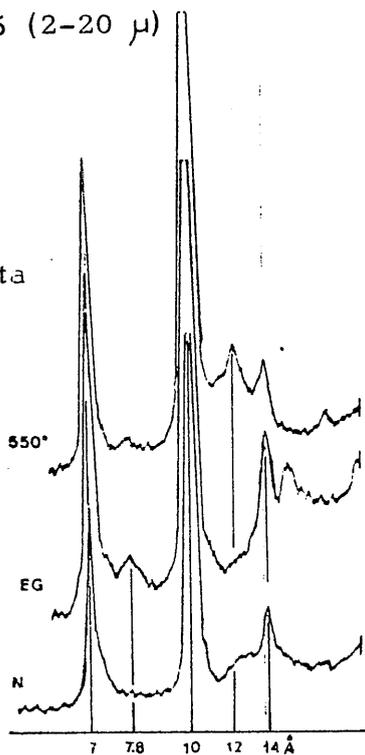


Fig. V. 5.

Muestra O-28 (2-20  $\mu$ )

(I-Mo)  
 Illita  
 Paragonita  
 Clorita  
 Caolinita

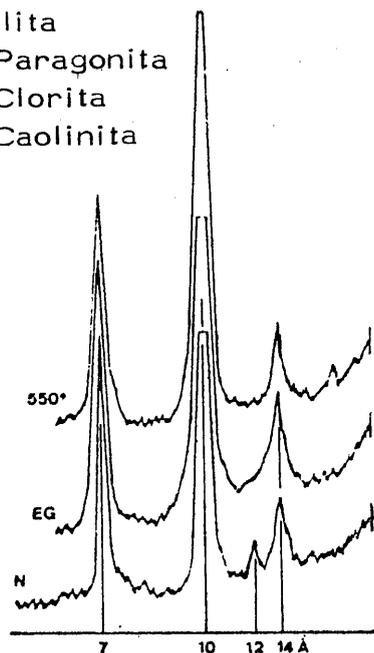


Fig. V. 6.

Muestra O-25 (< 2 $\mu$ )

(I-Cl)  
 Paligorskita  
 Illita  
 Clorita  
 Montmorillonita

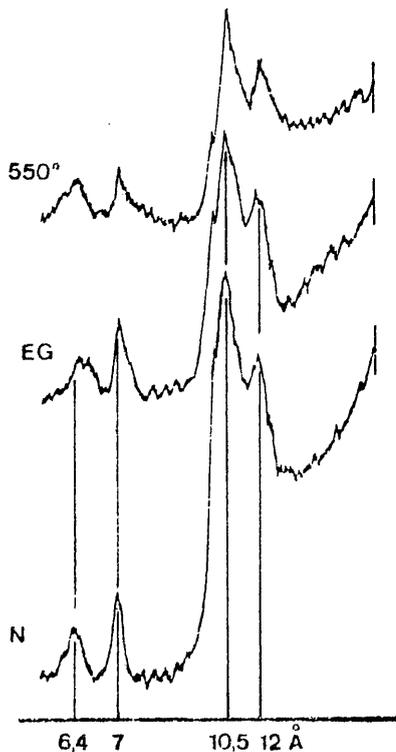


Fig. V. 7.

### V.1.2. Parámetros cristalquímicos.

Por último, señalaremos que se han obtenidos una serie de parámetros cristalquímicos de los minerales de la arcilla. Con ellos se intenta - alcanzar una mayor precisión en relación con el medio de depósito ya que pequeñas variaciones en los parámetros cristalquímicos pueden indicar importantes cambios en el ambiente del mismo. También nos puede señalar la procedencia de los materiales y el área fuente, así como posibles procesos diagenéticos.

Los parámetros cristalquímicos calculados corresponden a la illita, paragonita y montmorillonita. En el caso de la clorita no se han podido determinar debido a que se encuentran en cantidades muy pequeñas y a la presencia, casi constante, de caolinita con el correspondiente solapamiento de reflexiones, citado anteriormente.

Debemos señalar, que algunos de los datos calculados a partir de estos parámetros, deben tomarse con ciertas reservas. Este es el caso de los valores relativos a la composición química y sustituciones isomórficas de las illitas ya que fenómenos como la "fengitización" o la "paragonitización" influyen de manera opuesta en los valores de los espacios basales  $d_{001}$ .



### V.2.1. Columna de "Cámpillo".

Esta columna se sitúa al NW. de Gorafe, en la margen izquierda del río Gor. Se localiza, por tanto, en el borde más oriental de la formación lacustre. Su potencia aproximada es de 65 m. Sus coordenadas U.T.M. son:

Techo	934	514
Muro	934	510

Está constituida por capas subhorizontales que se superponen de forma discordante sobre los materiales jurásicos y cretáceos que afloran en el cauce del río Gor. El techo de la formación lo constituye un nivel de conglomerados y brechas con costras de exudación, que corresponden al Pleistoceno superior (CASAS, PEÑA y VERA, 1972; VERA, 1973). Lateralmente, hacia el S., mediante un cambio de facies oblicuo a la estratificación se pasa a la formación de Guadix.

#### V.2.1.1. Litología.

La columna presenta un ciclotema compuesto por arcillas, margas y calizas. Se encuentran, frecuentemente, pequeñas intercalaciones de unos materiales en otros.

Las calizas son microcristalinas, algunas veces presentan en la base, estructuras nodulosas y coprolitos. En los niveles más altos de la columna pasan a ser travertínicas, fétidas y deleznales. En conjunto presentan un color blanco grisáceo.

Las arcillas se encuentran asociadas con carbonatos por lo cual es difícil diferenciarlas de las margas sobre el terreno. En general, las margas presentan cristales de yeso maclados en punta de flecha, y las arcillas abundante fauna de gasterópodos, aunque estos organismos junto con oogonios de caráceas también suelen presentarse en los bancos de calizas. El color de conjunto de estas lutitas es gris-amarillento.

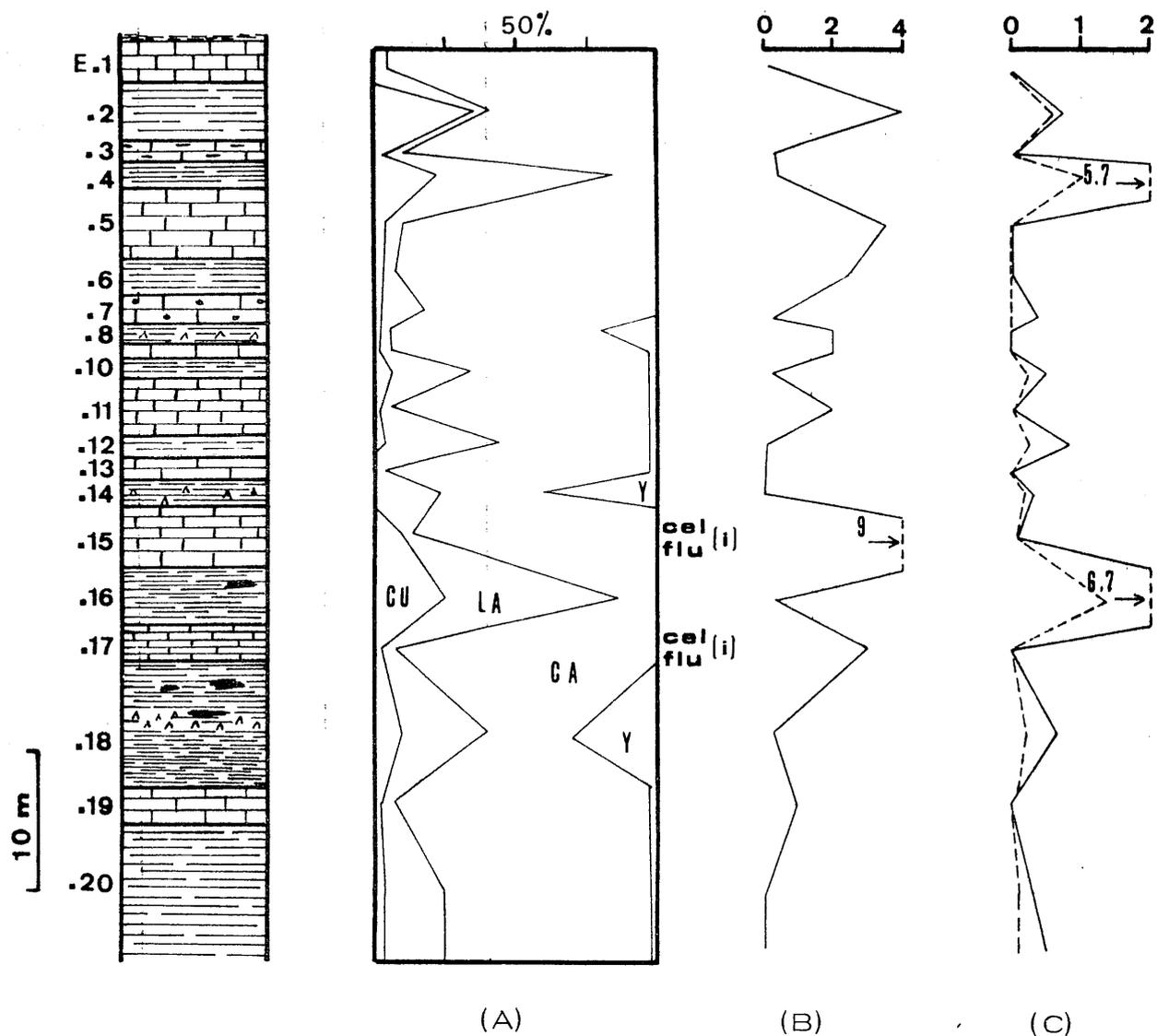


Fig.V.9. Columna litológica de "Campillo". A) Variación de la composición mineralógica total. B) Variación de la relación cuarzo/laminares. C) Variación de la relación cuarzo+laminares/carbonatos+yeso (línea continua). Variación de la relación illita+clorita+caolinita/montmorillonita+paligorskita (línea discontinua).

En la parte inferior de la columna (tramo E-18) se presentan bancos de lignitos de hasta 25 cm. de potencia. Asociados a ellos se encuentran niveles de yeso muy finos y paralelos a la estratificación.

### V. 2. 1. 2. Mineralogía de la muestra total.

En la figura V. 9. se representa la variación en la vertical de la mineralogía de la columna litológica y en la tabla V. 1. los datos del análisis se micuantitativo.

Las especies mineralógicas detectadas por difracción de rayos X son las siguientes: calcita, dolomita, cuarzo, yeso, minerales laminares, celestina, fluorita.

Tabla V.1 Composición mineralógica global.

Muestra	Cuarzo	Calcita	Dolomt.	Yeso	Laminar.
E-1	-	96	-	-	4
E-2	36	54	3	-	7
E-3	2	94	-	-	6
E-4	22	12	3	-	63
E-5	4	92	-	-	4
E-6	3	93	-	-	4
E-7	2	54	-	-	4
E-8	2	75	-	20	3
E-9	2	92	-	3	3
E-10	6	62	1	3	29
E-11	2	91	-	3	4
E-12	4	54	-	3	39
E-13	-	92	-	3	5
E-14	-	30	-	46	24
E-15	11	85	1	-	4
E-16	25	14	-	-	61
E-17	2	92	1	-	5
E-18	10	25	3	31	31
E-19	1	94	-	2	-
E-20	2	75	-	1	21

La calcita se encuentra en todas las muestras de la columna. Sus porcentajes varían desde 12% a 96%. En general, es el mineral mayoritario.

La dolomita se ha encontrado en varios niveles, aunque siempre en cantidades muy pequeñas.

El cuarzo aparece en casi todos los tramos de la columna. Sus proporciones oscilan desde un 2 hasta un 36% en la muestra E-2.

El yeso se encuentra en un reducido número de niveles. Su porcentaje es siempre inferior al 3%, excepto en las muestras E-8, E-14 y E-18. Los niveles con yeso se sitúan en la parte inferior e intermedia de la columna.

La fluorita y celestina se han detectado, únicamente, en tres niveles de calizas deleznales (E-13, E-15 y E-17) situados en la zona intermedia-del cohte; es interesante haber constar su ausencia en los tramos mar - gosos intercalados entre los niveles en que se encuentran. En esta fracción aparecen en cantidades muy reducidas. En los difractogramas, sus re - flexiones características aparecen muy débiles pero muy nítidas y no - coinciden con las reflexiones de la calcita, mineral que como era lógico esperar, por la litología de estos niveles, es el más abundante.

En la figura V.9. se han representado unos índices de variación mine - ralógica, en orden al establecimiento de criterios evolutivos a lo largo de la columna.

La variación de la relación cuarzo/minerales laminares nos puede indicar una mayor o menor velocidad de denudación del área fuente; para una - relación cuarzo/minerales laminares alta tendremos una velocidad de de - nudación alta considerando una misma área fuente. La velocidad de de - nudación viene condicionada por el relieve y el clima.

En la figura V.9. se intenta poner de manifiesto la relación que existe - entre la fracción detrítica (alóctona) y la fracción química (autóctona). - En la primera relación (línea continua) se ha considerado que todos los - minerales de la arcilla son heredados mientras que en la relación dibuja - da con línea discontinua hemos diferenciado a la illita, caolinita, clorita y paragonita como heredados y a la montmorillonita y la paligorskita como neoformados. De todas formas, como se verá más adelante, este razo - namiento de considerar a la montmorillonita como totalmente autóctona no es completamente correcto.

De la comparación, en conjunto, de las figuras (B) y (C) se deducen - tres etapas de denudación fundamentalmente física, del área fuente. En - ellas cambia claramente el tipo de aportes dominando la fracción terríge - na sobre la fracción química. Estas etapas coinciden con una escasa neo

formación de minerales de la arcilla y con una menor precipitación de sedimentos químicos. Si suponemos que el relieve no varía sensiblemente de vemos pensar que serian los cambios climáticos los responsables de estas variaciones en los aportes.

En la figura V.10. se ha representado, en un diagrama triangular, la composición mineralógica de las muestras íntegras. La mayoría de las muestras se disponen en una banda que para el valor en porcentaje total de cuarzo oscila entre indicios y un 11% como máximo.

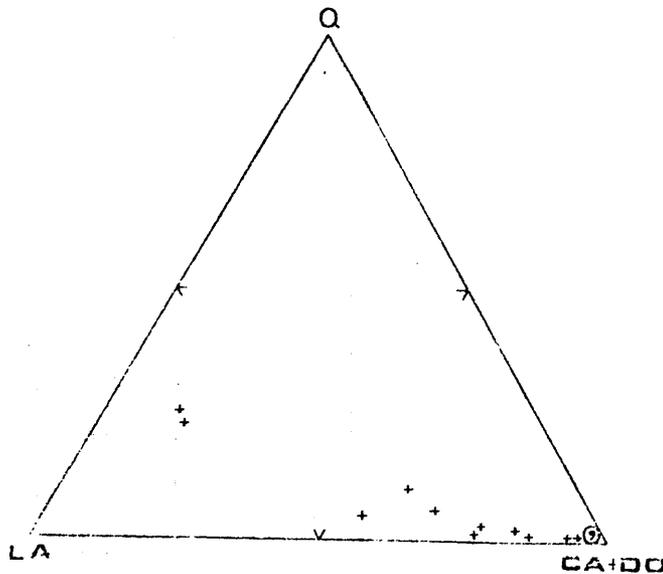


Fig.V. 10. Composición mineralógica de las muestras íntegras.

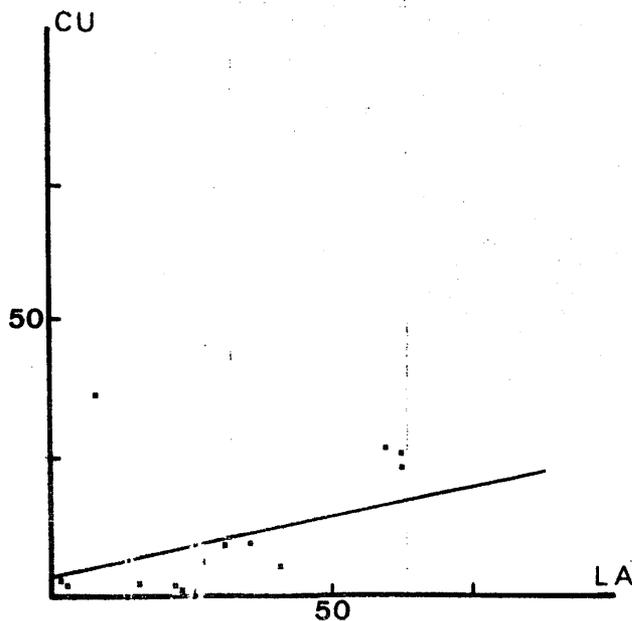


Fig.V. 11. Correlación entre cuarzo y minerales laminares.

$$y = 0,2 x + 5$$

$$r = 0,36$$

V.2.1.3. Mineralogía de las fracciones menor de dos micras y entre dos y veinte micras.

A partir de los difractogramas de rayos X se ha realizado una estimación de los porcentajes de los filosilicatos que forman parte de la fracción arcilla y de la fracción limo (de 2 a 20 micras), en las muestras de esta columna litológica. Los valores calculados se exponen en las tablas V.2. y V.3.

TABLA V.2 Composición mineralógica. Fracción menor de dos micras

Muestra	Ilita	Parag.	Caoli.	Clort.	Montm.	Fali.	Otros
E-1	21	4	6	3	65	-	
E-2	43	4	7	10	36	-	Goet.
E-4	39	4	5	8	44	i	(Cl-lo)
E-6	43	3	9	5	41	-	(Cl-o)
E-7	46	2	9	6	37	-	Goet.
E-8	44	2	9	7	38	-	
E-9	46	i	13	i	41	-	Goet.
E-10	40	2	7	2	49	-	
E-12	39	2	9	3	47	-	
E-13	45	2	5	-	48	-	Fluor., Celes.
E-14	32	-	3	-	29	36	
E-15	44	-	8	-	48	-	Fluor., Celes.
E-16	34	-	7	3	56	-	
E-17	46	-	7	3	44	-	Fluor., Celes.
E-18	32	-	2	-	29	39	
E-19	30	-	2	-	30	38	
E-20	35	-	3	-	28	24	

TABLA V.3 Composición mineralógica. Fracción entre 2-20 micras

Muestra	Cuarzo	Lamin.	Ilita	Para.	Caoli.	Clort.	Montm	Otros
E-4	17	83	64	6	7	7	16	
E-6	31	69	76	8	5	6	5	
E-7	19	81	79	9	3	9	i	Goet.
E-10	21	79	66	6	3	8	17	
E-11	35	65	82	7	5	6	i	
E-12	22	78	71	7	5	8	10	
E-13	39	61	79	9	-	12	i	Fluor.
E-14	24	76	56	i	-	10	34	
E-15	29	71	89	i	-	11	-	Fluo., Celes.
E-16	22	78	65	7	-	12	16	
E-17	nd.	nd.	79	6	-	15	i	Fluo., Celes.
E-18	23	77	83	i	-	17	-	
E-19	21	79	69	-	-	11	20	
E-20	20	76	76	-	-	9	15	

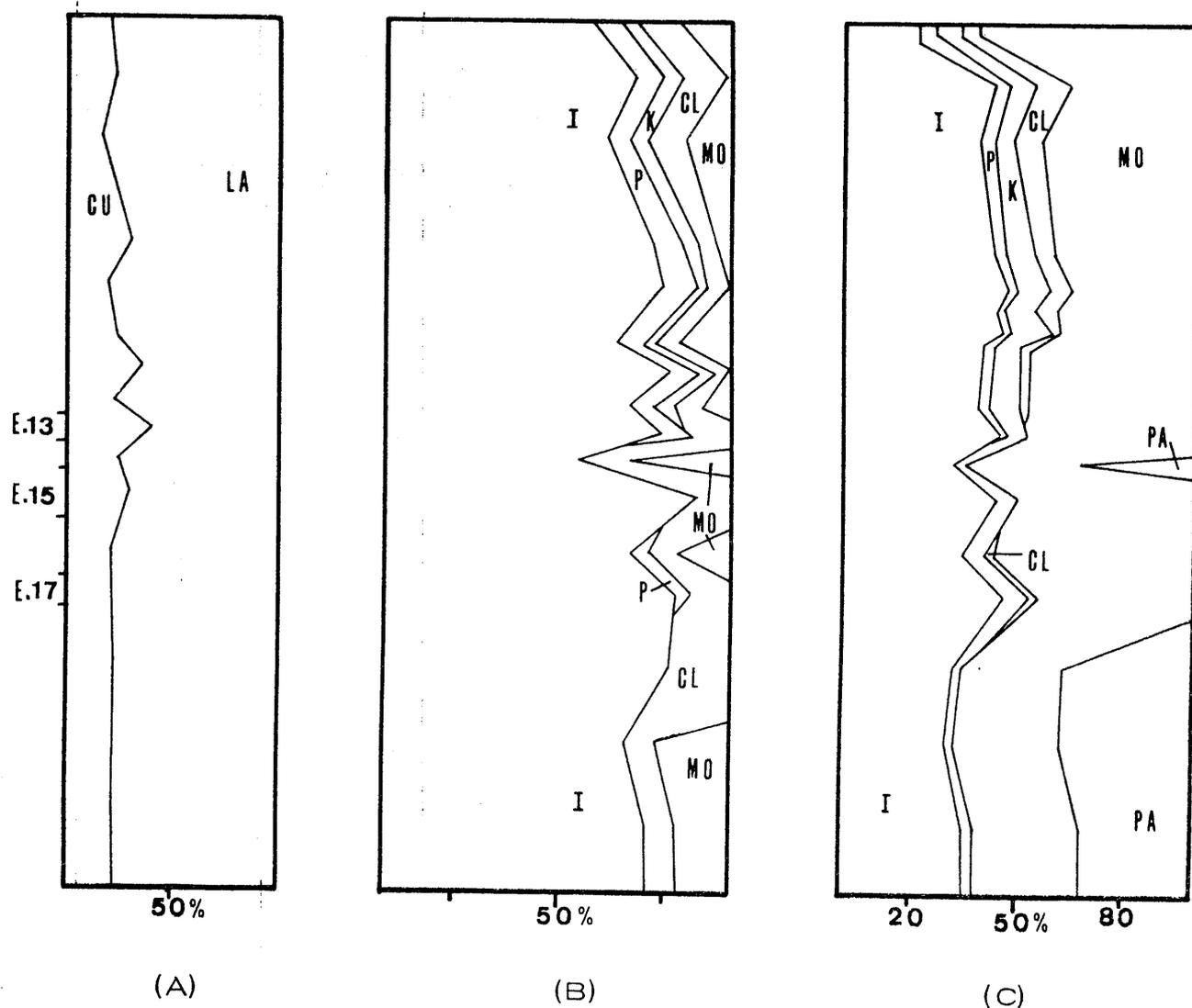


Fig. V. 12. Columna litológica "Campillo". A) Variación de la relación cuarzo a minerales laminares, en la fracción de 2 a 20 micras. B) Variación vertical de los minerales de la arcilla a lo largo de la columna, fracción 2-20 micras. C) Idem. fracción menor de 2 micras.

Con los datos reseñados en las tablas V.2. y V.3. se han dibujado las gráficas que componen la figura V.12.

En la columna de la izquierda se representa la proporción de cuarzo y minerales laminares que existe en la fracción de 2 a 20 micras. En ella se observa como el cuarzo presenta una distribución muy constante en toda la columna. Su porcentaje medio oscila alrededor del 25%.

La montmorillonita e ilita son los minerales mayoritarios; generalmente representan más del 80% de la fracción arcilla. En la fracción limo, la ilita -por sí sola- representa casi siempre más del 70% de la muestra. En esa misma fracción, la montmorillonita, sin embargo, aparece en concentraciones más reducidas, llegando incluso a faltar en varios niveles.

La paragonita presenta una distribución muy similar en ambas fracciones. En la mitad inferior de la columna se observa su total ausencia - en la fracción menor de dos micras, y aparece reducida a indicios, en la mayor parte de los niveles, en la fracción de 2 a 20 micras.

La clorita y la caolinita aparecen con un desarrollo muy parecido. En la parte baja de la columna, la clorita -en la fracción arcilla- se encuentra como indicios o no aparece. En general, en esta fracción la caolinita supera en cantidad a la clorita. Lo contrario sucede en la fracción de tamaño superior.

La paligorskita se encuentra en notables proporciones (más del 30%) - en los tramos más bajos de la columna. En general, estos niveles son los que presentan mayores contenidos en yeso. En la microfotografía - número 4, lámina VIII, se pueden observar cristales de paligorskita, pertenecientes a la muestra E-18.

Interestratificados. Se han detectado indicios de interestratificados irregulares del tipo clorita-montmorillonita en las muestras E-4 y E-6, fracción menor de dos micras.

Otros minerales, no laminares, que se han identificado en esta columna son los siguientes: goethita, celestina y fluorita.

La celestina y la fluorita, como ya se indicó anteriormente, se han encontrado en tres muestras: E-13, E-15 y E-17. En la figura V. 13. se exponen los difractogramas de rayos X de las fracciones menores de dos micras de estas tres muestras. Todas ellas corresponden a niveles situados en la mitad inferior de la columna, con un porcentaje de carbonatos muy alto. Estos niveles tienen el aspecto de calizas más o menos compactas (la muestra E-17 es una caliza microcristalina; sin embargo, la E-13 es una caliza margosa deleznable). Los niveles superiores, inferior e intermedios a estos contienen aproximadamente un 25% de carbonatos; su aspecto "de visu" es de margas, y en ellos están totalmente ausentes tanto la fluorita como la celestina.

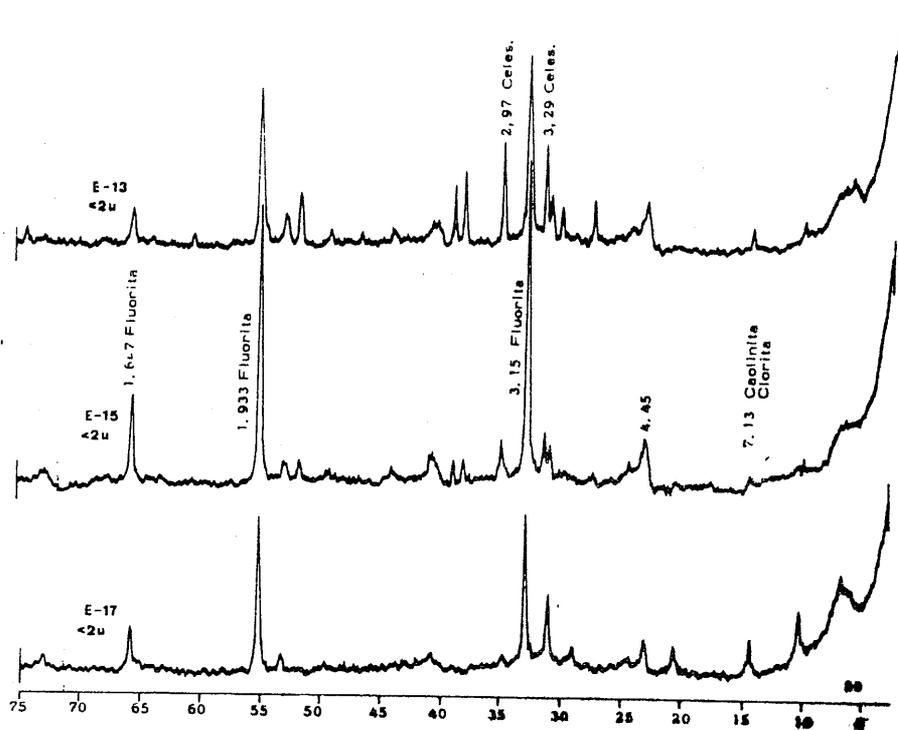


Fig. V. 13. Diagramas de polvo de las fracciones menores de 2 micras de las muestras E-13, E-15 y E-17.

Después de comprobarse la presencia, en elevadas proporciones, de estos dos minerales, se decidió efectuar un nuevo muestreo de estos niveles, para determinar en qué direcciones aumentaban sus concentraciones y de

esta forma poder señalar el posible origen de estos minerales. Un esquema del muestreo realizado se presenta en la figura V. 14. No nos fue posible extenderlo (en su horizontal) a distancias superiores, ya que hacia el NW, estos niveles han sido barridos por la acción erosiva del río Gory, lateralmente, hacia el SE, -mediante un cambio de facies oblicuo a la estratificación, pasan a ser arenas y conglomerados pertenecientes a la formación de Guadix (en estos materiales se ha comprobado que no se encuentra ninguno de estos minerales).

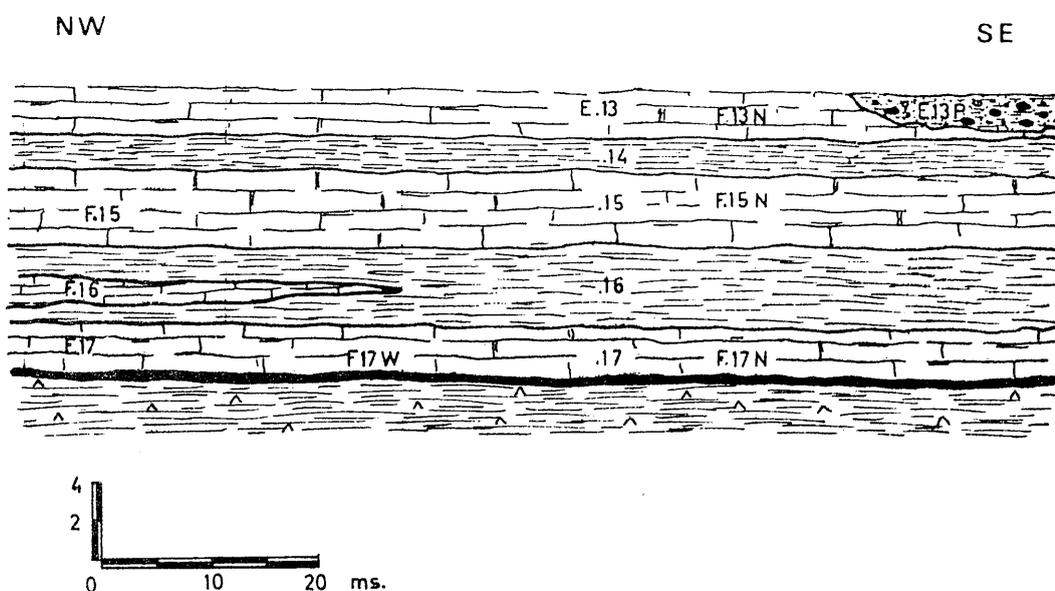


Fig. V. 14. Esquema del muestreo realizado en los niveles que contienen fluorita y celestina

En la tabla V. 4. se resumen los porcentajes relativos de estos minerales en algunas de las muestras recogidas en esta zona de la formación de Gorafe-Huélago.

Tabla V.4. Porcentajes relativos de Q, laminares y fluorita en las fracciones menor de 2 micras y de 2 a 20 u.

Muestra	Fracción de 2 a 20 $\mu$				Fracción menor de 2 $\mu$			
	Q	Lamin.	Fluor.	Celes.	Q	Lamin.	Fluor.	Celes.
E-13-P	68	32	-	-	i	100	-	-
F-13-N	34	66	i	-	i	98	2	-
F-15-N	42	43	15	-	-	87	13	-
F-17-N	53	47	i	-	2	94	4	x
E-13	26	74	-	xx	i	80	20	xx
E-15	79	13	8	-	i	37	43	i
E-17	34	32	34	xxx	-	66	34	xx
F-17-w	65	21	14	xxx	-	75	25	xxx
F-15	35	39	26	xxx	8	64	28	xxx
F-16	33	30	37	-	i	71	29	-
F-17	40	31	29	xxxx	-	36	44	xxxx

Del examen de la tabla podemos resaltar los siguientes hechos:

1. Los términos intercalados entre estas calizas carecen de fluorita y de celestina; es interesante constatar, como en el tramo de margas E-16 se intercala un débil paquete de calizas microcristalinas (muestra F-16), cuyo estudio por difracción de rayos X ha puesto de manifiesto la presencia de fluorita en porcentajes considerables (especialmente en la fracción de 2 a 20 micras).
2. Se advierte una marcada disminución de las concentraciones de fluorita y celestina (tanto en la fracción menor de dos micras como en la fracción limo) al descender en la columna.
3. Se aprecia un ligero, pero nítido, incremento de la proporción de fluorita en la fracción menor de dos micras, respecto a las fracciones de tamaño mayor.
4. Las cantidades de fluorita, en la fracción menor de dos micras, varía desde 44% (muestra F-15) hasta un 2% (muestra F-13-N). En la fracción de 2 a 20 micras, oscila entre 37% (F-16) y cantidades no cuantizables en F-13-N.

La aparición de fluorita en materiales sedimentarios de estas características no ha sido citada hasta el momento, en España y son contadísimas las citas en la bibliografía mundial. Este hecho nos hizo dudar al principio sobre su existencia y se realizaron sucesivos lavados del material con objeto de eliminar las posibles sales cálcicas hidratadas del ácido acético. Tras diversos ensayos, visto que persisten tales reflexiones, pensamos que sólo podía deberse a la fluorita.

Por último para añadir nuevas pruebas de la presencia de fluorita en estas muestras se ha realizado su estudio mediante microscopía electrónica. En las láminas I y II pueden verse microfotografías de cristales de fluorita obtenidas mediante un microscopio de barrido (SEM) y en las láminas VI y VII, cubos de fluorita, fotografías tomadas por medio de un microscopio de transmisión modelo Philips (M-300).

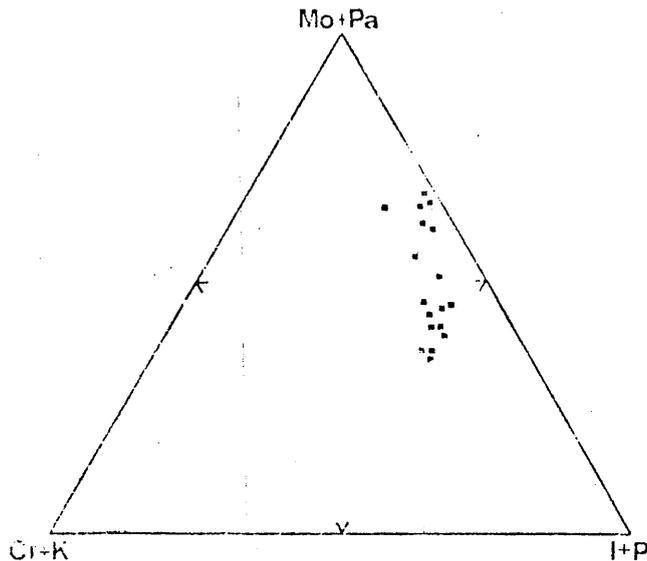


Fig. V. 15. Representación, en un diagrama ternario, de la mineralogía de las fracciones de tamaño menor de 2 micras en la columna de "Campillo".

En las figuras V. 15. y V. 16. se representan las correlaciones calculadas entre distintos minerales de la arcilla.

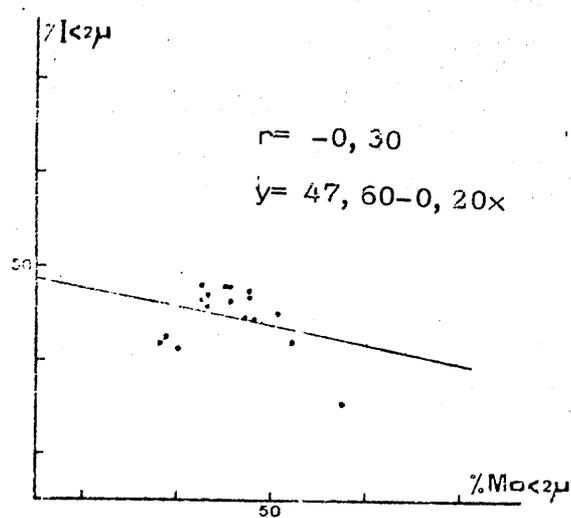


Fig. V. 16.

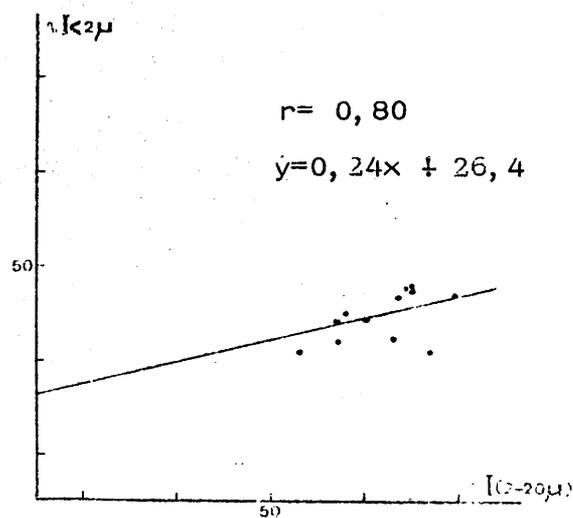


Fig. V. 17.

#### V. 2. 1. 4. Parámetros cristaloquímicos.

Montmorillonita. En la tabla V. 5. se exponen los valores, calculados a partir de los difractogramas de rayos X, del índice de cristalinidad de Biscaye y del grado de hinchamiento de las montmorillonitas presentes en la fracción menor de dos micras.

TABLA. V. 5

Muestra	V/P	G.H. (A)	Muestra	V/P	G.H. (B)
E-2	0,89	17,1	E-13	-	-
E-3	0,85	17,2	E-14	0,56	17,1
E-4	0,72	17,1	E-15	0,72	17,1
E-5	0,74	17,1	E-16	0,90	16,9
E-6	0,73	17,7	E-17	0,81	17,7
E-8	0,71	17,1	E-18	0,41	17,7
E-9	0,78	17,1	E-19	0,73	17,2
E-10	0,77	17,5	E-20	0,53	17,2
E-12	0,77	17,2			

Se pueden destacar las siguientes consideraciones: los valores del índice de cristalinidad son, en general, superiores a 0,70, lo que nos permite sugerir que las montmorillonitas, de esta columna litológica, poseen una cristalinidad importante. Las dos únicas muestras con valores inferiores a 0,70 corresponden a niveles situados en la zona más baja de la serie.

El grado de hinchamiento fluctua entre márgenes muy próximos, desde 17,10 A a 17,80 A; excepto en la muestra E-16; en la cual sólo hincha hasta 16,80 A; esta misma muestra presenta el índice de cristalinidad más elevado de toda la columna ( $V/P = 0,90$ ).

Micas. Se han determinado varios parámetros cristaloquímicos de las illitas y de las paragonitas; los datos obtenidos se resumen en la tabla V.6.

TABLA. V.6

Muestra	$b_0$ en Å	(00,10)Å Illita	(00,10)Å Par	$\Delta 2\theta$ en Gr. 1-100
E-5	8,991	1,9980	1,9940	1,93
E-6	9,0094	1,9914	1,9951	1,92
E-7	9,0072	1,9919	1,9970	1,92
E-10	9,0024	1,9920	1,9942	1,91
E-11	9,0174	1,9959	1,9972	1,93
E-12	9,0073	1,9968	1,9971	1,93
E-13	9,0150	1,9970	1,9985	1,92
E-14	9,0150	1,9935	1,9972	1,93
E-15	9,0096	2,0007	1,9918	1,90
E-16	9,0095	1,9968	1,9955	1,94
E-17	9,0006	2,0043	1,9952	1,87
E-18	9,0126	1,9982	1,9990	1,92
E-20	8,9946	1,9968	-	-
F-15	9,0080	2,0052	1,9280	1,85
F-16	9,008	1,9991	-	-
F-17	9,0170	2,0010	1,9255	1,88
F-17-W	9,0090	2,0075	1,9240	1,81

Con los datos de las illitas hemos calculado algunos valores relativos a su composición química, sustituciones isomórficas de Na por K, cristalinidad y tamaño de cristal. Estos valores se muestran en las tablas siguientes.

TABLA. V.7

Muestra	%Na+K	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe	Mg
E-4	0,04	12,32	3,68	7,54	0,28	0,19
E-5	0,16	12,52	3,68	7,19	0,45	0,39
E-7	0,19	12,63	3,62	6,99	0,54	0,50
E-10	0,11	12,16	3,34	6,94	0,57	0,53
E-11	0,00	12,82	3,13	6,57	0,75	0,75
E-12	0,00	12,65	3,35	6,97	0,56	0,52
E-13	0,00	12,31	3,19	6,57	0,70	0,70
E-14	0,01	12,31	3,19	6,97	0,70	0,69
E-15	0,00	12,65	3,35	6,89	0,59	0,56
E-16	0,00	12,69	3,31	6,89	0,59	0,56
E-17	-	-	-	-	-	-
E-18	0,40	12,76	3,24	6,76	0,65	0,63
E-20	0,00	12,34	3,56	7,52	0,29	0,20

TABLA. V.8

Muestra	Ind. KUBLER (mm.)	Tamaño de cristal (A)	Grado de metamorfismo
E-2	21	364	Epizona
E-3	18	472	"
E-4	29	236	Anquizona
E-6	26	272	Epizona
E-7	26	401	"
E-9	19	446	"
E-10	19	446	"
E-10	23	251	Anquizona
E-12	32	211	"
E-13	19	446	Epizona
E-14	-	-	-
E-15	21	364	Epizona
E-16	29	236	Anquizona
E-17	21	364	Epizona
E-18	21	364	"
E-20	26	401	"

La sustitución de Na por K es -casi siempre- inexistente. Se da, únicamente, en las illitas de los cuatro tramos más cercanos al techo de la columna, en donde, incluso, alcanzan el 18% (muestra E-7).

Para todas las muestras, la relación Si/Al es mayor de 3, este hecho -unido a la presencia sistemática de Fe y Mg, en la capa octaédrica nos indica que las illitas, de esta columna, son fengitas s.l.

Su cristalinidad es bastante acusada, los valores del índice de Kubler -varían entre 1,8 y 3,2 mm. Merece destacarse que los valores más peque

ños corresponden a los niveles de calizas. El tamaño de los cristales, según el eje  $c$  fluctúa entre límites muy amplios: desde 211 hasta 427 Å.

En las figuras V.18. y V.19. se han representado los histogramas de distribución de frecuencias de los valores de  $b_0$  y de los espaciados  $b_{0,0,10}$  sales (0,0,10) de las ilitas, respectivamente.

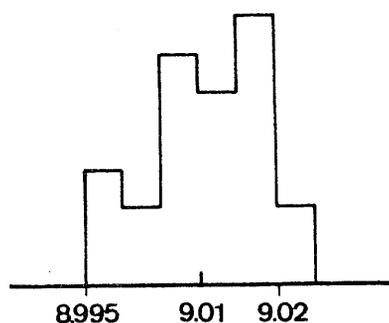


Fig. V.18. Histograma de las medidas de  $b_0$  en las ilitas de la columna de "Campillo"

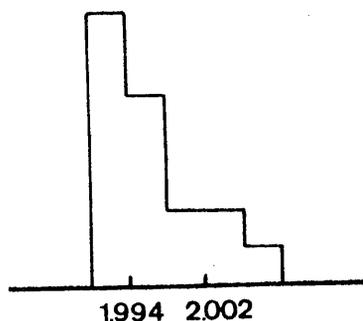


Fig. V.19. Histograma de las medidas del parámetro (0,0,10) en las ilitas de la columna de "Campillo"

Señalemos que tanto los valores de  $b_0$  como los espaciados basales varían entre límites bastante amplios, y que sus máximos, no están muy bien definidos.

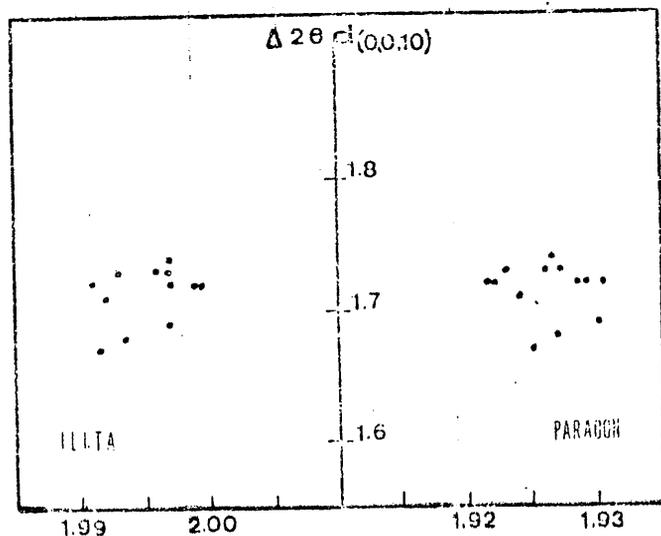


Fig. V.20. Variación del espaciado basal de ilitas y paragonitas en función de incremento angular  $2\theta$  para las reflexiones  $d(0,0,10)$ .

1. Manto del Veleta
2. Filitas alpujarrides
3. Unidad de las Sabinas
4. Unidad de la Caldera

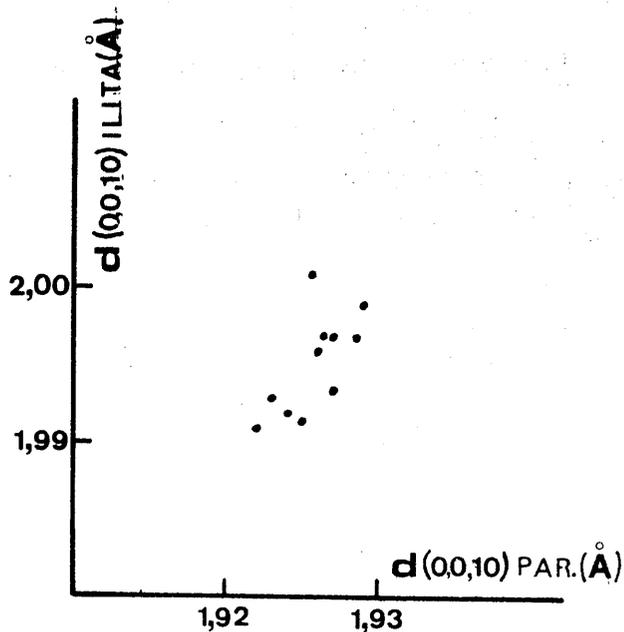


Fig.V.21. Relación entre los espaciados correspondientes a las reflexiones (0,010) de ilita y paragonita.

Se observa (fig.V.20.) que el incremento angular  $2\theta$ , en la mayoría de las muestras, oscila alrededor del valor  $1,70^\circ$ .

Si comparamos los datos de espaciados basales 0,0,10 de las illitas y las paragonitas, de esta columna litológica, con los que cita MARTIN RAMOS (1976) podemos deducir que el área fuente de los materiales que constituyen esta columna, han sido las filitas alpujárrides.

### V. 2. 2. Columna "Estación de Huélago".

Esta columna comprende parte de la formación Solana del Zamborino (muestras E-40, E-39, ... hasta el nivel E-31) y parte de la formación de Gorafe-Huélago que está representada en sus miembros margoso y conglomerático (PEÑA, 1974). (Fig. V.22., apartado D).

Se ha levantado en el borde occidental, a 2 km. de Huélago, en la carretera comarcal que une esta población con su estación de ferrocarril (fig. V.8.). Sus coordenadas U. T. M. son:

Techo	775	409
Muro	775	416

Los materiales se encuentran en capas subhorizontales discordantes sobre unos hieles de turbiditas de edad terciaria. Encima de la columna se localiza un nivel de conglomerados con costras de exudación semejante al que corona la columna de "Campillo". La potencia aproximada es de 60 m. - acunándose bruscamente hacia el sur.

#### V. 2. 2. 1. Litología.

La columna está constituida, de forma alternante, por calizas y materiales terrígenos, en la parte que corresponde a la formación de Solana del Zamborino. Las calizas son, generalmente poco compactas y de colores claros. Los tramos terrígenos comprenden alternancias de margas, arenas y limos, presentan colores pardos y amarillentos.

La parte de la columna perteneciente a la formación de Gorafe-Huélago - está constituida, fundamentalmente, por margas de color claro en las que se intercalan lentejones de conglomerados muy heterométricos, formados, casi exclusivamente, por cantos de calizas y fragmentos de nódulos silíceos. Los lentejones de conglomerados disminuyen, en intensidad, al as -

cender en la columna. Según PEÑA (1974) se trata de depósitos de carácter fluvial (presencia de lentejones de conglomerados) que evolucionan a un régimen claramente palustre, con algunos episodios lacustres hacia el techo (materiales margosos). El transporte sería muy corto y rápido de forma que las margas no sufrirían la disolución de sus carbonatos. El área fuente, fundamentalmente, serían los materiales subbéticos.

#### V.2.2.2. Mineralogía global.

En la fig. V.22. se ha representado -en la vertical- la variación de la mineralogía de la columna. En la tabla V.9. los porcentajes relativos de las especies mineralógicas que componen la fracción íntegra.

Las especies mineralógicas identificadas, por difracción de rayos X, son las siguientes: calcita, dolomita, cuarzo, minerales laminares, feldespatos, goethita y yeso.

TABLA V.9 Composición mineralógica global.

Muestra	Cuarzo	Calcita	Dolomi.	Laminar.	Otros
E-40	4	94	-	2	Goet.
E-39	2	96	-	2	
E-38	2	84	-	14	Fdp.
E-37	11	26	2	61	Fdp.
E-36	6	61	14	19	
E-35	30	27	29	14	
E-34	16	48	17	19	
E-33	11	27	8	54	Fdp.
E-32	23	25	31	21	
E-31	6	83	6	6	
E-30	9	64	14	13	
E-29	7	65	2	26	
E-28	8	54	9	29	Yeso

La calcita aparece en todas las muestras. Sus porcentajes varían entre 25 y 96% del total de la fracción íntegra. En la parte superior de la columna llega a ser, casi exclusivamente, el único mineral que constituye la fracción global. En la parte inferior, hay que considerar, a un porcentaje considerable de este mineral como heredado en forma de cantos redondeados de calizas.

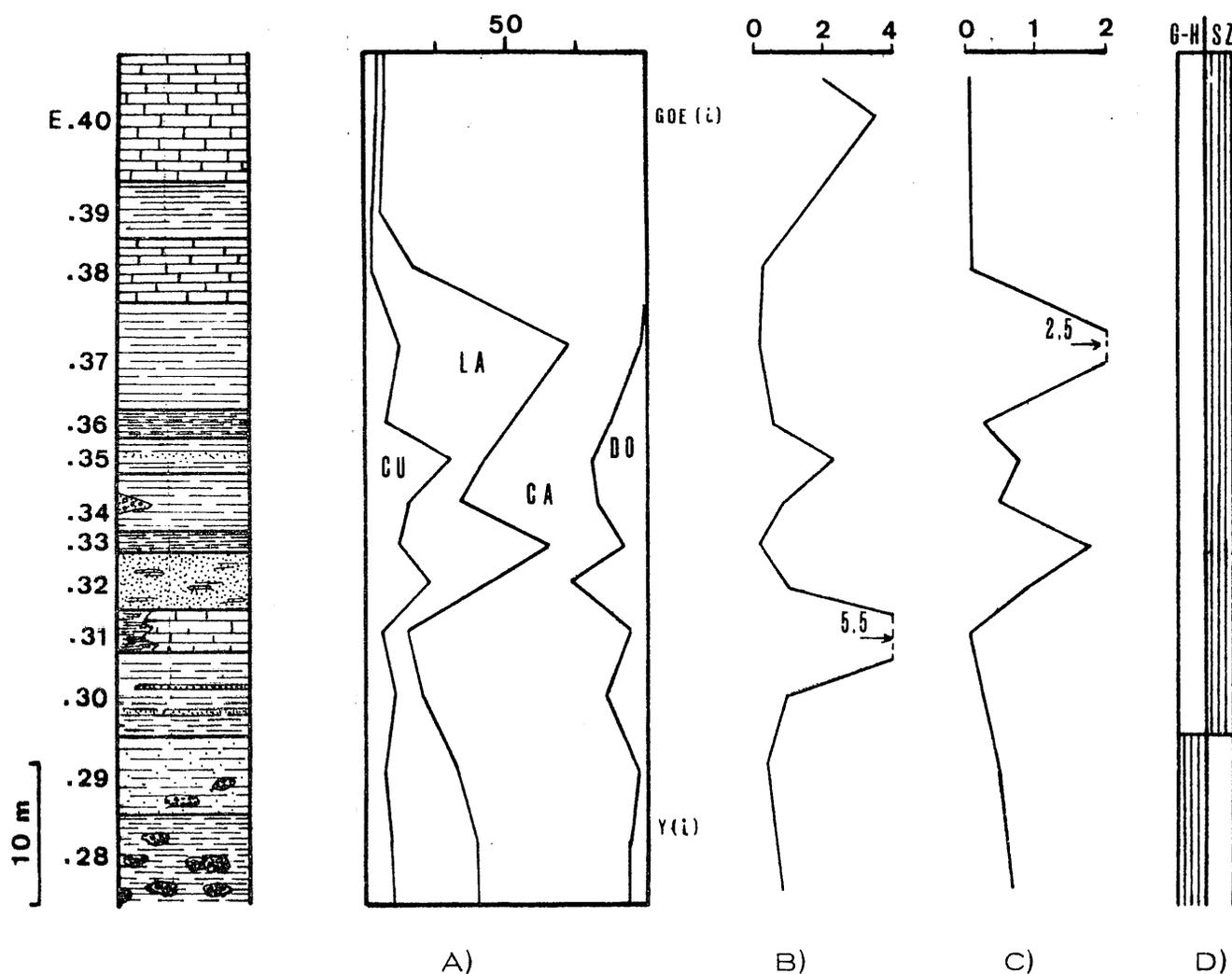


Fig.V.22. Columna litológica "Estación de Huélago". A) Esquema de variación de la composición mineralógica total. B) Variación de la relación cuarzo/minerales laminares. C) Variación de la relación - cuarzo  $\pm$  minerales laminares/carbonatos. D) Tramos pertenecientes a la formación "Solana del Zamborino" (SZ) y tramos pertenecientes a la formación "Gorafe-Huélago" (G-H), según PEÑA (1974).

La dolomita se encuentra en cantidades mucho menores. Sus porcentajes oscilan desde un 2% hasta 31% del total. En la parte alta de la columna, a partir del nivel E-37, desaparece bruscamente.

El cuarzo aparece a lo largo de toda la columna. Sus mayores proporciones los alcanza en la zona intermedia, en donde llega a representar el 30% del total de la muestra.

La goethita se ha identificado, unicamente, en la muestra E-40 y en cantidades muy reducidas, prácticamente como indicios. Algo similar se puede decir del yeso, el cual solamente se ha encontrado en el nivel más bajo del corte (E-28).

A partir de las relaciones representadas en la figura V. 22. (B) y (C) se pueden señalar dos etapas con una fuerte denudación, de tipo físico, del área fuente, lo que da lugar a que se inhiba la precipitación de sedimentos químicos.

En un principio, el depósito posiblemente haya sido de tipo fluvial pero posteriormente ha evolucionado hacia un estancamiento del agua, dando lugar a la neoformación de minerales como yeso y paligorskita (como veremos más adelante) y presentarse, además, procesos de dolomitización de carbonatos. Al final, se ha producido una precipitación de gran entidad que supone un comienzo de tipo evaporítico. Al ascender, en la columna, se observa claramente una evolución a un medio lacustre.

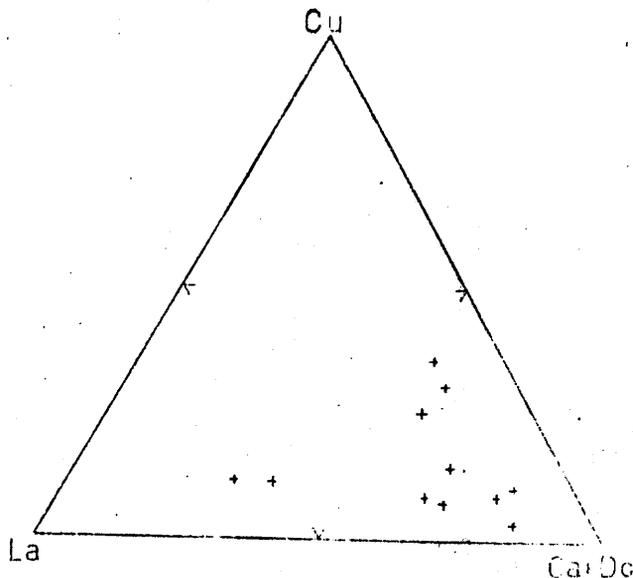


Fig. V. 23, Representación, en un diagrama triangular, de las muestras globales de la columna "Estación de Huélago".

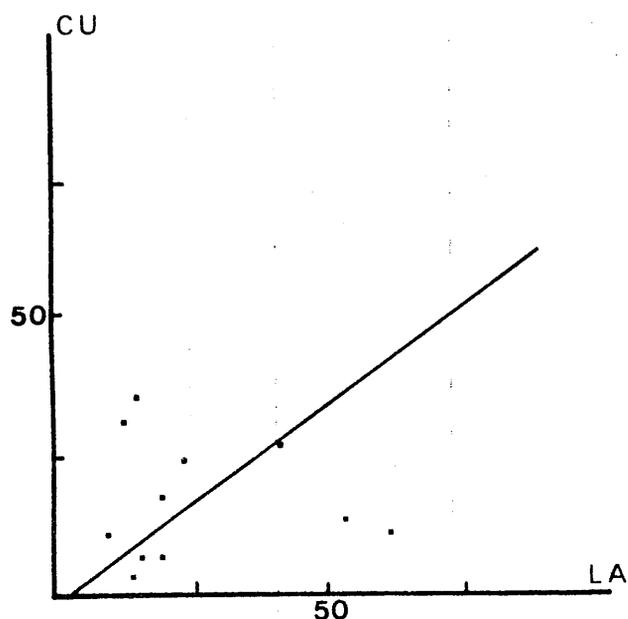


Fig.V.24. Correlación entre cuarzo y minerales laminares en la muestra íntegra.

$$r = 0,82$$

$$y = 0,40 \times \pm 29,00$$

### V.2.2.3. Fracciones menor de 2 micras y de 2 a 20 micras.

La composición mineralógica de estas dos fracciones, expresada en porcentajes relativos, se exponen en las tablas V.10. y V.11.

TABLA V.10 Composición mineralógica. Fracción menor de 2 micras

Muestra	Ilita	Parag.	Caolin.	Clort.	Montm.	Alig.	Gras
E-40	32	-	-	9	52	7	I <sub>d</sub>
E-38	43	-	i	13	44	-	
E-37	23	-	i	6	47	24	
E-36	22	-	-	6	53	19	
E-35	50	-	-	5	45	-	I <sub>d</sub>
E-34	23	-	-	6	45	25	
E-33	31	-	-	5	42	22	
E-32	38	-	-	12	50	-	
E-31	42	-	-	6	52	i	
E-29	37	i	-	4	59	i	
E-28	25	-	-	3	72	i	

TABLA V.11 Composición mineralógica. Fracción entre 2-20 micras

Muestra	Cuarzo lamin.	Ilita	Parag.	Caoli.	Clort.	Montm.
E-40	27	66	7	9	9	9
E-38	12	72	6	6	7	9
E-37	15	67	5	3	7	13
E-36	12	61	5	7	8	19
E-35	31	66	6	8	10	10
E-34	27	60	7	7	6	20
E-33	12	67	3	9	8	13
E-32	20	64	6	-	17	13
E-31	17	61	9	-	10	i
E-30	14	77	8	-	15	i
E-29	7	76	9	-	15	-
E-28	60	86	i	-	14	i

Con estos datos se ha preparado la figura V.25. en la que se muestra la variación, en vertical, de la mineralogía de los filosilicatos presentes en esta columna.

El cuarzo, en la fracción de 2 a 20 micras, es minoritario frente a los minerales de la arcilla, excepto en los dos niveles más cercanos al muro de la serie, donde supera el 50% de esta fracción.

La ilita es el mineral mayoritario en la fracción limo, generalmente constituye más del 60% de la muestra. Se observa que aumenta al descender en la columna. En la fracción menor de 2 micras, su porcentaje medio es del 30%, los tramos que superan esta cantidad corresponden a sedimentos mayoritariamente detríticos. Se ha identificado ilita degradada en dos niveles (E-35 y E-38), en la fracción de tamaño inferior a dos micras. En ellos se encuentra en cantidades muy reducidas.

La montmorillonita, en la fracción arcilla, es el mineral más abundante; en general, se encuentra en porcentajes superiores al 45 de esta fracción. En la fracción entre 2 y 20 micras aparece en cantidades más bajas, salvo en dos tramos no supera el 13% del total. En los niveles inferiores o no se encuentra o si lo hace es en proporciones reducidas a indicios.

La paragonita, en general, no aparece en la fracción arcilla, únicamente se ha detectado, como indicios, en una muestra (E-29). En la fracción limo representa entre el 3 y el 9% de la muestra.

La caolinita falta, totalmente, en la fracción menor de 2 micras. Su distribución, en la fracción de 2 a 20 micras, es similar al de la montmorillonita.

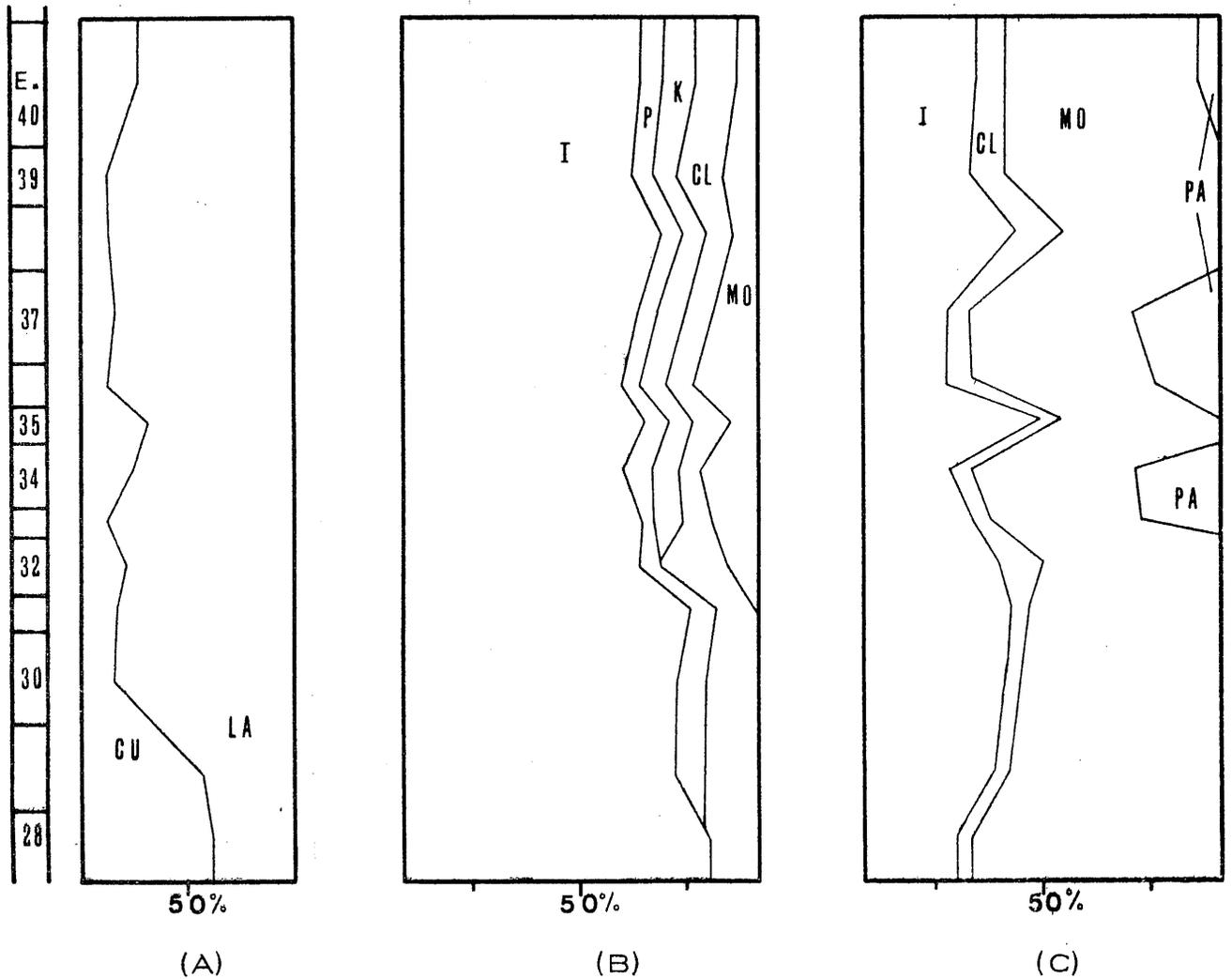


Fig.V.25. Columna "Estación de Huélago". A) Variación de la relación cuarzo a minerales laminares, en la fracción de 2 a 20 micras. B) Evolución, en la vertical, de los minerales de la arcilla, en la fracción de 2 a 20 micras. C) Idem, en la fracción menor de dos micras.

En resumen, en la fracción arcilla de esta columna se han identificado los siguientes minerales: illita, clorita, montmorillonita y paligorskita; faltan, casi totalmente, paragonita y caolinita.

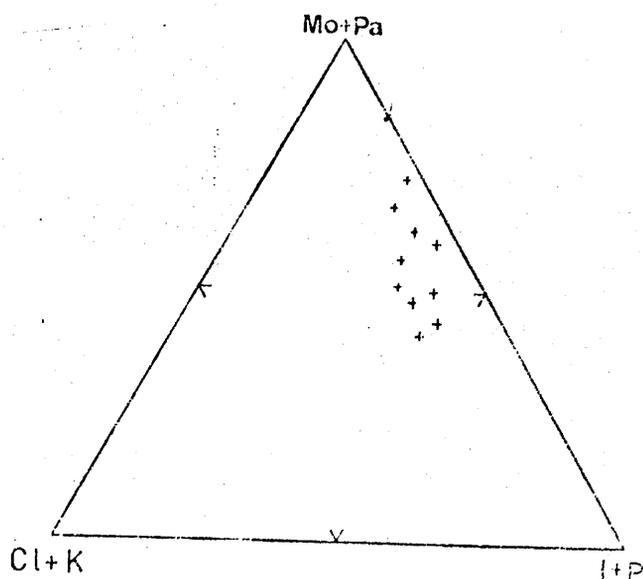


Fig. V. 26. Representación triangular de la mineralogía de las fracciones arcilla.

Las figuras V. 27. y V. 28. muestran las correlaciones existentes entre diferentes parejas de minerales de la arcilla.

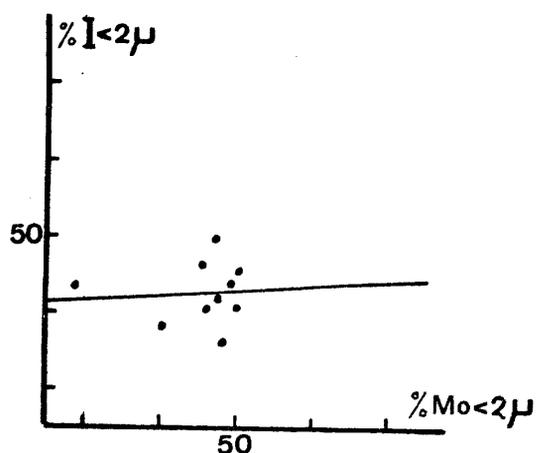


Fig. V. 27.

$$r=0,08$$

$$y=0,30x + 4,70$$

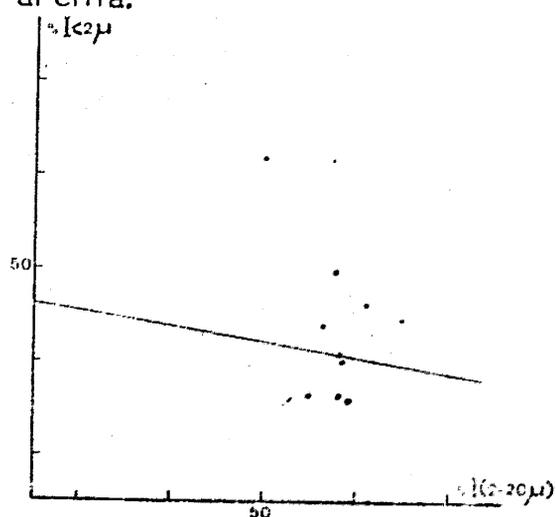


Fig. V. 28.

$$r= -0,23$$

$$y=42,30-0,20x$$

#### V. 2. 2. 4. Parámetros cristalográficos.

Montmorillonita. En la tabla V. 12. se detallan los valores del índice de cristalinidad de Biscaye y del grado de hinchamiento de las montmorillonitas de esta columna. Este último parámetro se ha medido en los A. O. solvatados con etilén-glicol.

TABLA. V.12

Muestra	V/P	G.H.(A)	Muestra	V/I	G.H.(A)
E-40	-	17,7	E-32	0,44	17,2
E-38	0,38	17,7	E-31	0,49	17,0
E-37	0,75	16,9	E-30	-	-
E-35	0,32	18,1	E-29	0,50	17,6
E-34	-	17,4	E-28	0,43	17,6
E-33	0,41	17,0			

Observamos que los valores del índice de Biscaye son bastante bajos; esto nos puede indicar que la cristalinidad de la montmorillonita, es, relativamente pobre.

El grado de hinchamiento varía entre límites más bien amplios, aunque la mayoría de los valores se agrupan en torno a 17,6 Å.

Destaca la correlación negativa que existe entre ambos parámetros, fundamentalmente, entre los valores extremos y, de esta forma, advertimos como el valor más pequeño de V/P se corresponde con el grado de hinchamiento más elevado (muestra E-35). Lo contrario sucede en las montmorillonitas del tramo E-37.

Micas. Se han determinado, en la fracción de 2 a 20 micras, varios parámetros cristalográficos de las illitas y las paragonitas de esta columna; los valores calculados se presentan en la tabla V. 13.

TABLA. V.13

Muestra	$b_0$ en Å	(00,10)Å I.	Muestra	$b_0$ en Å	(00,10)Å I.
E-40	9,0060	2,0010	E-33	9,0018	1,9968
E-38	9,0084	1,9990	E-32	9,0025	1,9978
E-37	9,0011	1,9983	E-31	9,0063	1,9985
E-35	9,0018	1,9983			

A partir de estos datos, se han hallado los siguientes contenidos en átomos de Si, Al, Fe y Mg, y grado de paragonitización de las illitas; los resultados se resumen en la tabla V. 14.

TABLA. V.14

Muestra	Na/Na+K	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe	Mg
E-40	0,00	12,60	3,40	7,04	0,52	0,43
E-39	0,00	12,66	3,34	6,94	0,57	0,43
E-37	0,00	12,49	3,51	7,24	0,42	0,36
E-35	0,00	12,51	3,49	7,22	0,44	0,43
E-33	0,00	12,51	3,49	7,22	0,44	0,38
E-32	0,00	12,52	3,48	7,19	0,45	0,32
E-31	0,00	12,61	3,39	7,03	0,53	0,48

Asimismo, se han determinado los índices de cristalinidad (índice de Kubler) y tamaño de los cristales de ilitas, resultando los valores que se exponen en la tabla V. 15.

TABLA. V.15

Muestra	Ind. KUBLER (mm.)	Tamaño de cristal (Å)	Grado de metamorfismo
E-40	22	347	Epizona
E-38	20	401	"
E-37	34	191	Anquizona
E-36	32	211	"
E-35	34	191	"
E-34	-	-	-
E-33	31	227	Anquizona
E-32	31	223	"
E-31	22	349	Epizona
E-30	19	446	"
E-29	-	-	-
E-28	20	401	Epizona

En la tabla V. 14. se advierte que el grado de paragonitización (sustitución de átomos de Na por K) para todas las muestras es cero. El número de átomos de Si, en la capa tetraédrica, no alcanza, en ningún caso, a 12,7; este hecho ligado a que la sustitución de Al por Fe y Mg, en la capa octaédrica, es muy débil nos sugiere que las ilitas presentan un grado de fengitización extremadamente bajo.

La cristalinidad es bastante elevada, los valores para el índice de Kubler varían entre 1,9 y 3,4 mm. El tamaño de partícula presenta una gama de valores relativamente amplia, desde 191 en los niveles E-35 y E-37 hasta 446 en la muestra E-30. Los cristales más reducidos se encuentran en

los niveles intermedios de la columna.

En las figuras V. 29. y V. 30. se han representado los histogramas de frecuencias de los valores de  $b_o$  y espaciados 0, 0, 10 de las ilitas de esta columna.

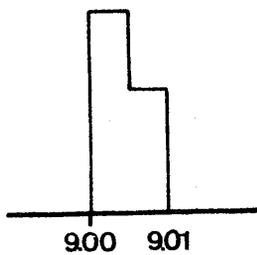


Fig. V. 29.

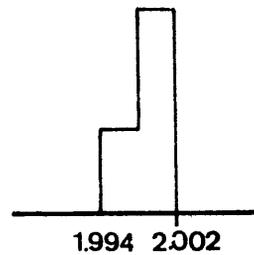


Fig. V. 30.

Los valores de ambos parámetros varían entre márgenes muy estrechos. El máximo de frecuencia de datos de  $b_o$  se sitúa entre 9,00 y 9,01 A y el de los espaciados basales 0, 0, 10 está muy próximo a 2,002 A.

### V. 2. 3. Columna "Cerro de los Pinos".

Esta columna se encuentra dentro de la hoja 992 (Moreda) del M. T. M. de España a escala 1:50.000. Sus coordenadas U. T. M. son:

Techo	834	514
Muro	834	510

Se ha levantado en el centro del afloramiento de la formación, a unos 2 kms. al sur del cortijo del Aguila, situado a su vez en la carretera-comarcal de Huélago a Baños de Alicún (fig. V. 8.).

Los materiales que la forman siguen estando subhorizontales. El techo lo constituye una superficie de erosión equivalente a los conglomerados-con costras de exudación de la columna "Campillo",

La columna comprende niveles pertenecientes a la formación de Guadix - (S-11 y S-12), otros pertenecen a los miembros calizo y conglomerático de la formación Gorafe-Huélago (tramos E-55, E-54, ... hasta el muro), y otros a la formación "Solana del Zamborino" que se sitúan en el techo de la columna (fig. V. 31. apartado D). La potencia aproximada es 90 m.

#### V. 2. 3. 1. Litología.

Los niveles de la columna correspondiente a una de las dos formaciones lacustres, están constituidos, básicamente, por carbonatos y materiales detríticos. La variación de cantidades relativas de unos u otros da lugar a que unas veces sean tramos de calizas, otras de margas, o bien arcillas, limos o arenas.

Las calizas son compactas, de color blancuzco. Las margas suelen presentar intercalaciones de lentejones de arenas, y colores rosados o pardos. Los niveles con mayor cantidad de materiales detríticos contienen, en general, gasterópodos y concreciones de limonita; dominan en ellos, colores más oscuros, como azules e incluso pardo-negrucos.

Los niveles de la columna asimilables a la formación "Guadix" están compuestos, fundamentalmente, por conglomerados, arenas y limos. Los-

conglomerados son homométricos; presentan, frecuentemente, sedimentaciones gradadas y cemento carbonatado. Las arenas y lutitas son predominantemente finas y de colores grises y azulados.

#### V.2.3.2. Mineralogía de la muestra global.

Los minerales identificados, por difracción de rayos X, son los siguientes: calcita, dolomita, cuarzo, yeso y minerales laminares (tabla V.16.).

En la fig. V.31. se representa la variación, en la vertical, de la mineralogía total de esta columna.

TABLA V.16 Composición mineralógica global.

Muestra	Cuarzo	Calcita	Dolomit.	Laminar.	Otros
B-50	47	24	-	29	Anf.
E-12	50	21	-	29	Fdp.
S-11	41	17	-	42	
E-55	38	20	-	42	
E-54	1	95	-	5	
E-53	4	66	8	22	
E-52	9	36	2	53	Yeso(i)
E-51	3	63	-	34	

La calcita se presenta en todas las muestras. Los porcentajes oscilan desde 95 hasta 17%. Las cantidades más bajas corresponden a los niveles pertenecientes a la formación de Guadix.

La dolomita, únicamente, se ha encontrado en dos muestras (E-52 y E-53) pertenecientes a la formación de Gorafe-Huélago. Las proporciones en que aparece son muy reducidas. En una de estas dos muestras (E-52) se ha identificado, también, yeso, en cantidades no cuantizables. Estos hechos pueden indicar que la dolomita de estos dos niveles es neoformada, bien por precipitación o bien mediante un proceso de dolomitización de carbonatos preexistentes. Por otra parte, la presencia de yeso en el nivel E-52 nos puede indicar el principio de un depósito de tipo evaporítico.

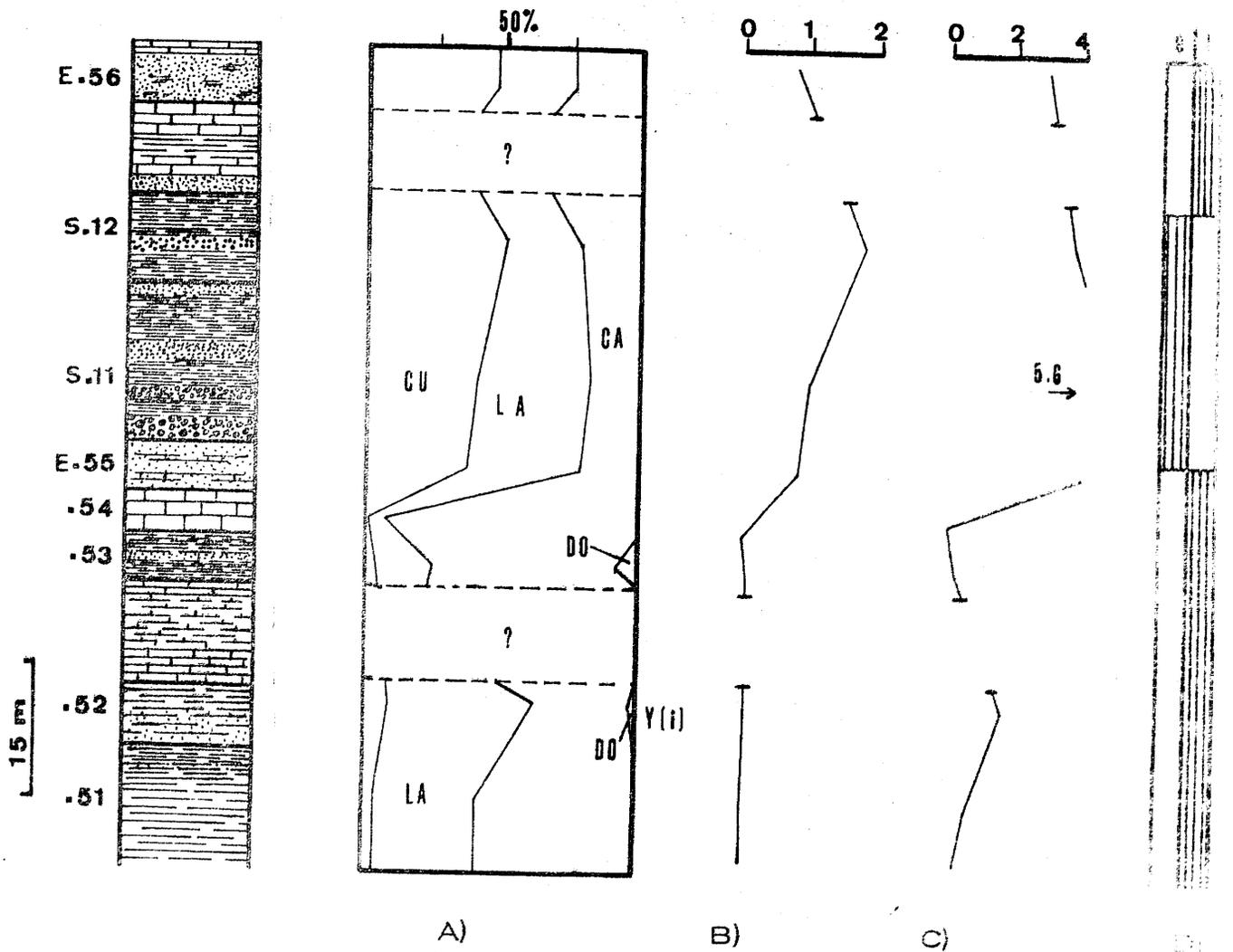


Fig. V.31. Columna litológica "Cerro de los Pinos". A) Variación de la composición mineralógica total. B) Variación de la relación cuarzo/laminar. C) Variación de la relación cuarzo+laminar/carbonatos. D) Tramos de la columna pertenecientes a la formación de Guadix (G). - Tramos de la formaciones lacustres (L), (Peña, 1979).

El cuarzo se presenta a lo largo de toda la columna. En su mitad inferior las proporciones, de este mineral, son muy bajas (en ningún caso alcanza el 10% del total de la fracción global).

En las gráficas (B) y (C) de la figura V.31. se muestra la variación exigente en la columna entre las relaciones cuarzo/minerales laminar y

cuarzo+minerales laminares/carbonatos. Unicamente merece comentarse el notable predominio de la fracción terrígena sobre la fracción química (incluso creemos que en este caso esta fracción es casi totalmente alóctona) que se observa en los niveles pertenecientes a la formación fluvial.

Al ascender en la columna se aprecia que la influencia lacustre va disminuyendo, es regresiva, y se llega hasta la instauración de un medio claramente fluvial.

En la fig. V. 32. se ha representado, en un diagrama ternario, la composición mineralógica total.

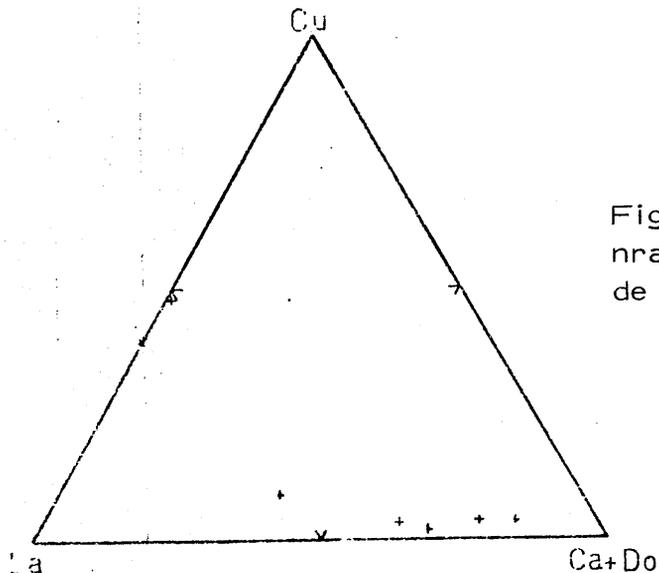


Fig.V. 32. Representación mineralógica de la composición de lamuestra total.

Como era lógico esperar, presentan una disposición, en el diagrama triangular, claramente diferente las muestras de una o de otra formación.

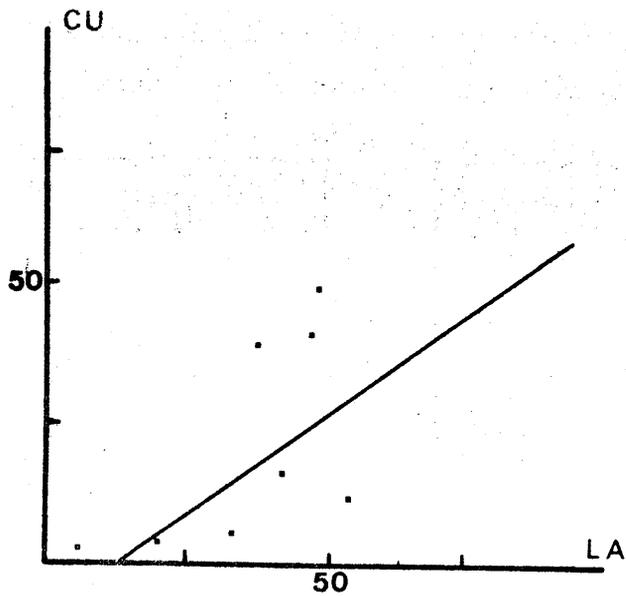


Fig. V. 33. Correlación entre cuarzo y laminas.

$r=0,75$   
 $y=0,70 x - 8,90$

V. 2. 3. 3. Fracciones menor de dos micras y de dos a veinte micras.

Mediante difracción de rayos X se han determinado los siguientes minerales, cuyos resultados cuantitativos se resumen en las tablas V. 17. y V. 18.

TABLA V.18 Composición mineralógica. Fracción entre 2-20 micras

muestra	Cuarzo	Lamin.	Mica	Parag.	Caolin.	Clort.	Montm.	Otros
E-56	32	68	57	6	4	10	23	Hemo. Id.
S-12	40	60	82	8	3	7	i	
S-11	46	54	85	2	5	8	i	Anfo.
E-55	35	65	62	6	5	11	16	
E-54	11	89	74	i	3	8	15	
E-53	9	91	80	i	5	15	i	
E-52	11	89	65	10	5	12	8	
E-51	8	92	66	11	3	11	9	

TABLA V.17 Composición mineralógica. Fracción menor de dos micras

muestra	Elita	Parag.	Caolin.	Clort.	Montm.	Palig.	Otros
E-56	75	3	-	9	52	-	
S-12	76	6	3	5	10	-	
S-11	68	6	4	4	18	-	
E-55	29	3	-	9	59	-	Id
E-54	32	-	-	7	51	10	
E-53	23	-	-	5	34	38	
E-52	27	2	-	6	30	35	
E-51	31	-	-	4	33	42	

En la fig. V. 34. se representa la variación de la composición mineralógica, tanto de la fracción menor de 2 micras como de la fracción entre 2-20 micras.

micras, a lo largo de la columna.

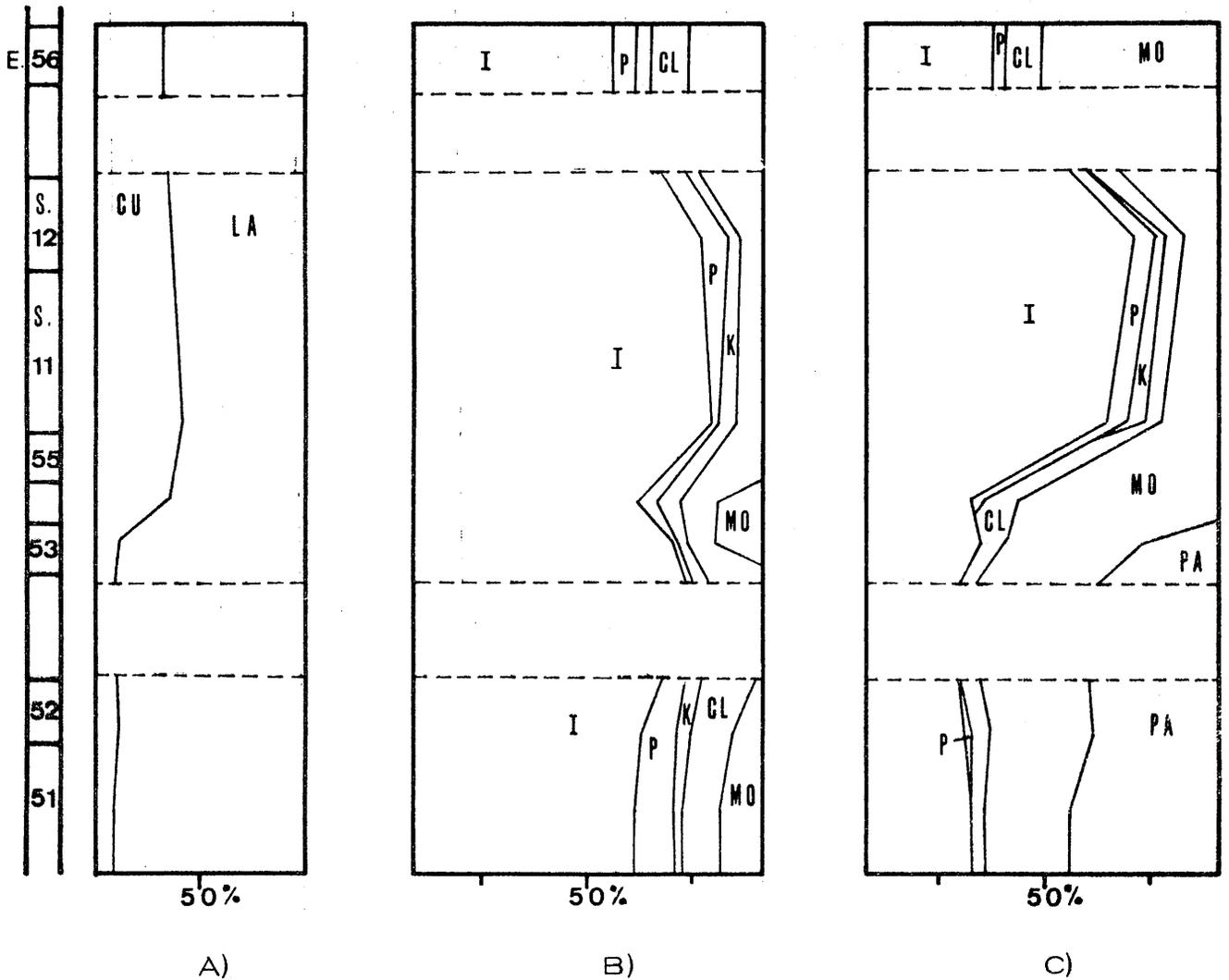


Fig.V. 34. Columna "Cerro de los Pinos". A)Variación de la relación cuarzo/minerales laminares en la fracción de 2 a 20 micras. B)Composición mineralógica de la fracción entre 2 y 20 micras. C)Mineralogfa de los filosilicatos en la fracción de tamaño arcilla.

Los comentarios que se desprenden son los siguientes:

El cuarzo, en la fracción de 2 a 20 micras, aumenta fuertemente al ascender en la serie. Sus valores más altos corresponden a los tramos pertenecientes a la formación fluvial, hecho que era lógico esperar.

La ilita, presenta una distribución semejante; esta tendencia se pone de manifiesto, sobre todo, en la fracción tamaño arcilla.

La montmorillonita en la fracción menor de dos micras, va disminuyendo al ascender en la columna hasta alcanzar en los sedimentos de la formación fluvial, las concentraciones más bajas (menos del 15%); posteriormente, aumenta hasta un 52% en el nivel que representa el techo de la serie.

La paragonita se encuentra constantemente, en la fracción limo; sin embargo, en la fracción de tamaño inferior no aparece en los tramos más bajos de la columna, excepto en la muestra E-52.

La clorita se ha identificado en todas las muestras, tanto de una como de otra fracción. En la fracción arcilla, en ningún caso llega a alcanzar el 10% del total.

La caolinita, en la fracción de 2 a 20 micras, se presenta sistemáticamente; sin embargo, en la fracción menor de 2 micras se encuentra únicamente en los tramos que corresponden a la formación de Guadix (S-12 y S-11),. En cualquier caso, sus porcentajes son siempre inferiores a los de la clorita.

La paligorskita solamente aparece en la fracción arcilla, disminuye gradualmente al ascender en la columna, pasando de concentraciones bastante elevadas en los términos inferiores (40%) a su brusca desaparición en el tramo E-55. En la microfotografía nº 1 y 2, lámina VIII, se puede apreciar la presencia de fibras alargadas de este mineral.

En resumen, la fracción arcilla, está constituida por los siguientes minerales: illita, montmorillonita, clorita y paligorskita (este último, únicamente se encuentra en la mitad inferior del corte). La caolinita y la paragonita se pueden considerar como accidentales.

Su distribución, a lo largo de la columna, nos reafirma en la conclusión, ya manifestada anteriormente, de que en un principio el medio de depósito, de estos materiales, era marcadamente lacustre, posteriormente se hace regresivo y se llega finalmente a la instauración de un medio claramente fluvial.

En la fig. V. 35. se representa la mineralogía de la fracción tamaño arcilla.

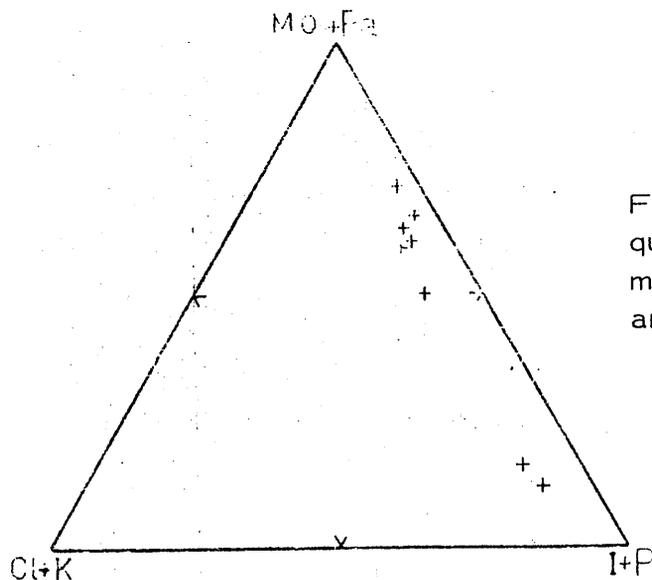


Fig. V. 35. Diagrama ternario que muestra la composición mineralógica de la fracción arcilla.

Se observa cómo las muestras de cada una de las formaciones se disponen conjuntamente. La separación entre ambas formaciones la marca, principalmente, la suma de porcentajes de montmorillonita y paligorskita. Los dos niveles S-12 y S-11 se agrupan cerca del vértice ilita más paragonita=100, mientras que los tramos lacustres se concentran en una banda que para la suma Mo+Pa varía desde 53 hasta 75%.

Las representaciones gráficas de las correlaciones existentes entre parejas de minerales de la arcilla aparecen en las figuras V. 36. y V. 37.

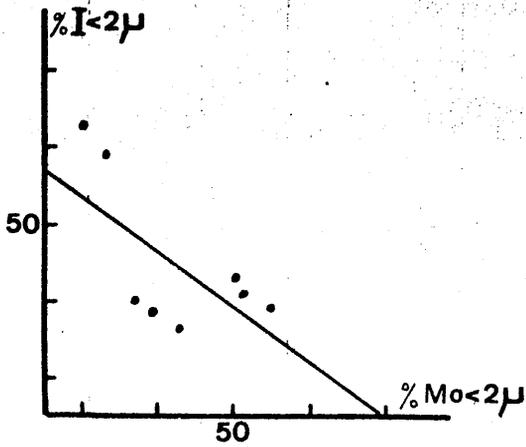


Fig. V. 36.

$$r = -0,66$$

$$y = 65,50 - 0,70x$$

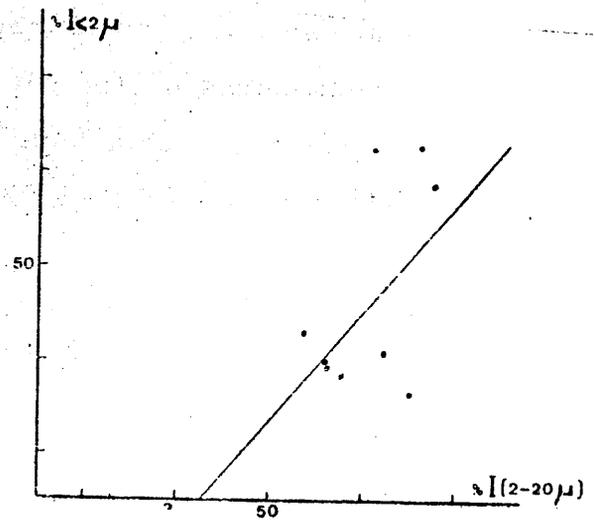


Fig. V. 37.

$$r = 0,62$$

$$y = 1,20x - 42,50$$

#### V. 2. 3. 4. Parámetros cristalográficos.

En la montmorillonita se han medidos dos parámetros: el índice de cristalinidad (índice de Biscaye) y el grado de hinchamiento. La tabla V. 19. los resume.

TABLA. V.19

Muestra	V/P	G.H.(A)	Muestra	V/P	G.H.(A)
E-5	0,59	17,1	E-54	-	17,0
S-12	0,76	17,3	E-53	0,49	16,7
S-11	0,71	17,4	E-52	0,47	16,7
E-55	0,75	16,8	E-51	0,46	16,8

Del examen de esta tabla se desprende lo siguiente: el índice de Biscaye - aumenta al ascender en la columna, exceptuando el nivel más alto (E-56) - que no cumple esta norma. La mayor cristalinidad la presentan las montmorillonitas de los tramos fluviales.

Algo muy similar sucede con el grado de hinchamiento (G.H.). No existe relación, al menos visible, entre el grado de hinchamiento y la cristalinidad.

Micas. Se han calculado, en la fracción de 2 a 20 micras, algunos parámetros cristaloquímicos de las illitas y las paragonitas. Los valores obtenidos se exponen en la tabla siguiente.

TABLA/ V.20

Muestra	$b_0$ en Å	(00,10)Å Illita	(00,10)Å Par	$2\theta$ $d_{00,10}$ I-Par
E-56	9,0093	1,9985	1,9278	1,73
E-12	9,0042	1,9994	1,9291	1,71
E-11	9,0035	1,9998	1,9275	1,77
E-55	9,0018	1,9963	1,9310	1,78
E-54	9,0018	1,9943	1, 251	1,76
E-53	9,0084	1,9959	1,9255	1,77
E-52	9,0006	1,9943	1,9262	1,79
E-51	9,0054	2,0030	1,9309	1,79

Mediante los valores del parámetro  $b_0$  y de las reflexiones basales 0, 0, 10 se han obtenido los resultados que figuran en las tablas V. 21. y V. 22.

TABLA. V.21

Muestra	Na/(Na+K)	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe	lg
E-56	0,00	12,09	3,41	6,09	0,59	0,56
E-12	0,00	12,55	3,44	7,12	0,48	0,40
E-11	0,00	12,55	3,45	7,14	0,47	0,41
E-55	0,00	12,51	3,49	7,22	0,44	0,37
E-54	0,00	12,51	3,49	7,22	0,44	0,37
E-53	0,00	12,66	3,34	6,94	0,57	0,53
E-52	0,00	12,60	3,40	7,04	0,52	0,46
E-51	0,00	12,59	3,41	7,07	0,51	0,45

TABLA. V.22

Muestra	Ind. MILLER (nm.)	Tamaño de cristal (Å)	Grado de metamorfismo
E-56	25	281	Epizona
E-12	23	321	"
E-11	23	321	"
E-55	25	281	"
E-54	21	364	"
E-53	30	229	Anquizona
E-52	25	281	Epizona
E-51	27	268	Anquizona

Del análisis de estas dos tablas se puede concluir:

El grado de paragonitización es nulo a lo largo de toda la columna. El contenido en Si (en átomos) en ningún caso llega a 12,70. No existe variación apreciable en la composición química, entre las illitas de los tramos de la formación fluvial y los de la formación lacustre.

Los valores del índice de Kubler de los niveles de la formación de Guadix son inferiores a los que presentan las illitas de los restantes tramos. De todas formas, en todo el conjunto, la cristalinidad de las illitas es elevada, ya que los valores del índice de Kubler varían desde 2,1 mm. (muestra E-54) a 3,0 mm. en E-53.

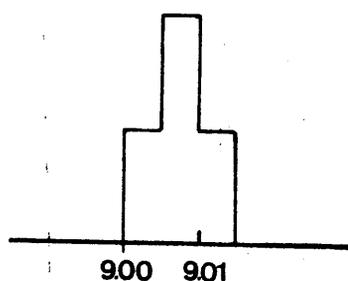


Fig. V. 38. Histograma de frecuencia de las medidas de  $b_0$  en las illitas.

A la vista del histograma se deduce lo siguiente: existe un máximo para valores comprendidos entre 9,005 y 9,010 Å. La gama de valores de  $b_0$  es restringida, oscila entre 9,000 y 9,015 Å.

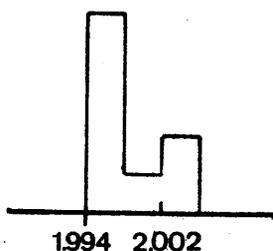


Fig. V. 39. Histograma de distribución de frecuencias de las medidas de los espaciados basales 0,0,10 en las illitas.

Se observa que el máximo de datos se presenta para valores ligeramente superiores a 1,99 Å. En esta columna, los espaciados 0,0,10 varían desde 1,994 hasta 2,006 Å.

Con los valores que se presentaban en la tabla V.20. se han construido las figuras V.40. y V.41.

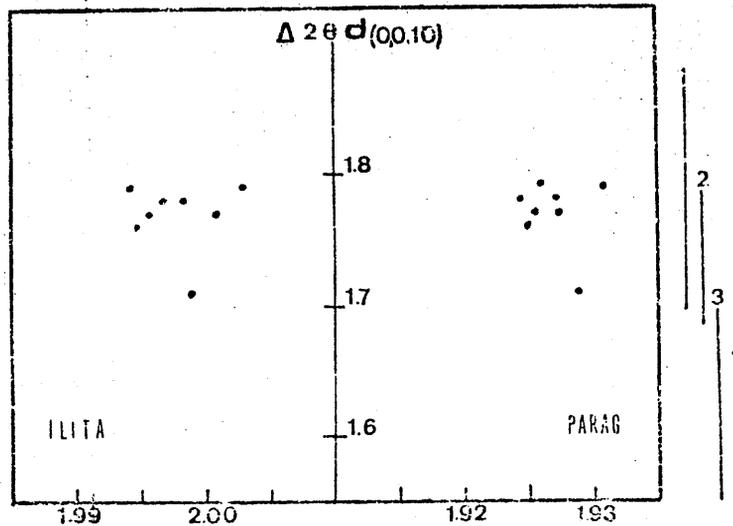


Fig.V.40. Variación del espaciado basal de ilitas y paragonitas en función del incremento angular de  $2\theta$  para las reflexiones 0, 0, 10.

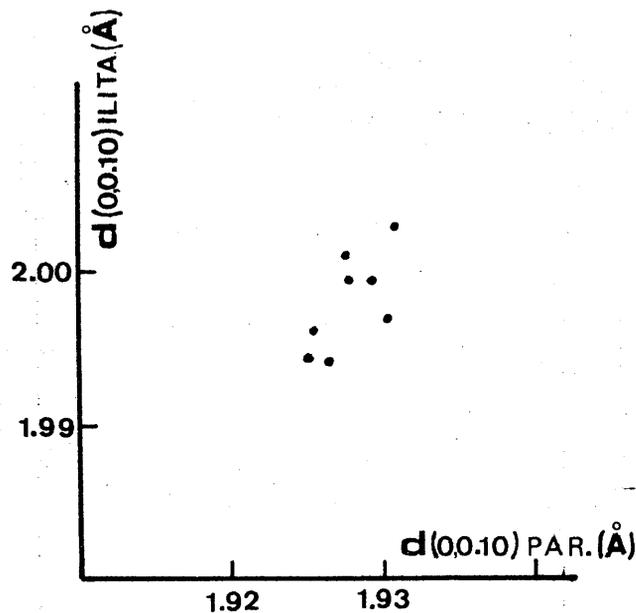


Fig.V.41. Relación entre los espaciados correspondientes a las reflexiones 0, 0, 10 de ilita y paragonita.

Del examen de las figuras anteriores se desprende lo siguiente: todas las muestras presentan valores, para el incremento angular, comprendidos entre 1,70 y 1,80 e incluso, salvo la muestra S-12, se agrupan en torno a 1,78. Se puede concluir, entonces, que las ilitas de esta -

columna proceden del manto del Veleta y/o de las filitas alpujarrides. Idéntico razonamiento obtenemos del análisis de la figura V.41.

#### V. 2. 4. Columna "Solana de los Paradores".

Esta columna se localiza en el ángulo NE. de la hoja número 992 (Moreda) del M. T. N. de España a escala 1:50.000. Sus coordenadas U. T. M. son:

Techo	788	448
Muro	786	446

El acceso más cómodo lo constituye el camino que parte de la Venta de Amparo, en la carretera comarcal de Huélago a Pedro Martínez, y pasa por el cortijo de las Mesillas (Fig. V. 8.).

El techo de la formación lo constituye el nivel de conglomerados con costras de exudación ya citado anteriormente. Inmediatamente debajo se encuentran unas margas turbidíticas grises de edad terciaria.

Al NW la formación se acuña rápidamente y al SE. ha sido barrida por la erosión.

##### V. 2. 4. 1. Litología.

Se han diferenciado y muestreado dos niveles. El superior pertenece a la formación Solana del Zamborino (PEÑA, 1974), está constituido por calizas pulverulentas blanquecinas, con concreciones calcáreas. Debajo se sitúa un nivel formado por margocalizas que al descender en la columna pasan a ser margas de color parduzco. Estos materiales corresponden a la formación Gorafe-Huélago (PEÑA, 1974).

En una primera visita a este afloramiento se recogió una muestra de cada uno de los niveles descritos. Posteriormente, al analizar los primeros diagramas de difracción de rayos X se puso de manifiesto, la presencia de un mineral fibroso (paligorskita) en unas proporciones que no habíamos encontrado en ninguna de las muestras estudiadas hasta entonces. Por este hecho, se decidió realizar un nuevo muestreo, mayor número de muestras extendiéndolo en sentido horizontal y vertical, de estos dos niveles para determinar en qué dirección aumentaba la concentración de paligorskita e incluso tratar de localizar muestras monominerálicas. Esta

última meta no se ha visto confirmada con el éxito.

En la figura V.42. puede observarse un esquema del muestreo realizado.

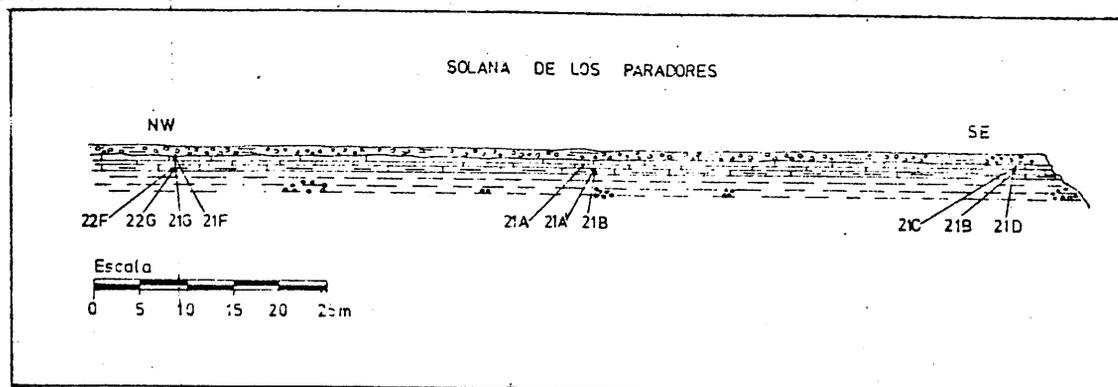


Fig. V.42. Esquema del muestreo realizado en el extremo N. de la formación de Gorafe-Huélago.

#### V.2.4.2. Mineralogía global.

Las especies mineralógicas detectadas, en estos dos niveles, son las siguientes: calcita, cuarzo y minerales laminares. Sus porcentajes relativos se exponen en la tabla V.23.

TABLA. Composición mineralógica global.

Muestra	Cuarzo	Calcita	Dolomit.	Laminar.
E-21	4	69	-	27
E-22	4	67	-	29

Calcita y cuarzo son los únicos minerales, no laminares, que se han identificado en esta columna. La calcita es el más abundante, se encuentra en un porcentaje medio de 68%. La cantidad de cuarzo es la misma en los dos tramos, un 4% del total de la muestra.

#### V.2.4.3. Fracción menor de 2 micras.

En la tabla V.24. se puede observar el resultado de la estimación cuantitativa de la fracción menor de 2 micras de varias muestras correspondientes a dos niveles de la columna, y en la tabla V.25. el análisis químico

micode una de ellas (E-21-F), que ha dado la mayor concentración de paligorskita.

Tabla V.24. Composición mineralógica de la fracción menor de 2 micras.

Muestra	Montmo.	Ilita	Clorita	Caolin.	Palig.
E-21-A	20	20	i	-	60
E-21-F	15	10	i	-	75
E-21-A'	25	35	i	-	40
E-22-F	30	20	i	-	50
E-21-C	25	20	i	-	55

SiO <sub>2</sub>	-----	51,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-----	14,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-----	5,74
Mg O	-----	6,72
Ca O	-----	6,54
Ti O <sub>2</sub>	-----	2,21
Na <sub>2</sub> O	-----	0,48
K <sub>2</sub> O	-----	1,47
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-----	14,14

TablaV.25. Análisis químico de la muestra E-21-F.

El hecho más llamativo es la notable proporción de paligorskita. En la lámina VII, microfotografías 3 y 4, se muestran fibras alargadas de paligorskita. Su concentración aumenta claramente, hacia el NW. así como en los sedimentos más recientes. Hemos de destacar, también, la total ausencia en este punto de la formación, de caolinita y paragonita.

La posición de las muestras en un diagrama ternario, tanto de la composición global como de la fracción menor de 2 micras, así como los valores de parámetros cristalocímicos de la ilita y cristalinidad de las Mo, se -

presentan agrupadas con las muestras de la columna "Solana del Zambo-  
rino" (figs. V.44. y V.45.).

### V. 2. 5. Columna "Solana del Zamborino".

Esta columna se sitúa dentro de la hoja 2140 (Benalúa de Guadix) del M. T.N. de España, a escala 1:50.000.

Sus coordenadas U.T.M. son:

Techo 897 381

Muro 891 385

Comprende las formaciones de Guadix, representada en este punto por el miembro arenoso, y la formación "Solana del Zamborino". El nivel de colmatación presenta una potencia considerable, aproximadamente 8 m. y la potencia de la columna es de unos 90 m.

En este punto se ha localizado el yacimiento Achelense más importante de la región. Se sitúa inmediatamente debajo del nivel de colmatación que corresponde al techo de la formación Solana del Zamborino. La asociación faunística permite datarlo como Riss-Wurm, posiblemente superior (PEÑA, 1974).

Una detallada interpretación geológica y estratigráfica de la región en que se encuentra este yacimiento ha sido publicado por CASAS, PEÑA y VERA, en BOTELLA, VERA y PORTA(1972).

#### V. 2. 5. 1. Litología.

La litología, a grandes rasgos, de esta columna se compone fundamentalmente de arcillas, limos y arenas. Los niveles de arcilla presentan colores azules y verdes en la parte inferior de la columna; en niveles superiores pasan a ser pardo rojizos con frecuentes intercalaciones de conglomerados.

En la zona intermedia, del corte, se intercala un nivel de calizas blancas.

### V. 2. 5. 2. Mineralogía global.

Las fases cristalinas identificadas son las siguientes: calcita, dolomita, cuarzo, minerales laminares, yeso, hematites y anfíboles.

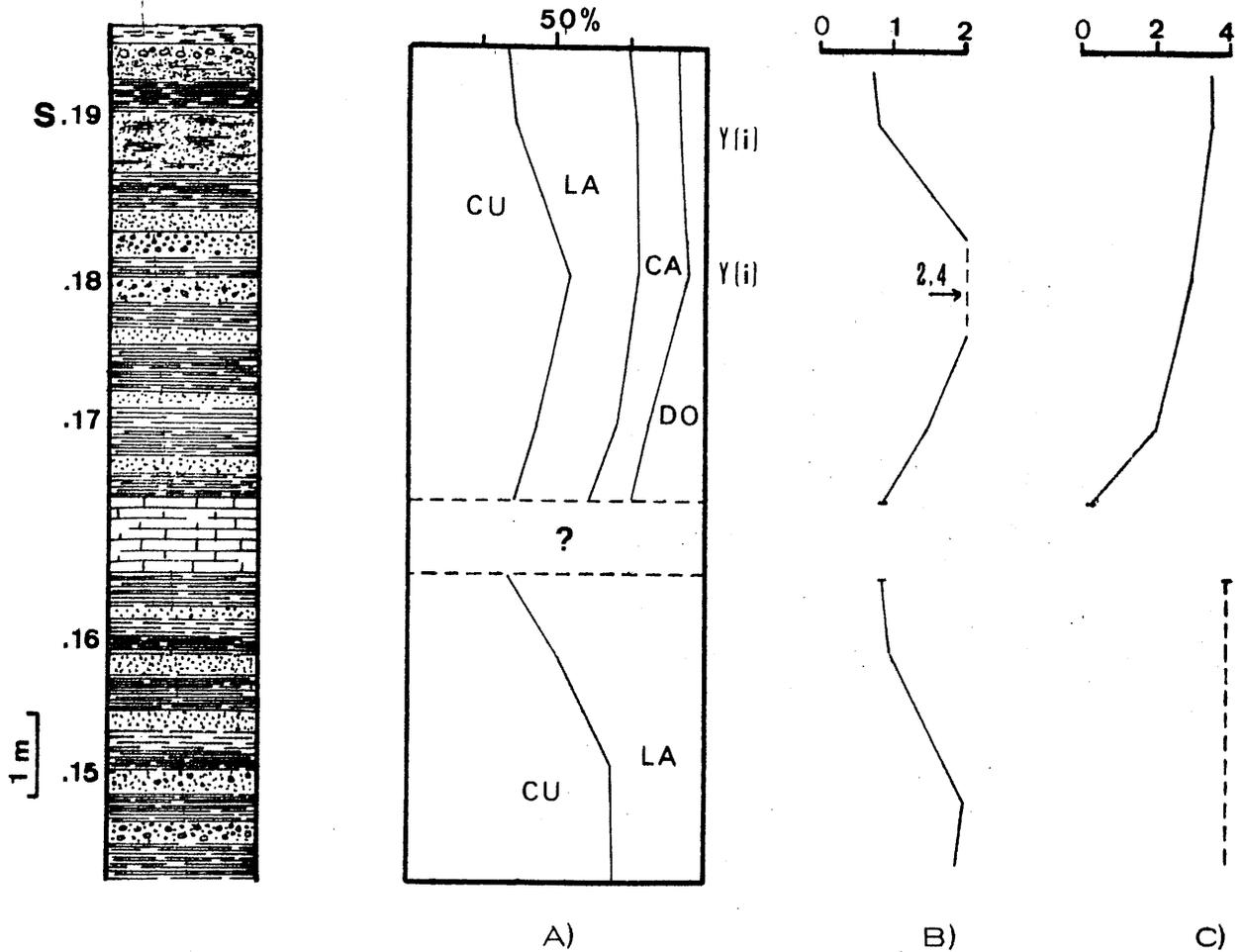


Fig.V.43. Columna litológica "Solana del Zamborino". A)Variación de la composición mineralógica total. B)Variación de la relación cuarzo/minerales laminares. C)Variación de la relación cuarzo más minerales laminares/carbonatos.

En la figura V.43. se representa la variación, en la vertical, de la composición mineralógica total, y en la tabla V.26. los porcentajes relativos de cada especie mineralógica.

Tabla V.26 Composición mineralógica global.

Muestra	Cuarzo	Calcit.	Dolomi.	Laminar.	Yeso	Otros
S-19	34	15	9	42	i	Hemat.
S-18	54	18	6	22	i	Hemat, Anf.
S-17	42	10	19	29	-	Anf.
S-16	51	-	-	49	-	
S-15	60	-	-	31	-	

Los carbonatos unicamente aparecen en la parte alta de la columna. Sus porcentajes varían desde 24 hasta 29 del total de la muestra, sumados - la calcita y la dolomita. En general, se encuentra en mayores cantidades la primera.

El cuarzo es el mineral más abundante a lo largo de la columna. Pre - senta una ligera disminución hacia el techo.

Los minerales laminares representan un porcentaje de la fracción global, bastante elevado, llegando a superar al cuarzo en el tramo más alto de la columna (S-19).

El yeso, unicamente, se ha identificado en cantidades no cuantizables, - hacia el techo de la columna.

La hematites y los anfiboles aparecen en algunas muestras aisladas y - siempre, en cantidades reducidas a indicios.

Las curvas (B) y (C) de la fig. V.43. no son de gran utilidad. De todas formas, se podría pensar en dos etapas con predominio de la erosión ff\_ sica en el área fuente, que coincidirían con el depósito de los niveles - S-15 y S-18. La relación cuarzo/laminares oscila entre 0,80 y 2,45, - mientras que la relación cuarzo más minerales laminares/carbonatos va - ría desde 2,21 hasta infinito en la mitad inferior de la columna.

El diagrama ternario de la figura V.44. nos representa la composición - mineralógica de la fracción global, y en la figura V.45. la correlación - existente entre el cuarzo y los minerales laminares en esta fracción.

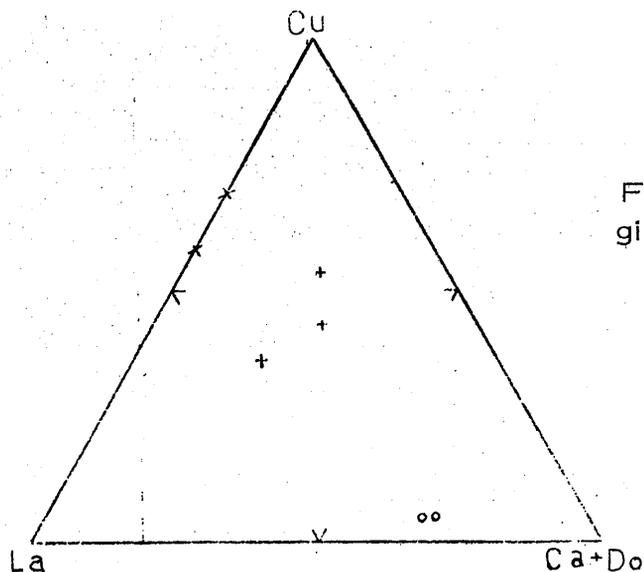


Fig.V. 44. Composición mineralógica global.

Muestras de la columna "Solana del Zamborino"

Muestras de la columna "Solana de los Paradores"

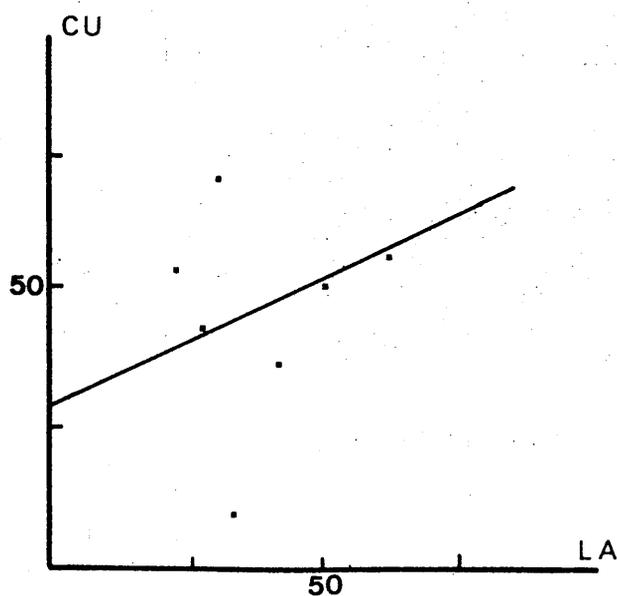


Fig.V. 45. Correlación lineal.

$$r = 0,30$$

$$y = 0,50 \times x + 28,00$$

### V. 2. 5. 3. Fraciones menore de 2 micras y de 2 a 20 micras.

Por difracción de rayos X se han identificado y cuantizado los minerales que se exponen en las tablas V. 27. y V. 28. para las fracciones menor de 2 y entre 2 y 20 micras, respectivamente.

TABLA V.27 Composición mineralógica. Fracción menor de dos micras

Muestra	Ilita	Parag.	Caolin.	Clort.	Montm.	Falig.	Otros
S-19	40	2	11	10	25	12	
S-18	43	2	10	8	13	24	Goet.
S-17	37	2	8	7	17	29	Goet.
S-16	27	1	6	11	16	-	(J-Cl)
S-15	42	3	8	6	41	-	

TABLA V.26 Composición mineralógica. Fracción entre 2-20 micras

Muestra	Cuarzo	Lamin.	Mica	Parag.	Caolin.	Clort.	Montm.	Otros
S-19	40	60	76	8	8	8	-	
S-18	55	45	80	7	8	5	-	Goet.
S-17	34	66	77	9	9	5	-	Goet.
S-16	77	23	75	8	6	11	-	
S-15	51	49	77	7	6	10	-	

Se ha creído interesante considerar la variación de los minerales de la arcilla a lo largo de la columna litológica, tanto en la fracción arcilla como en la de 2 a 20 micras. El resultado se representa gráficamente en la figura V.46.

Del examen de esta figura se desprenden las siguientes consideraciones:

El cuarzo, en la fracción limo, representa -en general- el 40% del total de la muestra. Por el contrario, en la fracción menor de 2 micras, cuando aparece sólo se encuentran indicios.

La ilita -en cualquiera de las dos fracciones- es el mineral mayoritario, sobre todo en la fracción de tamaño superior, en la que constituye sistemáticamente, más del 70% de la muestra. En la fracción arcilla sus porcentajes son más reducidos, en la mayoría de las muestras alrededor del 40%.

La montmorillonita solamente se ha detectado en la fracción menor de 2 micras. Sus proporciones más elevadas se presentan en los niveles -

que forman el techo y el muro de la columna.

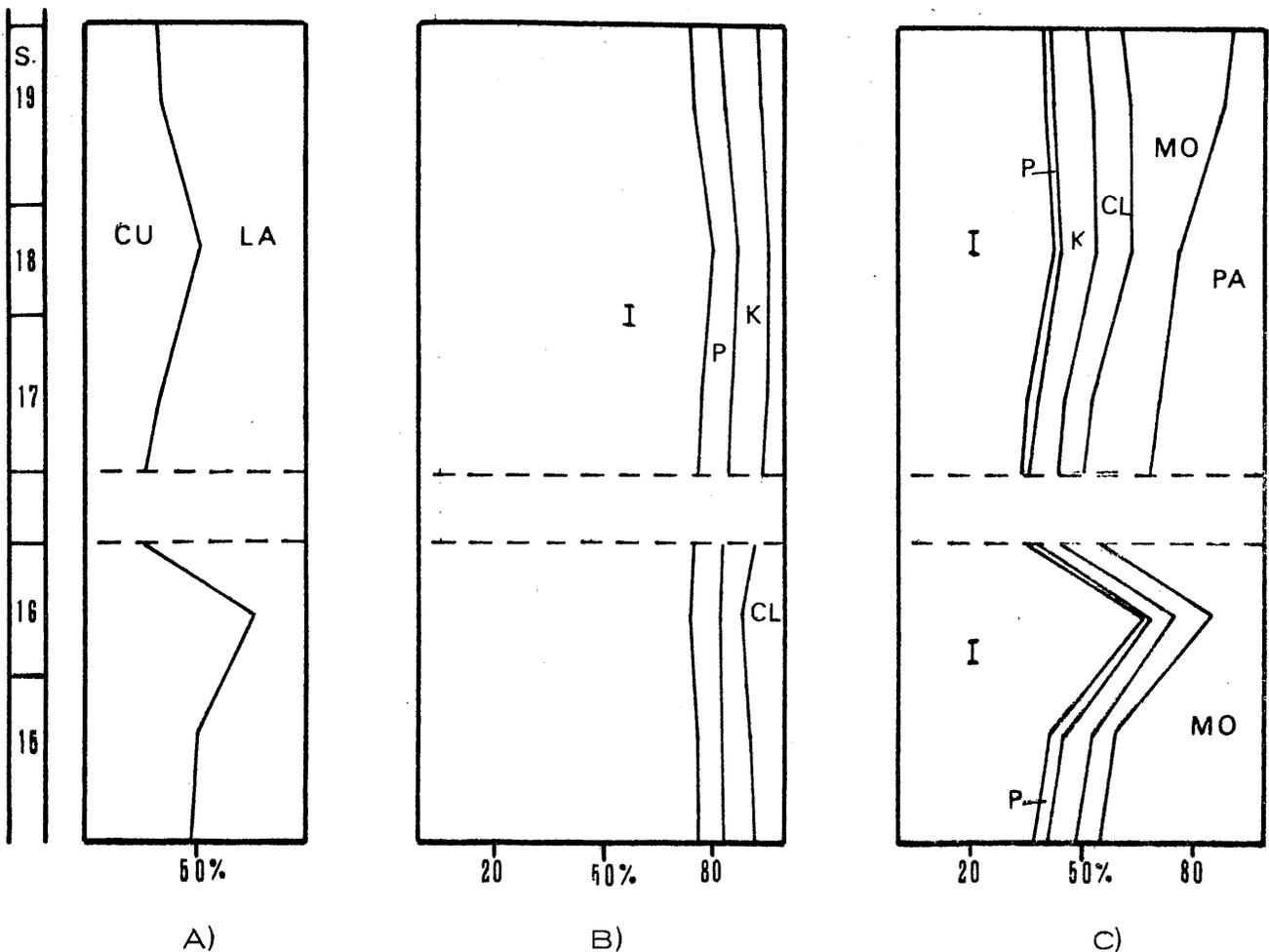


Fig. V.46. Columna "Solana del Zamborino". A) Variación de la relación cuarzo a laminas en la fracción de 2 a 20 micras. B) Composición mineralógica de la fracción entre 2 y 20 micras. C) Mineralogía de los filossilicatos en la fracción de tamaño arcilla.

La paragonita se halla constantemente, en ambas fracciones. Siempre se encuentra en mayores concentraciones, en la fracción de 2 a 20 micras. En la fracción arcilla, en ninguna muestra supera porcentajes del 3%.

La clorita y la caolinita se han identificado, también, a lo largo de toda la columna. En los niveles situados por encima del tramo de calizas, la caolinita alcanza proporciones sistemáticamente superiores a la clorita, al contrario de lo que sucede en los niveles situados por debajo.

La paligorskita aparece unicamente en la fracción arcilla de la mitad superior de la columna. Su concentración disminuye ligeramente al ascender en la columna.

Interestratificados. Se ha detectado, indicios, de un interestratificado irregular del tipo illita-clorita, en la muestra S-16 (fracción menor de 2 micras).

En los niveles S-17 y S-18 (fracción inferior a 2 micras) aparecen pequeñas cantidades de goethita. En la lámina V, fotografías 2 y 4, pueden observarse cristales de goethita formando maclas en asterisco, encontrados en las muestras S-17 y S-18.

La composición mineralógica nos hace dudar del carácter lacustre de los materiales inferiores de la columna. La asociación mineralógica correspondería, más bien, a un depósito de tipo fluvial, que posteriormente, evolucionaría a un régimen francamente lacustre (presencia de paligorskita) incluyendo un comienzo de facies evaporítica (indicios de yeso en el techo).

El diagrama triangular de la figura V.47. representa la composición mineralógica de las fracciones menores de 2 micras de las columnas "Solana de los Paradores" y "Solana del Zamborino".

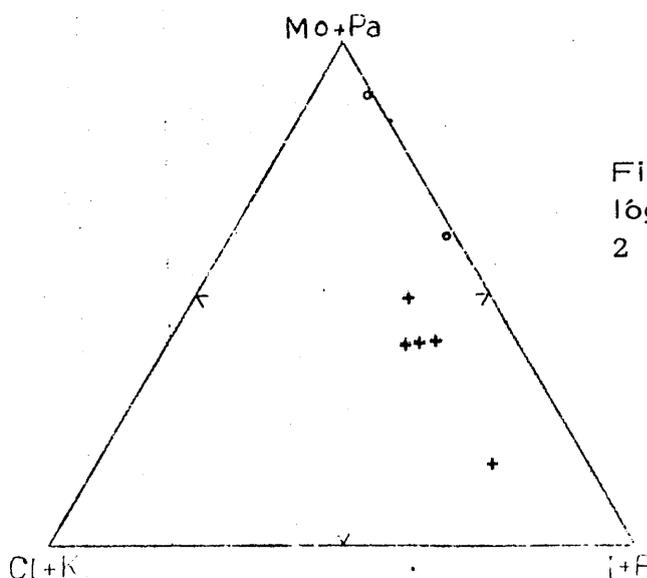


Fig. V.47. Composición mineralógica de fracciones menores de 2 micras.

- + - "Solana del Zamborino"
- o - "Solana de los Paradores"

En ella se observa que todas las muestras contienen porcentajes de Mo + Pa superiores al 37%, excepto en la muestra S-16 en la que estos dos filosilicatos representan menos del 17%. La dispersión de los dos niveles de "Solana de Paradores" es muy acusada; sin embargo, si se considera su situación con respecto a la suma Cl+K, prácticamente se alinean según una recta.

Las figuras V. 48. y V. 49. recogen gráficamente las correlaciones entre parejas de minerales de la arcilla en las fracciones menor de 2 micras y entre 2 y 20 micras.

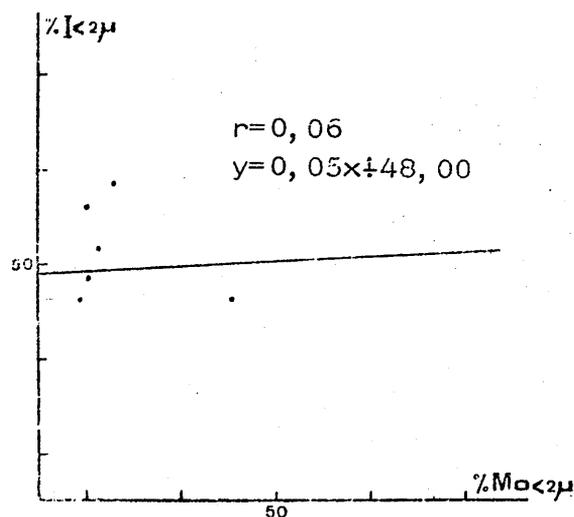


Fig. V. 48.

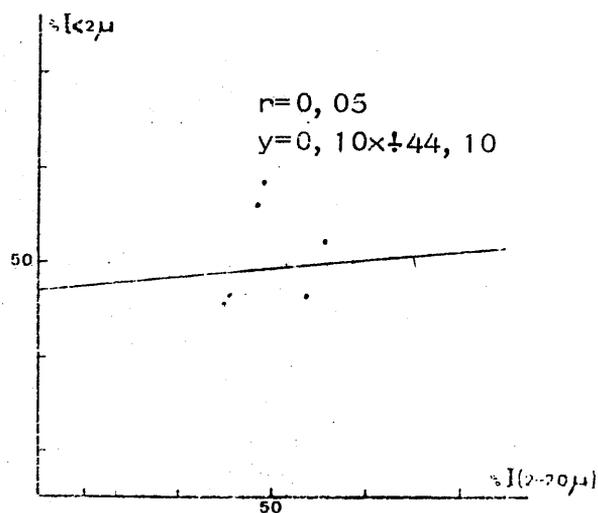


Fig. V. 49.

#### V. 2. 5. 4. Parámetros cristaloquímicos.

Montmorillonita. La tabla V. 29. resume los valores del índice de Biscaye (V/P) y del grado de hinchamiento (en A) de las montmorillonitas, de las columnas Solana del Zaborino y Solana de los Paradores.

TABLA. V.29

Muestra	V/P	C.R.(A)	Muestra	V/F	G.H.(A)
S-19	0,51	17,4	E-21	0,67	16,9
S-18	0,59	17,0	E-22	0,71	17,0
S-17	-	-			
S-16	0,53	17,6			
S-15	0,71	17,0			

La cristalinidad no es muy acusada, el máximo valor del índice de Biscayes es 0,71. En la columna "Solana del Zamborino" se aprecia un ligero incremento de la cristalinidad hacia muestras más profundas.

El grado de hinchamiento varía entre márgenes muy estrechos, desde 16,94 en el nivel E-21 (columna Solana de los Paradores) hasta un 17,6A en la muestra S-16 (columna Solana del Zamborino).

Micas. Se han medido los  $b_0$  de las illitas, así como los valores de la reflexión 0,0,10 de las illitas y paragonitas; los resultados se representan en la tabla V.30.

TABLA. V.30

Muestra	$b_0$ en A	(00,10)A Illita	(00,10)A Par	$2\theta$ de 0010 I-Par
S-19	3,9954	1,9959	1,9962	1,75
S-18	3,9934	1,9968	1,9968	1,73
S-17	3,9393	1,9994	1,9990	1,77
S-16	3,9618	2,0003	1,9989	1,73
S-15	3,9611	1,9996	1,9990	1,73

A partir de estos datos, se han hallado el número de átomos de Si, Al, Fe y Mg, y el grado de paragonitización de las illitas.

TABLA. V.31

Muestra	Pa/Ra+K	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe	Mg
S-19	0,00	12,38	3,62	7,44	0,33	0,25
S-18	0,00	12,45	3,55	7,32	0,39	0,32
S-17	0,00	12,23	3,77	7,72	0,20	0,09
S-16	0,00	12,51	3,49	7,22	0,44	0,38
S-15	0,00	11,57	4,43	3,00	-	-

Asimismo, se han determinado los índices de cristalinidad (índice de Kubler) y tamaño de los cristales de las illitas, resultando los valores que se resumen en la tabla V. 32.

TABLA. V. 32

Muestra	Ind. KUBLER (mm.)	Tamaño de cristal (A)	Grado de metamorfismo
S-19	26	277	Epizona
S-18	-	-	-
S-17	-	-	-
S-16	26	277	Epizona
S-15	24	309	"

Del examen de estas dos tablas se desprenden las siguientes consideraciones: la sustitución de K por Na es, sistemáticamente, nula. El número de átomos de Si es muy bajo, si lo comparamos con el de otras columnas, de forma especial en la muestra S-15 donde no llega a 12 átomos. En esta misma muestra, no existe sustitución de Al, en la capa octaédrica, por átomos de Fe y Mg. Estos hechos, nos llevan a pensar que las illitas de este tramo son moscovitas en sentido estricto.

La cristalinidad, en los casos en que se ha podido medir, es bastante elevada. El índice de Kubler oscila entre 2,4 y 2,6 mm.

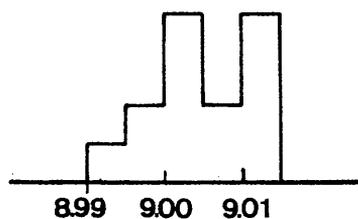


Fig. V. 50. Histograma de frecuencias de las medidas de  $b_0$  en las illitas de las columnas "Solana del Zamborino" y "Solana de los Paradores".

A la vista del histograma se deduce que existen dos máximos de frecuencia, uno de ellos para valores ligeramente superiores a 8,99 A y el otro para valores comprendidos entre 9,00 y 9,005 A. La gama de valores es bastante amplia; oscilan desde 8,98 hasta 9,005 A.

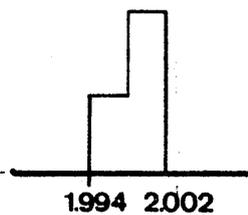


Fig.V.51. Histograma de distribución de frecuencias de las medidas de 0, 0, 10 de las illitas de la columna "Solana del Zambrino".

Las figuras V.52. y V.53. sehan construído con los datos de la tabla V.30. y mediante ellos tratamos de señalar posibles áreas fuentes de los sedimentos de estas dos columnas.

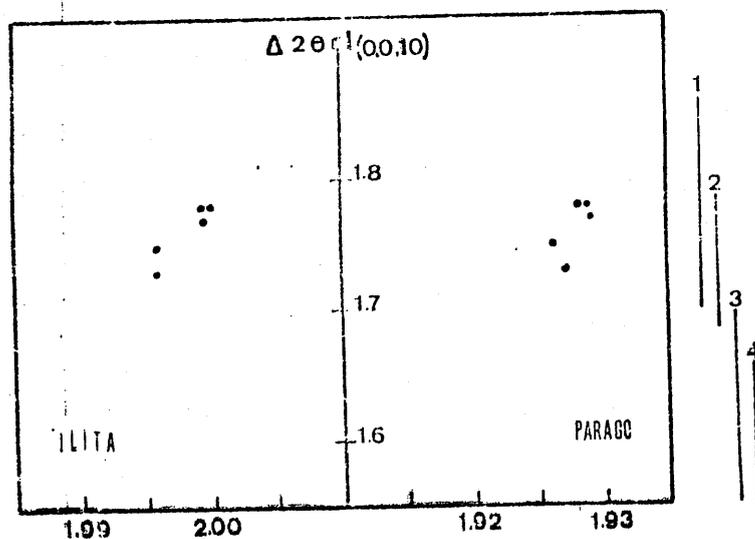
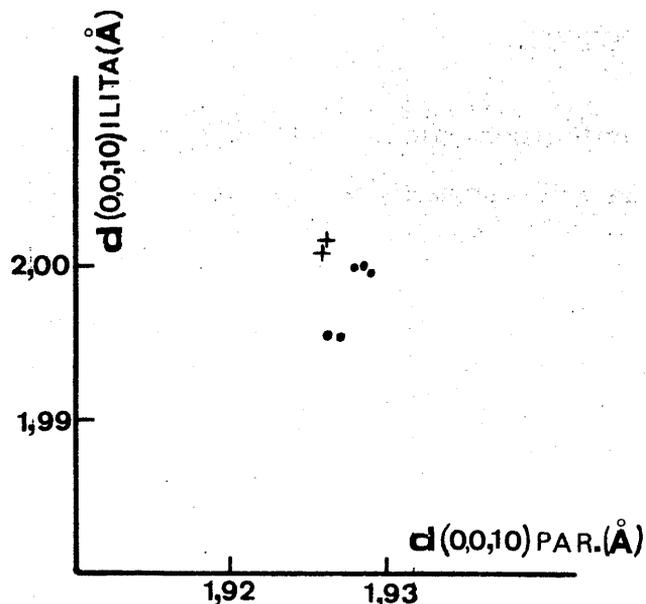


Fig.V.52. Variación del espaciado basal de illitas y paragonitas en función del incremento angular  $2\theta$  de las reflexiones  $d(0,0,10)$ .

1. Manto del Veleta. 2. Filitas alpujárrides  
3. Unidad de las Sabinas. 4. Unidad de la Caldera. (Según Martín Ramos, 1976).



- Solana del Zamborino
- + Solana de los Paradores

Fig. V. 53. Relación entre los espaciados correspondientes a las reflexiones 0, 0, 10 de ilitas y paragonitas.

Todas las muestras presentan valores del incremento angular  $2\theta$  comprendidos entre 1,73 y 1,78 por lo tanto podrían proceder del manto del Veleta y/o de las filitas alpujárrides (idéntica conclusión hemos obtenido para la mayoría de las columnas).

Similar razonamiento se concluye si comparamos los datos de la figura V. 53. con los que presenta MARTIN RAMOS (1976) para las ilitas de estas dos formaciones. En este caso, las muestras de la columna "Solana de los Paradores" tienen un claro origen en las filitas alpujárrides.

## RESUMEN DE LA FORMACION LACUSTRE.

Como síntesis de los caracteres mineralógicos que se han observado en las cinco columnas litológicas de estas dos formaciones lacustres, merecen destacarse los siguientes hechos:

- el cuarzo y la calcita aparecen, prácticamente, en todas las muestras. El mineral más abundante es la calcita que en numerosos niveles supera el 90% de la muestra global.
- la dolomita únicamente aparece, de forma casi constante, en las columnas "Estación de Huélago" y "Solana del Zamborino". En esta última sólo en la parte más alta de la columna.
- el yeso sólo se encuentra en el borde más oriental de la formación (columna de "Campillo"). En las demás columnas se presenta en algún nivel aislado y siempre en cantidades reducidas a indicios.
- dentro de los minerales de la arcilla, la illita y montmorillonita son los únicos filosilicatos que están presentes en todas las columnas; además son -en general- los minerales mayoritarios.

La caolinita aparece en todos los niveles de las columnas de "Campillo" y "Solana del Zamborino", y es inexistente en las restantes. La distribución de la paragonita es muy parecida a la de este mineral. La única diferencia estriba en que no aparece en la mitad inferior de "Campillo".

La clorita se encuentra, prácticamente, en todas las muestras. Solamente falta en seis tramos de la columna "Campillo".

La paligorskita se presenta en todas las columnas litológicas. Sus mayores porcentajes se dan en "Solana de los Paradores". En los restantes puntos de la formación, aparece con una cierta irregularidad, así en "Campillo" y "Cerro de los Pinos" se encuentra solamente en los niveles más bajos, mientras que en "Solana del Zamborino" se presenta en los tramos más cercanos al techo.

- por último, cabe señalar la presencia de fluorita y celestina, en tres niveles de la zona media de la columna de "Campillo".
- la cristalinidad más elevada, tanto de la montmorillonita como de la illita, se encuentra en la columna de "Campillo". En las restantes series, la cristalinidad de ambos minerales es muy pa

recida.

- la mayor frecuencia de los valores del  $b_o$  de las ilitas oscila entre 9,000 y 9,015 A.

### V. 3. FORMACION DE GUADIX.

Esta Formación tiene un origen predominantemente fluvial, constituida por aportes procedentes de los relieves circundantes. Hacia el centro su facies evoluciona a depósitos de carácter palustre (PEÑA, 1974).

Se caracteriza por el predominio de materiales detríticos. Según su posición respecto al borde de la cuenca presenta diferencias texturales: en los bordes dominan los conglomerados mientras que hacia el centro de la cuenca son sustituidos, de un modo progresivo, por arenas y lutitas. Se presentan frecuentes paleocanales rellenos de conglomerados o arenas, con materiales más finos en los bordes, estructuras típicas de los depósitos-fluviales en regiones de llanura de inundación (VERA, 1970 a).

Dentro de esta Formación se han estudiado dos columnas y todos sus tramos pertenecen a esta formación. Como ya hemos visto anteriormente, se han estudiado otros tramos de esta formación, en el apartado anterior (V. 2.); otro tanto sucede al describir las columnas que se han ubicado en el apartado V. 4. correspondiente a la formación de Baza. Esto es debido a las frecuentes indentaciones que se producen de unas formaciones en otras.

La situación de las columnas puede verse en la figura V. 54.

#### V. 3. 1. Columna de "Gorafe".

Se sitúa al NE. de Gorafe, dentro de la hoja Benalúa de Guadix (993) - publicada por el Servicio Geográfico del Ejército. Sus coordenadas U. T. M. son:

Techo	965	487
Muro	965	481

Se ha levantado por la pista que sube desde el pueblo de Gorafe hasta el glacis (fig. V. 54.). Los materiales que la forman están subhorizontales. -

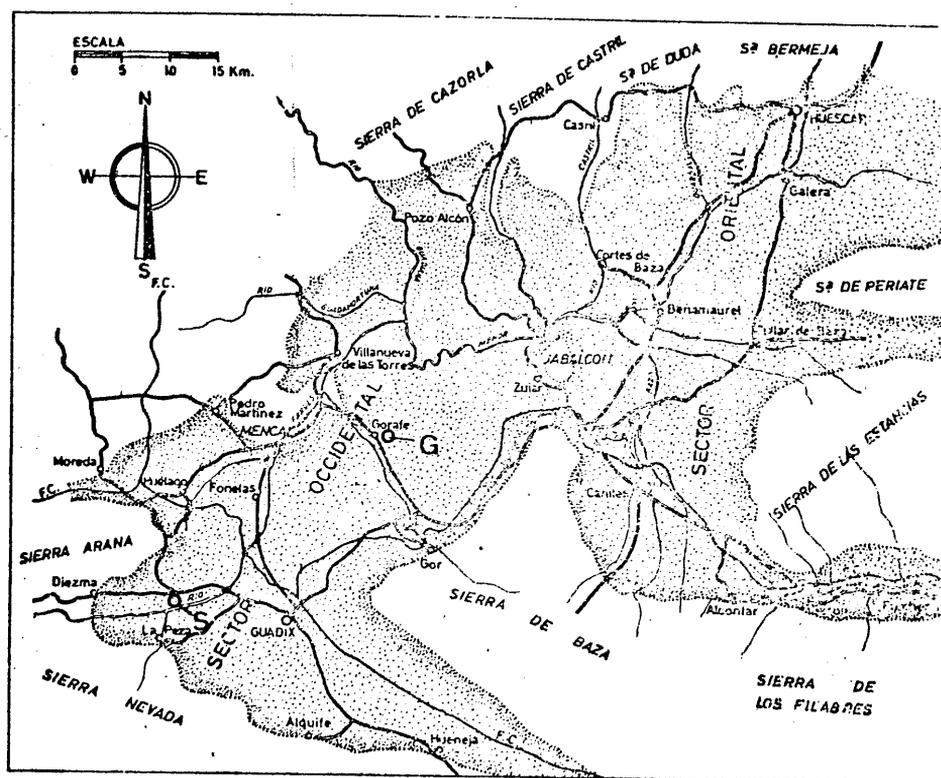


Fig. V. 54. Situación de las columnas pertenecientes a la Formación de Guadix. (Según esquema de VERA, 1970).

### V. 3. 1. 1. Litología.

Está formada por conglomerados, arenas y lutitas. Los conglomerados, - que dominan hacia el techo de la columna, tienen generalmente cemento - detrítico constituido por arenas y lutitas. Los cantos corresponden a micaesquistos, mármoles y caliza-dolomías, son muy variables en tamaño. A veces se observan sedimentaciones graduadas y megaestratificaciones cruzadas. El color dominante es rojo-parduzco.

Al descender en la columna se observa un mayor dominio de los niveles - de arenas y lutitas con lentejones de conglomerados intercalados. El color pasa a ser gris o pardo; se debe, en parte, a un mayor contenido - de fragmentos de rocas metamórficas.

### V. 3. 1. 2. Mineralogía global.

En la fig. V. 55. y en la tabla V. 33. se representan los resultados del análisis mineralógico cuantitativo de las muestras íntegras de esta columna.

Las especies mineralógicas detectadas son las siguientes: calcita, dolomita, cuarzo, minerales laminares, hematites y feldespatos.

TABLA V. 33 Composición mineralógica global.

Muestra	Cuarzo	Calcita.	Dolomit.	laminar.	Otros
G-1	31	15	24	30	Hemt, Fd.
G-2	14	12	49	25	Hemt.
G-3	21	23	18	38	Hemt.
G-4	17	13	6	64	Hemt.
G-5	27	4	15	54	Hemt, Fd.
G-6	22	20	31	27	Hemt.
G-7	26	12	17	45	Hemt.
G-8	27	10	27	36	Hemt.
G-9	32	15	30	23	Hemt.
G-10	22	17	23	38	Hemt, Fd.
G-11	31	16	10	43	Hemt, Fd.
G-12	27	15	24	34	Hemt.
G-13	26	26	9	39	Hemt.
G-14	32	19	16	32	Hemt.
G-15	30	20	17	33	
G-16	23	8	6	63	
G-17	20	37	5	38	

La calcita y la dolomita aparecen constantemente en toda la columna. - La cantidad de calcita es muy similar en todas las muestras; su porcentaje medio es próximo al 20%. La dolomita, salvo algún episodio esporádico, presenta un incremento apreciable al ascender en la columna. Teniendo en cuenta la presencia de cantos de calizas y de dolomias en los lentejones de conglomerados y por otra parte el tipo de depósito de estos sedimentos, es lógico pensar que la mayor parte de estos carbonatos sean heredados.

El cuarzo se presenta en cantidades muy constantes. Su porcentaje oscila entre 15 y 31%; lo mismo podemos afirmar de los minerales laminares.

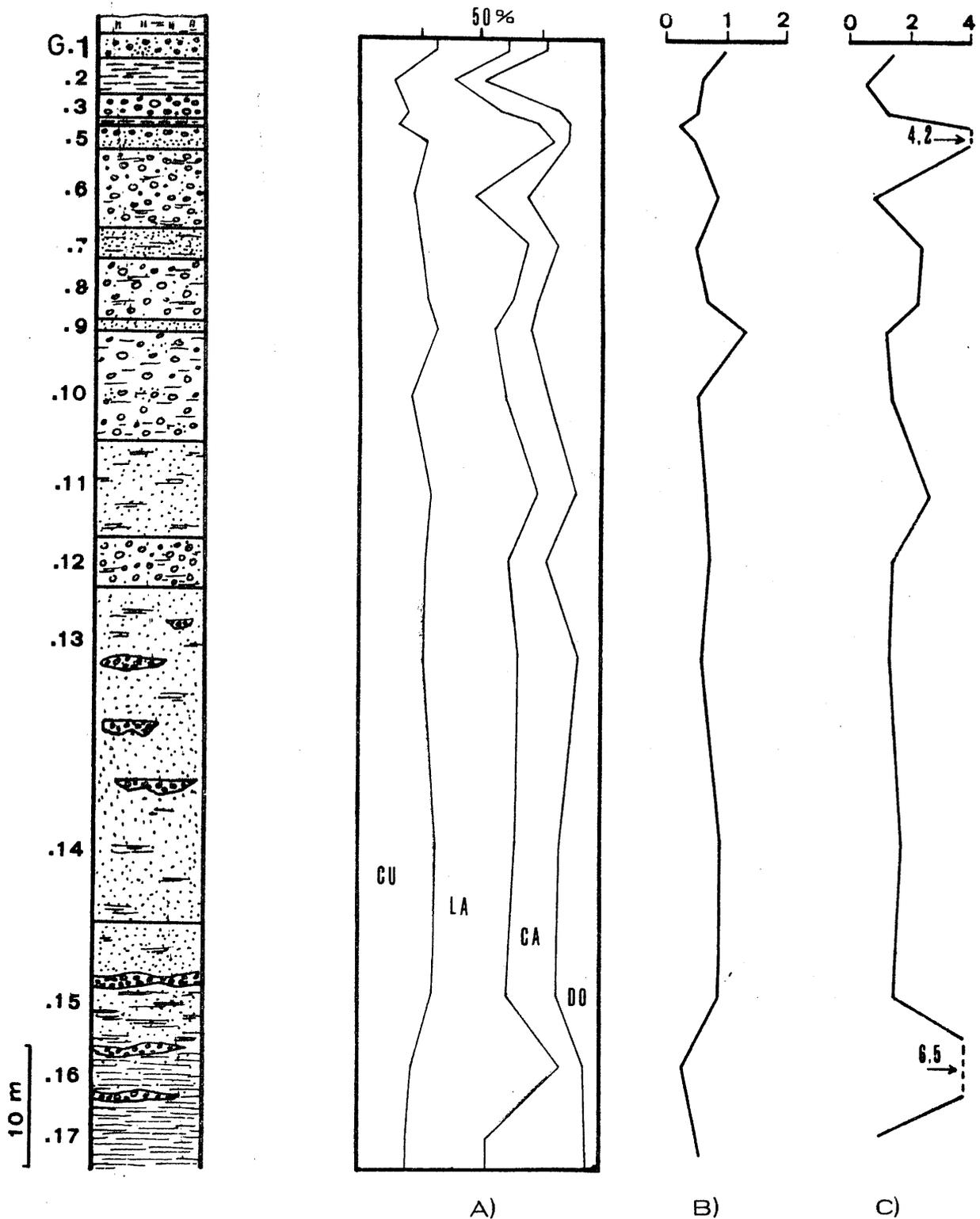


Fig. V. 55. Columna litológica de "Campillo". A) Esquema de variación de la composición mineralógica total. B) Variación de la relación cuarzo/laminares. C) Variación de la relación cuarzo más laminares/carbonatos.

La hematites aparece en proporciones muy reducidas en todos los niveles excepto en los tres tramos más bajos de la columna (G-15, G-16 y G-17).

Las curvas de las fig. V. 55. (B) y (C) no nos son de gran utilidad ya que pensamos que la mayor parte de los carbonatos son heredados. Los dos tramos con valores para la relación cuarzo más laminares/carbonatos, superiores al normal de la columna, se deben a la fuerte cantidad de minerales laminares en esos niveles. Este hecho podría estar relacionado con cambios en las condiciones dinámicas del medio de transporte, es decir con diferencias en la capacidad del medio para seleccionar partículas de determinado tamaño.

En la fig. V. 56. se representa en un diagrama ternario la composición mineralógica de las muestras íntegras (cuarzo-carbonatos-laminares).

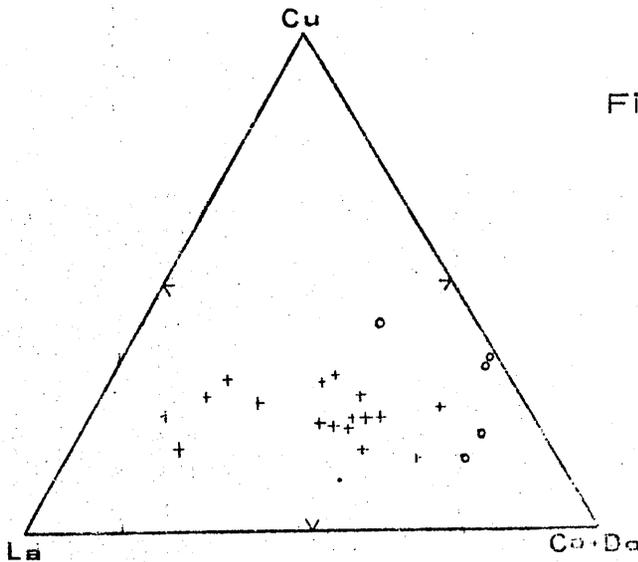


Fig. V. 56. + Muestras de la columna de "Gorafe".  
o Muestras de la columna "Río Fardes".

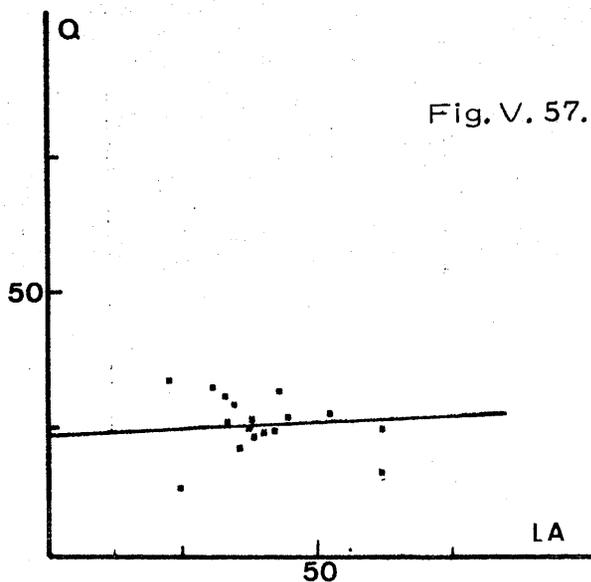


Fig. V. 57. Gráfica representando la correlación existente entre Q y minerales laminares en la muestra total.

$$r=0,10$$

$$y=0,03 + 22,00$$

### V.3.1.3. Fracciones menor de dos micras y de dos a veinte micras.

A partir de los difractogramas de rayos X se ha realizado una estimación de los porcentajes relativos de los filosilicatos que entran a formar parte de la fracción arcilla y fracción de 2 a 20 micras; los valores calculados se exponen en las tablas V.34. y V.35.

TABLA V.34 Composición mineralógica. Fracción menor de dos micras

Muestra	Ilita	Parag.	Caolin.	Clort.	Montm.	Palig.	Otros
G-1	78	8	2	7	5	-	Hemt.
G-2	81	6	2	6	5	-	Goet.
G-3	78	8	3	7	4	-	"
G-4	65	7	7	11	10	-	Hemt,-Goet.
G-5	78	7	4	3	9	-	"
G-6	76	8	4	6	6	-	"
G-7	74	7	8	5	6	-	"
G-8	75	7	3	4	11	-	"
G-9	76	7	2	5	10	-	Hemt.
G-10	68	6	5	4	17	-	Hemt,(Cl-Mo)
G-11	74	7	7	7	5	-	Goet.
G-12	74	11	4	5	6	-	"
G-13	70	9	4	4	13	-	"
G-14	78	9	2	4	7	-	"
G-15	31	3	1	14	39	15	"
G-16	21	3	1	9	58	9	
G-17	44	4	1	12	21	19	

TABLA V.35 Composición mineralógica. Fracción entre 2-20 micras

Muestra	Cuarzo	Lamin.	Mica	Parag.	Caolin.	Clort.	Montm.	Otros
G-1	35	65	83	9	3	5	-	
G-2	43	57	79	10	2	9	-	
G-3	47	53	83	8	3	6	i	
G-4	30	70	75	8	3	16	i	
G-5	54	46	81	7	2	10	i	
G-6	52	48	84	8	2	6	i	
G-7	40	60	80	7	4	10	i	
G-8	49	51	83	9	2	6	i	
G-9	44	56	81	8	3	8	i	Fd.
G-10	40	60	84	2	5	8	i	
G-11	44	56	77	8	5	10	i	
G-12	47	53	83	6	-	11	i	Fd.
G-13	46	54	78	10	-	12	i	
G-14	56	44	77	10	-	13	i	
G-15	39	61	65	7	9	12	7	
G-16	62	38	63	5	14	12	6	(T-11)
G-17	50	50	78	5	10	3	4	(T-11)

Con los datos reseñados en estas dos tablas se ha confeccionado la figura siguiente.

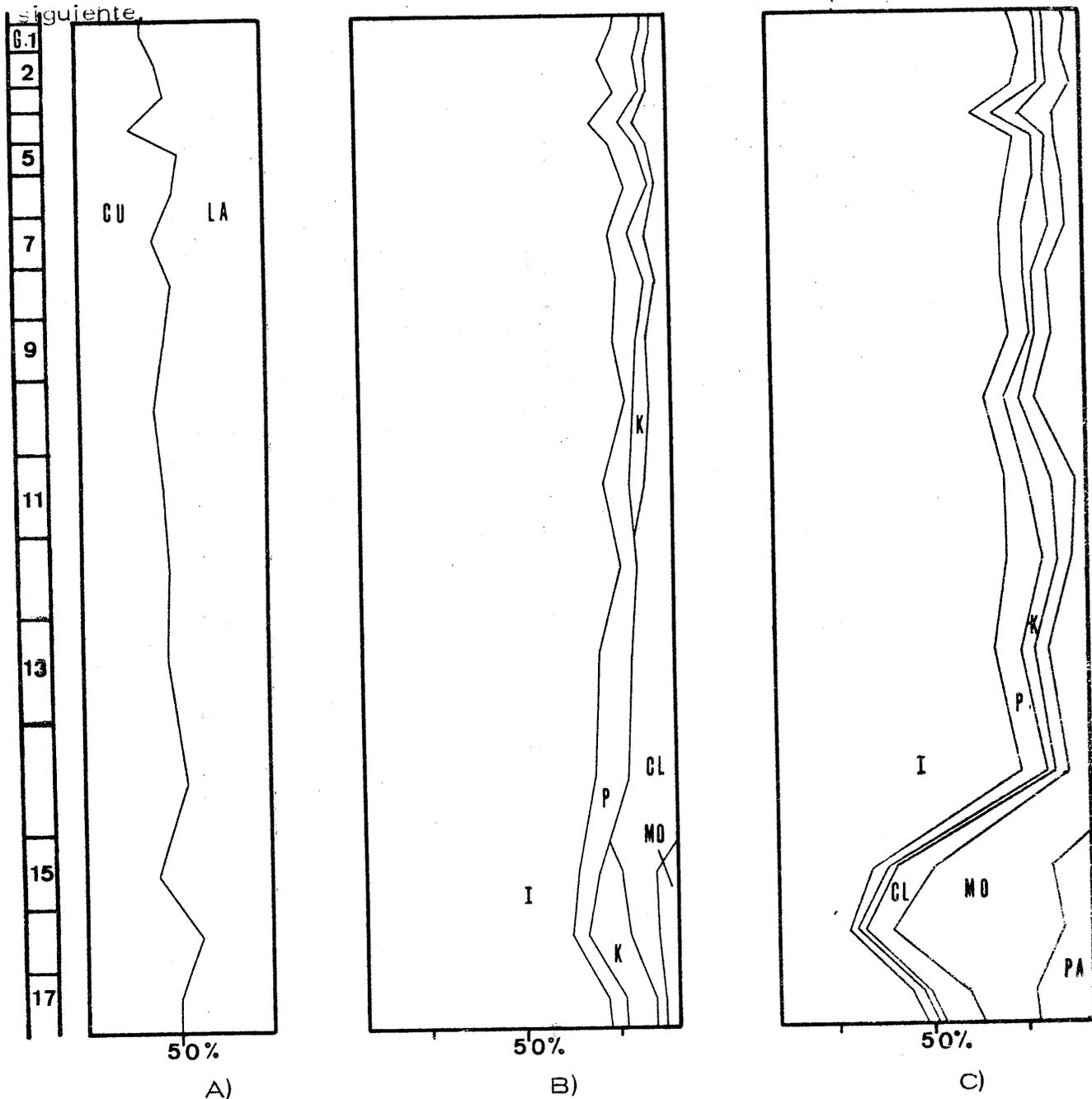


Fig. V. 56. Columna de "Gorafel". A) Variación de la relación cuarzo a minerales laminares en la fracción de 2 a 20 micras. B) Composición mineralógica de la fracción entre 2 y 20 micras. C) Mineralogía de los filosilicatos en la fracción de tamaño arcilla.

El cuarzo, como puede observarse en la fig. V. 56. (A), representa, en casi todas las muestras el 50% de la fracción limo. En la fracción arcilla aparece esporádicamente y siempre en proporciones inferiores al 2 ó 3% del total.

La ilita, en ambas fracciones, es el mineral mayoritario. Sus porcentajes más pequeños se encuentran en la base de la columna, y de forma acusada en la fracción menor de dos micras.

La montmorillonita, en la fracción arcilla, se ha identificado a lo largo de toda la columna. Sus proporciones mayores (más del 50% del total de esta fracción) se presentan en los tramos más bajos de las columnas, en donde disminuye apreciablemente la cantidad de ilita.

La paragonita aparece sistemáticamente en toda la columna, tanto en la fracción limo como en la fracción arcilla. En ambas se observa un ligero incremento al ascender en la columna. Este mismo hecho lo destacábamos al describir la columna de "Campillo" (recordemos que esta última columna se sitúa relativamente cerca -a unos 3 km. al NW.- y que sus materiales pertenecen a la formación lacustre de Gorafe-Huélago).

La distribución de la caolinita es muy similar al señalado para la paragonita, salvo en la parte inferior de la columna donde se encuentra en proporciones superiores a la media de este corte.

La clorita se presenta en todas las muestras. Sus porcentajes son, sistemáticamente, más elevados que los de la caolinita.

La paligorskita aparece únicamente en los tres niveles más bajos de la columna (G-15, G-16 y G-17), y exclusivamente en la fracción de tamaño inferior a dos micras. Sus cantidades varían desde 9% en el nivel G-16 en la muestra G-17.

La presencia de paligorskita, en los niveles inferiores, unido a la existencia de lentejones de conglomerados en otros tramos, nos indica que los sedimentos, en este punto de la cuenca, se depositaron en un régimen de alternancia fluvial-lacustre, con oscilaciones temporales un carácter más fluvial o a más lacustre. Posteriormente, el medio de depósito pasa a ser

claramente fluvial, ya que la asociación mineralógica está constituida exclusivamente por minerales detríticos.

Interestratificados. Se han identificado dos clases de interestratificados - irregulares: del tipo clorita-montmorillonita en la muestra G-10 (tamaño inferior a dos micras), y del tipo illita-clorita en los niveles G-16 y G-17 (tamaño comprendido entre dos y veinte micras). Las cantidades en que se encuentran son despreciables.

Otros minerales no laminares que se han identificado son los siguientes: hematites y goethita (en la fracción menor de 2 micras) e indicios de feldespatos en la fracción limo.

En la figura V. 57. se ha representado la composición mineralógica de las fracciones mejores de 2 micras, en un diagrama ternario.

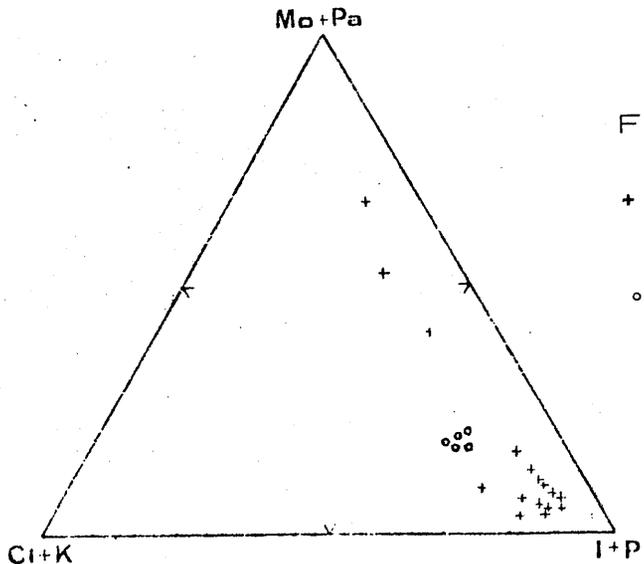


Fig. V. 57.

- + Muestras de la columna de "Gorafe".
- o Muestras de la columna de "Río Fardes"

Se observa que la mayoría de las muestras de la columna de "Gorafe" se sitúan en una zona muy próxima al vértice illita-paragonita=100. Las tres muestras que no quedan englobadas dentro de esta banda corresponden a los tramos más bajos del corte.

La representación gráfica de las correlaciones existentes entre diferentes minerales de la arcilla se exponen en las figuras V. 58. y V. 59.

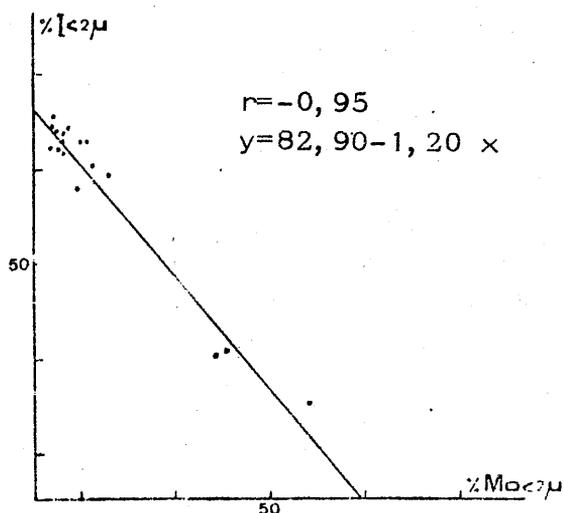


Fig. V. 58.

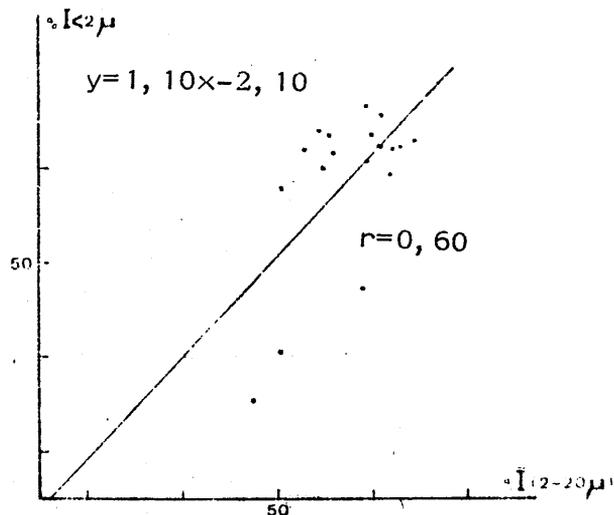


Fig. V. 59.

Es interesante destacar la estrecha vinculación que presentan la illita y montmorillonita en la fracción menor de 2 micras.

#### V. 3. 1. 4. Parámetros cristalográficos.

Montmorillonita. A partir de los difractogramas de rayos X se han obtenido los valores del índice de Biscaye y del grado de hinchamiento de las montmorillonitas que aparecen en la fracción menor de 2 micras. No se han calculado en las fracciones de 2 a 20 micras debido a que, en general, se encuentra en proporciones muy reducidas. Los valores obtenidos se exponen en la tabla V. 36.

TABLA. V. 36

Muestra	V/P	G.I. (A)	Muestra	V/P	G.I. (A)
G-1	0,69	17,4	G-10	0,73	17,1
G-2	0,41	17,6	G-11	-	18,0
G-3	0,72	17,0	G-12	0,40	17,1
G-4	0,43	18,0	G-13	0,57	17,8
G-5	0,51	17,3	G-14	0,52	17,0
G-6	0,70	17,2	G-15	0,53	17,7
G-7	0,44	18,0	G-16	0,53	17,7
G-8	0,76	17,2	G-17	0,71	17,7
G-9	0,72	17,1			

La cristalinidad, medida según el índice de Biscaye, es bastante pobre. No se observa ninguna relación entre su valor y la posición en la columna.

El grado de hinchamiento varía entre márgenes muy amplios (desde 16,7 A en la muestra G-17 hasta 18,20 A en el nivel G-11). Los valores más bajos aparecen en los niveles que presentan mayores contenidos de montmorillonita (G-16 y G-17).

Micas. Los datos sobre parámetros cristaloquímicos de las micas, que se exponen en la tabla V.37. se han calculado en la fracción de 2 a 20 micras.

TABLA. V.37

Muestra	$b_0$ en Å	(00,10)Å Ilita	(00,10)Å Par	$\Delta 2\theta$ $d_{00,10}$ I-Par
G-1	9,072	1,9947	1,9228	1,80
G-2	9,0084	1,9943	1,9228	1,79
G-3	9,0096	1,9968	1,9247	1,81
G-4	9,0084	1,9948	1,9224	1,81
G-5	9,0072	1,9943	1,9232	1,79
G-6	9,0098	1,9951	1,9239	1,80
G-7	9,0126	1,9955	1,9258	1,75
G-8	9,0084	1,9960	1,9230	1,79
G-9	9,0042	1,9955	1,9260	1,76
G-10	9,0072	1,9971	1,9260	1,78
G-11	9,0072	1,9990	1,9290	1,76
G-12	9,0042	1,9985	1,9286	1,76
G-13	9,0096	1,9930	1,9220	1,80
G-14	8,9994	1,9997	1,9224	1,82
G-15	9,0018	1,9935	1,9262	1,69
G-16	9,0126	1,9935	1,9270	1,68
G-17	8,9904	1,9910	1,9270	1,61

Con los datos relativos a las illits hemos calculado algunos resultados sobre su composición, cristalinidad y tamaño de los cristales. Estos datos se presentan en las tablas siguientes.

TABLA. V.38

Muestra	Na/Na+K	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe	Mg
G-17	0,19	12,24	3,76	7,69	0,21	0,10
G-16	0,01	12,76	3,24	6,77	0,65	0,63
G-15	0,01	12,51	3,49	7,22	0,44	0,37
G-14	0,00	12,45	3,55	7,32	0,39	0,32
G-13	0,04	12,63	3,32	6,89	0,59	0,55
G-12	0,00	12,50	3,50	7,12	0,48	0,43
G-11	0,00	12,63	3,37	6,99	0,54	0,51
G-10	0,00	12,63	3,37	6,99	0,54	0,50
G-9	0,00	12,56	3,44	7,12	0,49	0,43
G-8	0,00	12,63	3,34	6,94	0,57	0,53
G-7	0,00	12,76	3,24	6,77	0,65	0,63
G-6	0,00	12,76	3,24	6,77	0,65	0,63
G-5	0,00	12,63	3,37	6,99	0,54	0,51
G-4	0,00	12,66	3,34	6,94	0,57	0,53
G-3	0,00	12,68	3,32	6,89	0,58	0,55
G-2	0,00	12,66	3,34	6,94	0,57	0,53
G-1	0,00	12,63	3,37	6,99	0,54	0,50

TABLA. V.39

Muestra	Ind. KUBLER (mm.)	Tamaño de cristal (A)	Grado de metamorfismo
G-1	21	364	Epizona
G-2	24	309	"
G-3	20	401	"
G-4	25	257	"
G-5	26	277	"
G-6	22	349	"
G-7	23	321	"
G-8	20	401	"
G-9	26	277	"
G-10	21	365	"
G-11	23	334	"
G-12	29	243	Anquizona
G-13	22	349	Epizona
G-14	23	321	"
G-15	21	382	"
G-16	23	334	"
G-17	23	321	"

La sustitución de K por Na es, casi siempre, nula. Únicamente existe en las illitas de cuatro niveles y sólo merece destacarse el valor que alcanza en la muestra G-17 (este es el nivel más bajo de la columna).

La relación Si/Al, en la capa tetraédrica, es siempre mayor de tres, si a este hecho unimos la sistemática sustitución, en todas las muestras, de

parte del Al de la capa octaédrica por cationes de Fe y Mg podemos deducir que las illitas presentan cierto grado de fengitización.

La cristalinidad, medida según el índice de Kubler, es elevada; además de ser muy uniforme en toda la columna.

En las figuras V. 60. y V. 61. se representan los histogramas de distribución de frecuencias para los valores  $b_0$  y espaciados basales 0, 0, 10 de las illitas presentes en la fracción de 2 a 20 micras.

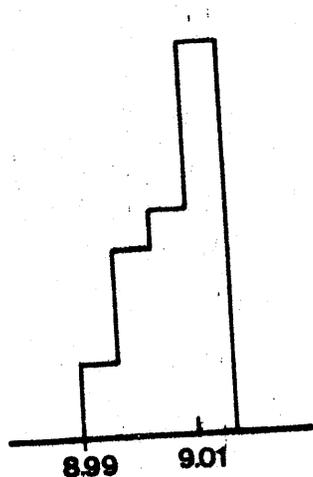


Fig. V. 60.

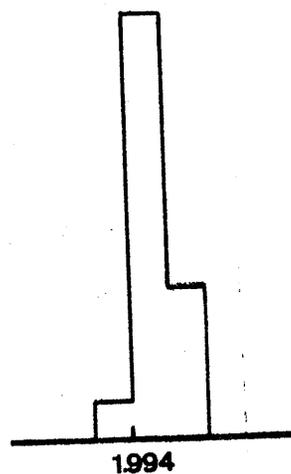


Fig. V. 61.

La gama de valores, tanto para los  $b_0$  como para los espaciados basales, es muy restringida. El máximo de frecuencia de valores de los  $b_0$  es ligeramente superior a 9,01 Å y de los espaciados  $d(0, 0, 10)$  a 1,994 Å.

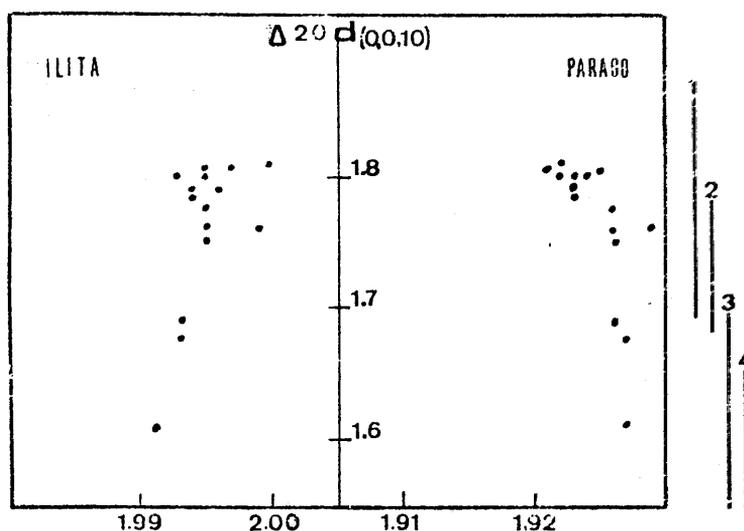


Fig.V. 62. Variación del espaciado basal de ilitas y paragonitas en función del incremento angular  $2\theta$  de las reflexiones  $d(0, 0, 10)$ .

1. M. del Veleta; 2. Filitas alpujárrides. 3. Unidad de la Caldera y 4. Unidad de las Sabinas (Martín Ramos, 1976).

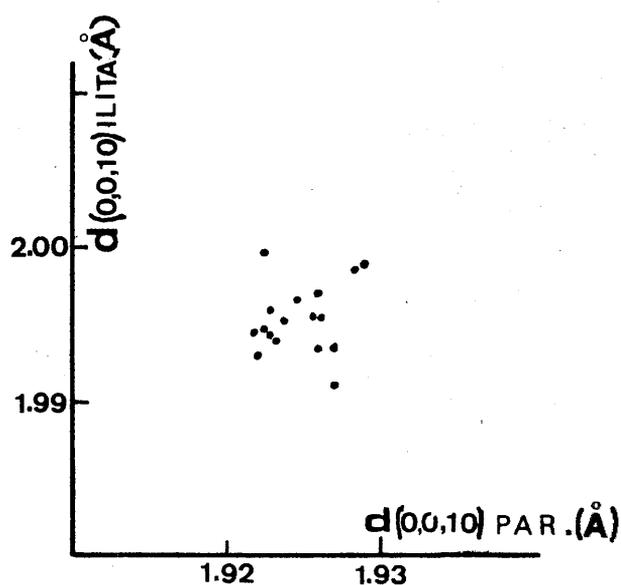


Fig.V. 63. Relación entre los espaciados correspondientes a las reflexiones  $0, 0, 10$  de las ilitas y las paragonitas. Columna de "Gorafe".

La dispersión de puntos, tanto en una como en otra figura, es bastante apreciable. Se observa cómo los valores del incremento angular, en la mayor parte de las muestras es superior a 1,75. Existen, sin embargo, tres muestras que dan valores comprendidos entre 1,6 y 1,7; correspon

den a los niveles más bajos de la columna. Comprobamos que a menor incremento angular corresponde mayor sustitución isomórfica de Ka por Na; así, por ejemplo, la muestra G-17 con  $2\theta = 1,61$  alcanza un grado de paragonitización de 0,19%.

Si comparamos los valores de la fig. V.62. con los que da MARTIN - RAMOS (1976) podemos señalar que la mayoría de las ilitas y paragonitas de esta columna proceden de las filitas alpujarrides y/o del núcleo de Sierra Nevada.

### V. 3. 2. Columna "Río Fardes".

Esta columna se localiza dentro de la hoja La Peza (1010) publicada por el Servicio Geográfico del Ejército. Sus coordenadas U. T. M. son:

Techo 767 303

Muro 768 298

Los materiales que corta se encuentran subhorizontales. El techo lo constituye un nivel de conglomerados y brechas con costras de exudación. La potencia aproximada es de 52 metros.

Todos los tramos de la columna están formados por materiales detríticos pertenecientes a la Formación de Guadix.

#### V. 3. 2. 1. Litología.

La columna presenta una ritmicidad compuesta por conglomerados, arenas y lutitas. Los niveles de conglomerados, en general, presentan cemento detrítico constituido por arenas y/o lutitas, se muestran con la superficie inferior bastante irregular y la superior plana. Los niveles de lutitas, en la parte alta del corte, engloban frecuentes nódulos de carbonatos. El color de conjunto es pardo-rojizo.

#### V. 3. 2. 2. Mineralogía.

Las especies cristalinas identificadas, en la fracción global, son las siguientes: calcita, dolomita, cuarzo, minerales laminares y anfíboles (estos últimos en dos muestras y en cantidades reducidas a indicios).

En la fig. V. 64. se indica la variación, en la vertical, de la composición mineralógica de la columna. En la tabla V. 40. los datos del análisis cuantitativo.

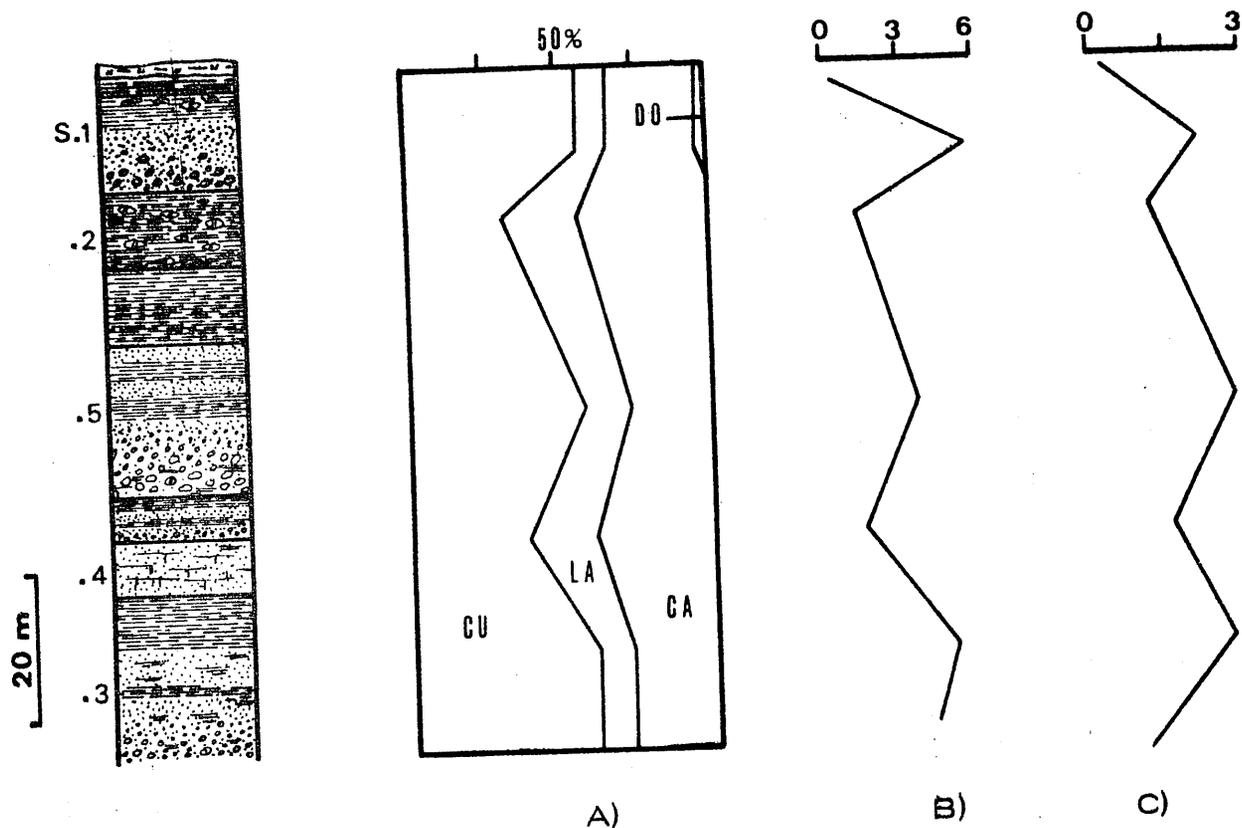


Fig. V. 64. Columna litológica "Río Fardes". A) Esquema de variación de la composición mineralógica total. B) Variación de la relación cuarzo/laminares en la muestra total. C) Variación de la relación cuarzo más laminares/carbonatos.

TABLA V.40 Composición mineralógica global.

Muestra	Cuarzo	Calcit.	Dolomt.	Lamina.	Otros
S-1	57	31	3	9	
S-2	32	44	-	24	Anfb.
S-5	58	26	-	16	
S-4	38	40	-	22	
S-3	61	27	-	12	Anfb.

La calcita se presenta a lo largo de toda la columna. Sus proporciones varían desde un 26% hasta un 44% (niveles S-5 y S-2 respectivamente).

La dolomita aparece únicamente en el tramo más alto de la columna (S-1) y en cantidad muy reducida, inferior al 3%.

El cuarzo es el mineral más abundante. Sus proporciones oscilan entre 32% y 61%. Los niveles lutíticos son los que presentan menores contenidos de este mineral.

Los minerales laminares se encuentran en cantidades muy constantes a lo largo del corte; su media es aproximadamente de un 20% de la muestra íntegra.

La disposición de las muestras de esta columna en un diagrama ternario en el que cuarzo-carbonatos-laminares=100- se puede ver en la figura - V. 56. (apartado V. 3. 1. de la columna de "Gorafe").

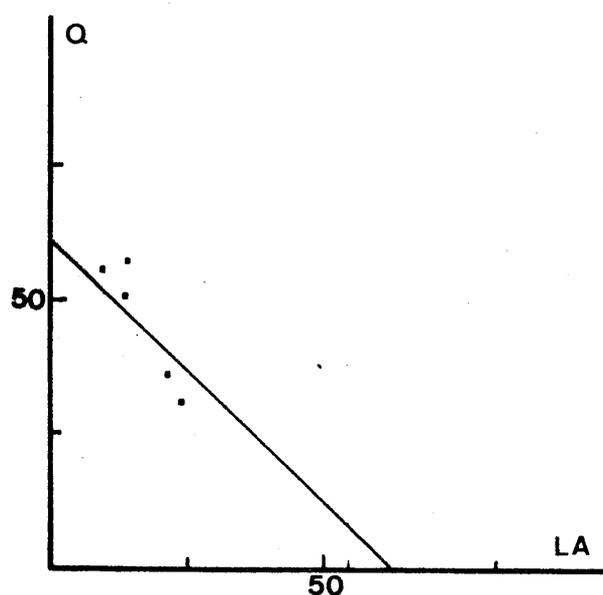


Fig. V. 65. Representación de la correlación entre cuarzo y laminares en la muestra global.

$$r = -1,00$$

$$y = 38,00 - 1,60 x$$

### V. 3. 2. 3. Fracciones menor de 2 micras y entre 2 y 20 micras.

La composición mineralógica de la fracción tamaño arcilla, así como la correspondiente a la fracción comprendida entre 2 y 20 micras se recogen en las tablas V. 41. y V. 42., en las que se presenta los resultados del análisis cuantitativo.

TABLA V. 41 Composición mineralógica. Fracción menor de dos micras.

Muestra	Ilite	Parag.	Caolin.	Clort.	Montm.	Otros
S-1	65	2	3	15	15	Goet.
S-2	62	2	6	10	20	
S-3	63	-	6	11	20	Goet.
S-4	62	1	5	12	22	Goet.
S-5	64	1	6	11	19	

TABLA V.42 Composición mineralógica. Fracción entre 2-20 micras

Muestra	Cuarzo	Lamin.	Mica	Parag.	Caolin.	Clort.	Montm.	Otros
S-1	57	43	75	6	8	11	i	
S-2	34	66	81	2	6	11	-	
S-3	43	56	86	-	7	7	-	(7-11)
S-4	34	64	81	i	6	13	-	
S-5	43	57	83	-	6	11	-	

Con los datos reseñados en estas dos tablas se ha dibujado la figura V.66. en la cual se representa la variación, en la vertical de la mineralogía de la fracción de 2 a 20 micras y de la fracción arcilla a lo largo de la columna litológica.

El cuarzo, en la fracción limo, alcanza porcentajes muy próximos al 50% del total. En la fracción menor de 2 micras únicamente se ha encontrado en los dos niveles más próximos al techo, en ambos casos aparece en cantidades no cuantizables.

La ilita es el mineral mayoritario en cualquiera de las dos fracciones. Su predominio es más acusado en la fracción más gruesa en la que oscila entre el 75 y 85% del total de los laminares.

La montmorillonita únicamente se ha detectado en la fracción menor de 2-micras. Sus porcentajes son casi constantes a lo largo de la columna (varían entre 16 t 22%).

La paragonita aparece en cantidades despreciables (menos del 2% del total), en la fracción arcilla, llegando incluso a desaparecer hacia el muro de la columna. Algo similar sucede en la fracción limo, cuya mitad inferior carece de paragonita; en cambio en la mitad superior es relativamente abundante, muy especialmente en los niveles más altos.

La clorita y caolinita se detectan a lo largo de toda la columna. La clorita es el más importante de estos dos minerales, en cuanto a cantidad.

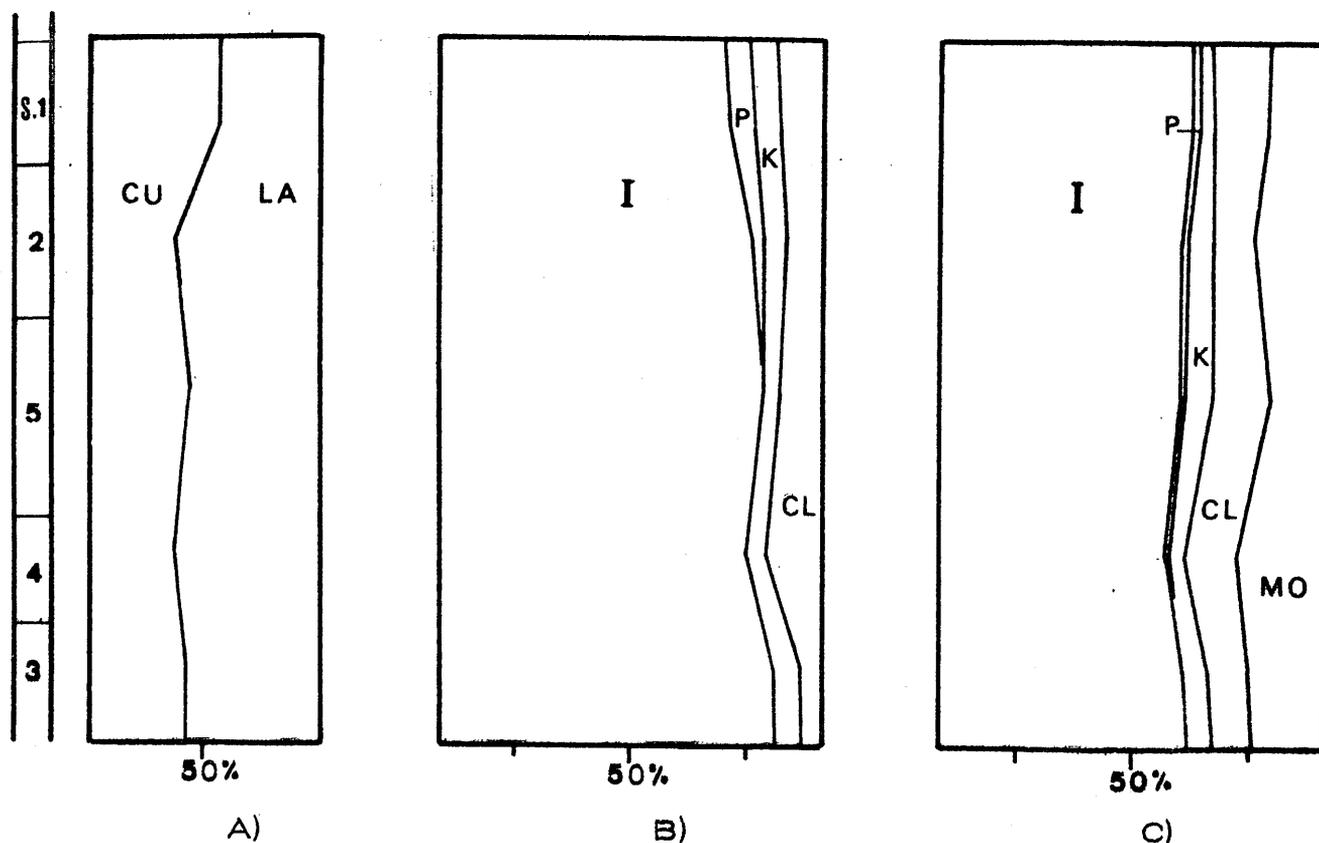


Fig. V. 66. Columna litológica "Rfo Fardes". A) Variación de la relación cuarzo/minerales laminares en la fracción de 2 a 20 micras. B) Composición mineralógica de la fracción de 2 a 20 micras. C) Mineralogía de los filosilicatos en la fracción menor de 2 micras.

Se han detectado indicios de un mineral interestratificado del tipo illita-clorita, en la fracción entre 2 y 20 micras de la muestra S-3.

En los niveles S-1, S-3 y S-4 (tamaño de fracción inferior a 2 micras) - se ha encontrado pequeñas cantidades de goethita.

En la fig. V. 57. (apartado V. 3. 1.) podemos ver, en un diagrama ternario la composición mineralógica de las fracciones menores de 2 micras. Se observa que la dispersión de las muestras es, prácticamente, nula; este hecho nos puede indicar un área fuente común para todos los sedimentos de esta columna.

En las figuras V. 67. y V. 68. se muestra las correlaciones que existen entre diferentes parejas de minerales del grupo de la arcilla.

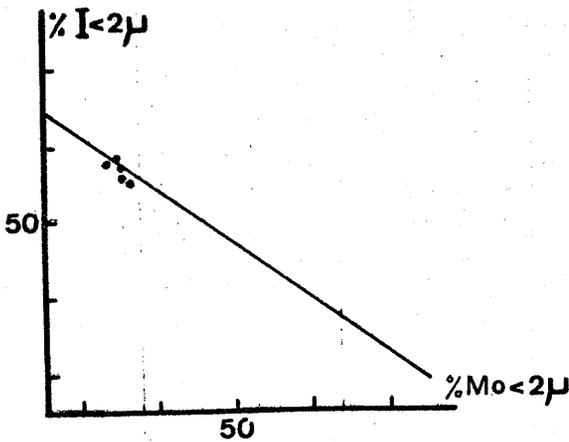


Fig. V. 67.

$r = -0,29$   
 $y = 66,20 - 0,10 x$

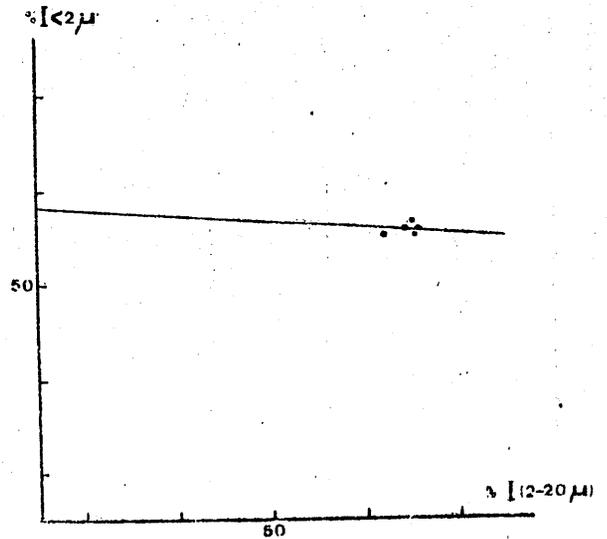


Fig. V. 68.

$r = -0,77$   
 $y = 74,90 - 0,60 x$

V. 3. 2. 4. Parámetros cristaloquímicos.  
Montmorillonita.

En la tabla V. 43. se exponen los resultados obtenidos en relación con la cristalinidad (calculados según el índice de Biscaye) y grado de hinchamiento (medido en el A. O. tratado con etilénglicol).

TABLA. V. 43

Muestra	V/P	G.H.(A)	Muestra	V/P	G.H.(A)
S-1	0,69	17,3	S-4	0,68	17,2
S-2	0,67	17,1	S-5	0,73	17,4
S-3	0,71	17,1			

Miças. En la fracción de 2 a 20 micras se han determinado diferentes parámetros cristaloquímicos de las illitas y las paragonitas; los valores obtenidos se resumen en la tabla V. 44.

TABLA. V.44

Muestra	$b_0$ en Å	(00,10)A Iilita	(00,10)A Par	$2\theta_{d(0010)}$ 1-Par
S-1	9,0096	1,9990	1,9300	1,71
S-2	9,0042	1,9981	1,9286	1,76
S-3	9,0000	1,9985	1,9275	1,77
S-4	9,0018	1,9990	1,9295	1,74
S-5	9,0036	1,9980	1,9290	1,76

Los valores relativos a las illitas nos han servido para obtener algunos datos sobre su composición, cristalinidad y tamaño de los cristales. Estos datos se exponen en las tablas V.45. y V.46.

TABLA. V.45

Muestra	Na/Na+K	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe	Mg
S-1	0,00	12,68	3,32	6,89	0,59	0,56
S-2	0,00	12,56	3,44	7,12	0,48	0,43
S-3	0,00	12,46	3,54	7,29	0,40	0,33
S-4	0,00	12,51	3,49	7,22	0,44	0,38
S-5	0,00	12,55	3,45	7,14	0,47	0,42

TABLA. V.46

Muestra	Ind. KUBLER (mm.)	Tamaño de cristal (Å)	Grado de metamorfismo
S-1	30	229	Anquizona
S-2	26	277	Epizona
S-3	26	277	"
S-4	25	287	"
S-5	26	277	"

Se observa que el contenido en Si, de las illitas de esta columna, es siempre inferior a 12,70 átomos. Parte del Al de la capa octaédrica es sustituido por Fe y Mg.

La cristalinidad, según el índice de Kubler, así como el tamaño de los cristales de las illitas es muy uniforme a lo largo de toda la columna.

En las figuras V. 69. y V. 70. se representan en forma de histograma de frecuencia los valores de  $b_0$  y espaciados basales  $d(0,0,10)$  encontrados en las illitas.

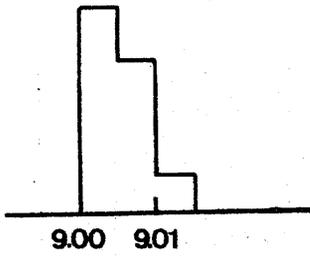


Fig. V. 69.  
Valores del parámetro  $b_0$

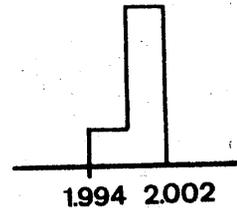


Fig. V. 70.  
Espaciados basales 0, 0, 10

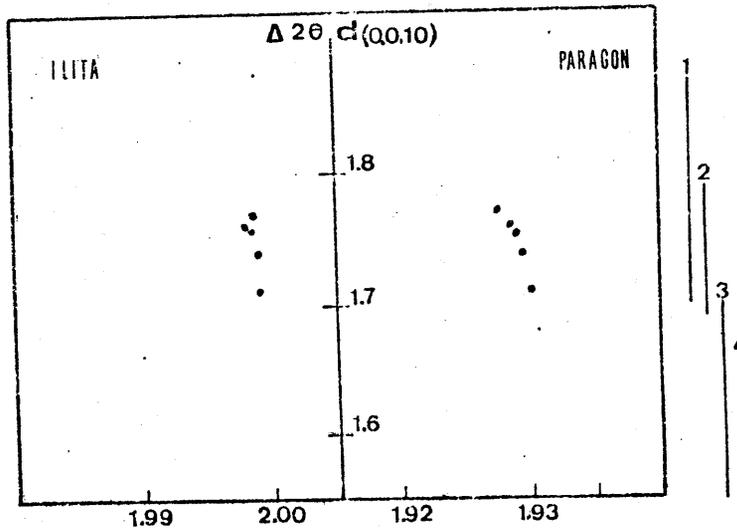


Fig. V. 71. Variación del espaciado basal de ilitas y paragonitas en función del incremento angular de  $2\theta$  de las reflexiones  $d(0, 0, 10)$ .

- 1. Manto del Veleta.
  - 2. Filitas alpujárrides
  - 3. Unidad de la Caldera.
  - 4. Unidad de las Sabinas
- (Según Martín Ramos, 1976).

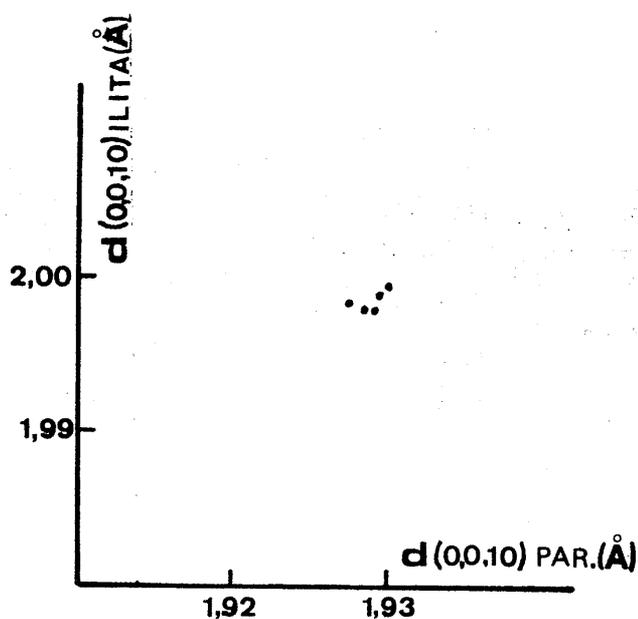


Fig. V. 72. Relación entre los espaciados correspondientes a las reflexiones 0, 0, 10 de illitas y paragonitas.

Las diferencias entre los ángulos  $2\theta$  a que aparecen las reflexiones 0, 0, 10 de las illitas y las paragonitas oscilan desde 1,70 a 1,80.

La dispersión de puntos, en la figura V. 72. es prácticamente nula. Este hecho nos induce a pensar en un área fuente común para los materiales de esta columna litológica.

## RESUMEN DE LA "FORMACION DE GUADIX".

Las columnas litológicas correspondientes a la Formación de Guadix presentan unas características muy similares. Se trata de series constituidas por conglomerados, arenas y lutitas. Los niveles de conglomerados presentan un cemento esencialmente detrítico.

La composición mineralógica global presenta algunas diferencias de unos puntos a otros. Así, en "Río Fardes" la dolomita aparece sólo en el nivel más alto, en cantidades mínimas (3%). Por el contrario, en "Gorafe" este mineral se da en todos los niveles y el contenido en cuarzo es más elevado.

Merece destacarse la presencia a lo largo de toda esta columna de pequeñas cantidades de hematites.

Los minerales de la arcilla presentes son: illita, clorita, caolinita, paragonita y montmorillonita. En cualquier caso, el mineral fundamental es la illita. Sus porcentajes superan generalmente al 60% en la fracción arcilla. Este predominio es aún más acusado en la fracción limo. Le siguen en importancia la montmorillonita y clorita (fracción menor de 2 micras). El primero de ellos en la columna de "Gorafe" pasa a ser el mineral mayoritario en los tramos más bajos. En ellos aparece paligorskita. Este hecho nos hace dudar seriamente del carácter fluvial de los materiales inferiores de este afloramiento.

Merece destacarse -asimismo- la diferencia en cuanto a porcentajes relativos de paragonita que hay entre "Río Fardes" y los restantes puntos de la Formación de Guadix. En esta columna sólo aparecen indicios e incluso llegan a estar ausente en algunos niveles.

La cristalinidad de las illitas en "Gorafe" es más elevada que en el "Río Fardes". Todo lo contrario ocurre con la cristalinidad de las montmorillonitas.

Los valores del  $b_0$  de las illitas son en general mayores en la columna de "Gorafe" que en la de "Río Fardes", cuyos mayores frecuencias están comprendidas en los intervalos de 9,010 a 9,015 Å y de 9,000 a 9,010 Å respectivamente.

#### V.4. FORMACION DE BAZA.

Fue definida por VERA en 1970. Contrasta con las otras formaciones por estar constituida, principalmente, por rocas de precipitación química, - mientras que en las formaciones que la rodean predominan sedimentos detríticos. Ocupa la mayor parte del sector oriental de la Depresión de - Guadix-Baza.

El medio de depósito de esta formación fue una albufera poco profunda, de aguas salobres y con comunicaciones eventuales con el mar abierto (VERA, 1970).

Se pueden diferenciar, en ella, dos tipos de facies: facies arenosa y facies evaporítica. Las primeras se sitúan en los bordes donde existiría una clara influencia de los aportes detríticos procedentes de los relieves circundantes, mientras que en la parte central se depositarían los materiales más evaporíticos. Con el tiempo el lagoon crecería y las facies de - evaporitas se depositarían sobre las arenosas, como consecuencia del dominio de este ambiente en relación con los aportes detríticos (RODRIGUEZ FERNANDEZ, 1976).

Dentro de esta formación se han estudiado cuatro columnas litológicas. - Dos de ellas ("El Puntal" y "Cuevas del Campo") cortan indentaciones de la formación de Guadix, aspecto que queda reflejado en las figuras representativas de estas dos columnas. La situación de las cuatro columnas se puede observar en la figura V. 73.



#### V.4.1.1. Litología.

Los tramos de la formación de Guadix (fig. V. 74.) están constituidos por conglomerados, arenas y lutitas. Los conglomerados están formados por cantos calizo-dolomíticos, y la matriz por carbonatos y arenas en mayor o menor proporción.

Las arenas y los limos presentan un color rojo característico. Dominan las arenas sobre las arcillas y los limos.

Los niveles pertenecientes a la formación de Baza están constituidos por calizas y margas con mayor o menor proporción de material carbonatado. Las calizas presentan un aspecto terroso característico; es interesante - destacar la total ausencia de cristales de yeso. El color presente es - blanco-amarillento.

#### V.4.1.2. Míneralogía de la muestra global.

En la figura V. 74. (A) se muestra la variación, en vertical, de la composición mineralógica global y en la tabla V. 47. los resultados del análisis mineralógico cuantitativo de esta fracción.

Tabla V.47 Composición mineralógica global.

Muestra	Cuarzo	Calcita	Dolomit.	Laminar.
F-1	14	72	10	4
F-2	3	73	19	5
F-3	27	14	10	49
F-4	20	22	29	29
F-5	5	34	56	5
F-6	3	82	12	3
F-7	12	25	42	21
F-8	24	17	36	23
F-9	33	8	29	30
F-10	8	33	13	46

La calcita, en general, es el mineral más abundante. Sus porcentajes oscilan entre 8 y 82. Las muestras con cantidades más bajas corresponden a los tramos de la formación de Guadix, en cuyo caso hay que pensar que sea heredada.

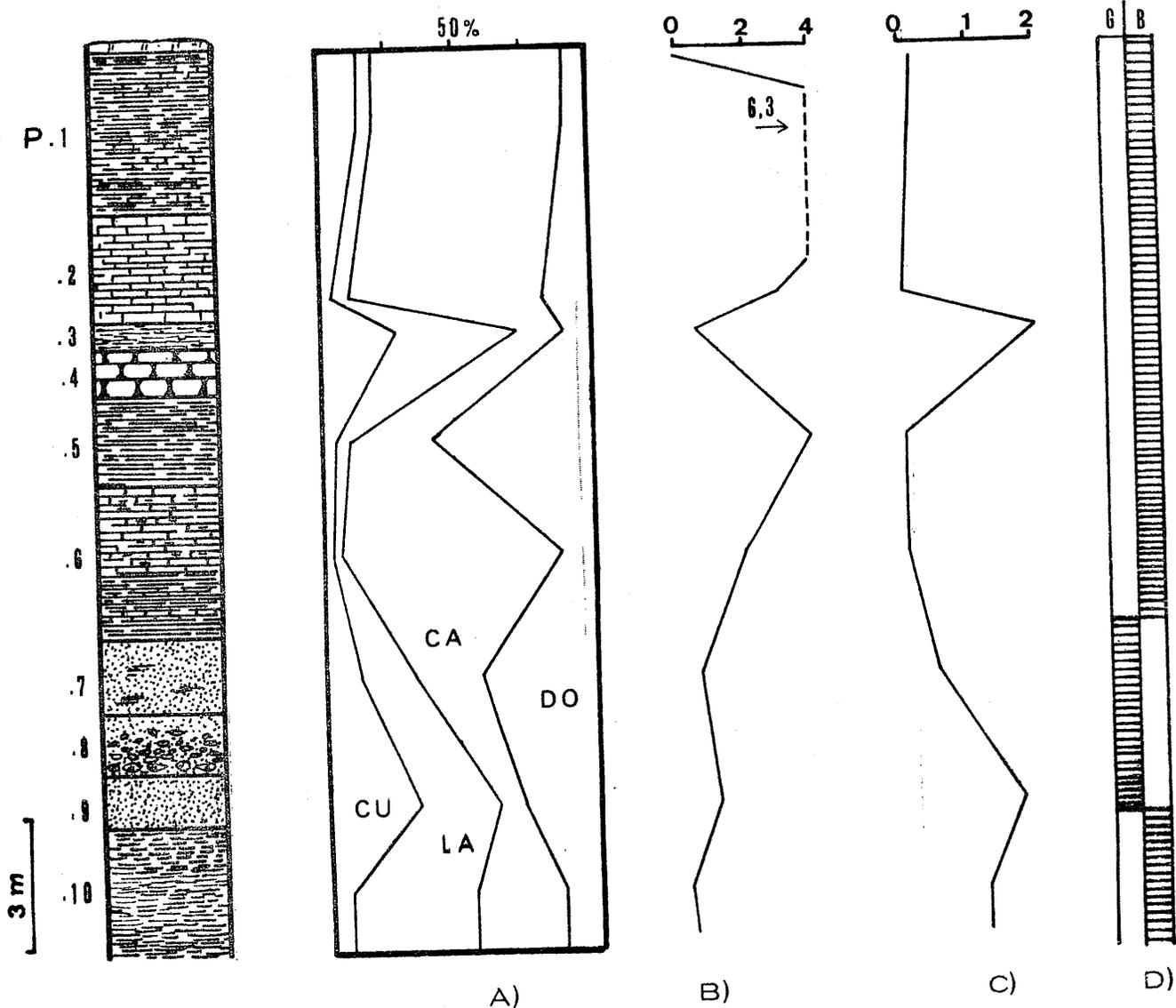


Fig.V. 74. Columna litológica "El Puntal". A) Composición mineralógica total. B) Variación de la relación cuarzo/laminares. C) Variación de la relación cuarzo más laminares/carbonatos, D) Tramos pertenecientes a la formación de Guadix (G), tramos de la formación de Baza (B), (Según Rodríguez Fernández, 1976).

La dolomita aparece a lo largo de toda la columna; sus porcentajes varían entre 10 y 56%. Se aprecia una ligera disminución hacia el techo. La mayor parte de la dolomita es neoformada, bien por precipitación química o mediante procesos de dolomitización de carbonatos preexistentes, excepto en los niveles de la formación fluvial que es heredada.

El cuarzo se ha detectado, también, en todas las muestras aunque en cantidades sensiblemente más bajas que los carbonatos, incluso en los tramos fluviales. La media es aproximadamente del 8% para la formación de Baza y del 25% para los tramos de la formación de Guadix.

Los minerales laminares presentan una sensible disminución al ascender en la columna, pasando del 45% en el muro a menos del 5% en el nivel más alto de la columna.

El comentario que se puede hacer de las curvas representativas de las figuras B) y C) es muy limitado. La variación cuarzo/laminares no es muy representativa ya que la presencia de fracción terrígena es muy débil dentro de los niveles carbonatados. A pesar de ello se puede insinuar, a partir de los niveles con menor contenido en carbonatos, que la velocidad de denudación del área fuente no fue muy alta.

En la fig. V. 75. se ha representado en un diagrama ternario, la composición mineralógica global de las muestras de esta columna.

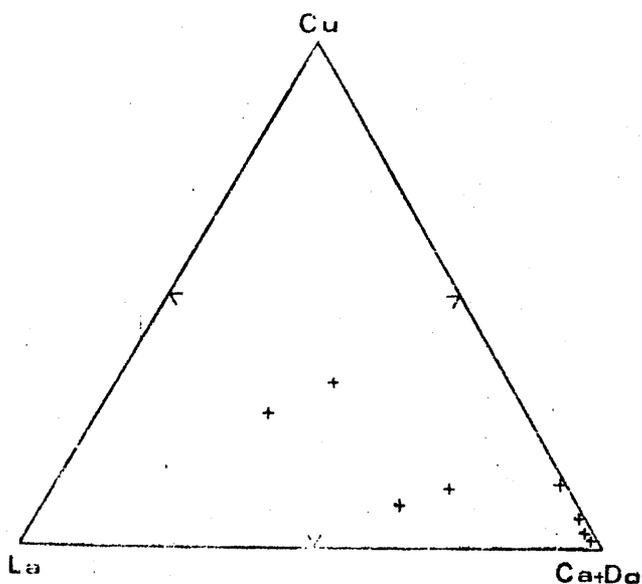


Fig.V. 75. Composición mineralógica de la muestra íntegra.

La mayoría de las muestras de la formación de Baza se disponen cerca del vértice  $Ca+Do=100$ . Los niveles de la formación fluvial presentan mayor dispersión.

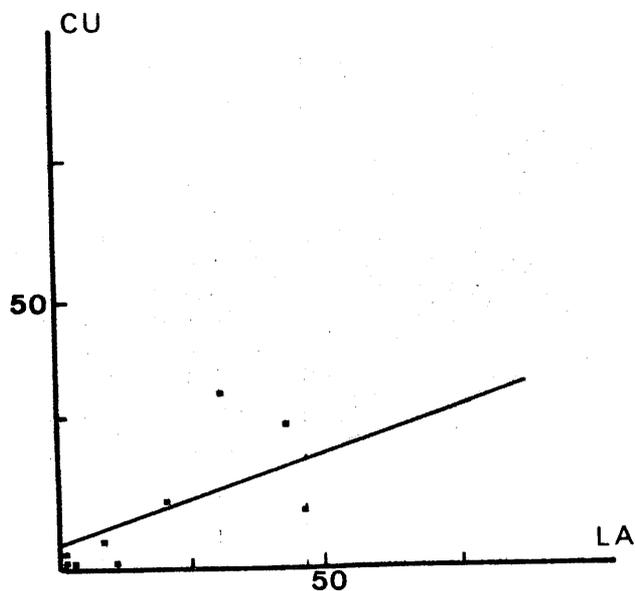


Fig. V. 76. Representación gráfica de la correlación cuarzo-mine-  
rales laminares en la muestra -  
íntegra.

$$r = 0,58$$

$$y = 0,30 x + 7,50$$

#### V. 4. 1. 3. Fracciones menor de 2 micras y entre 2 y 20 micras.

Mediante los difractogramas de rayos X se han determinado los porcentajes relativos de los filosilicatos que entran a formar parte de estas fracciones. Con los valores obtenidos, que presentamos en las tablas V. 48. y V. 49. - se ha confeccionado la figura V. 77.

Tabla V.48 Composición mineralógica. Fracción menor de dos micras

Muestra	Ilita	Parag.	Caolin.	Clort.	Montm.	Falig.	Otros
P-1	71	7	4	15	4	-	I <sub>d</sub>
P-2	68	3	1	14	15	-	
P-3	66	6	4	10	14	-	I <sub>d</sub>
P-5	73	1	-	9	18	-	Goet., -I <sub>d</sub>
P-6	40	4	14	4	7	31	
P-7	52	5	9	6	28	-	I <sub>d</sub>
P-9	46	5	8	7	34	-	
P-10	78	1	9	5	8	-	I <sub>d</sub>

Tabla V.49 Composición mineralógica. Fracción entre 2-20 micras

Muestra	Cuarzo	Lamin.	Mica	Parag.	Caolin.	Clort.	Montm.	Otros
P-1	30	70	78	10	5	7	-	
P-2	62	38	70	11	9	10	-	
P-3	49	51	78	4	8	10	-	(Cl-Il)
P-5	70	30	82	5	5	8	-	(Cl-Il)
P-6	31	69	69	3	6	9	13	(Cl-Il)
P-7	18	82	69	2	5	10	14	
P-9	33	67	78	4	8	10	-	
P-10	47	53	80	2	8	10	-	(Cl-Il)

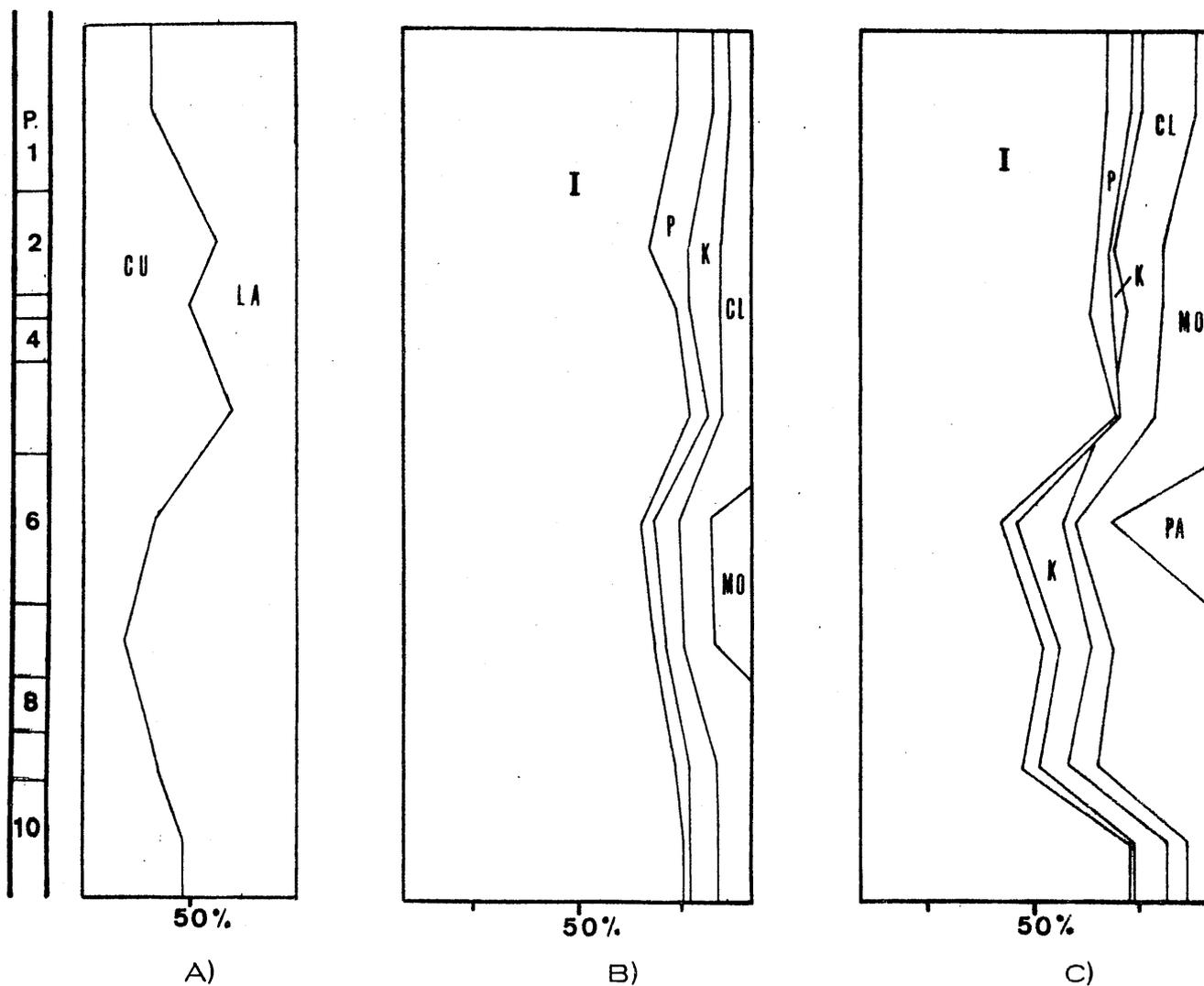


Fig. V. 77. Composición mineralógica de la columna "El Puntal". A) Relación cuarzo/laminares en la fracción entre 2 y 20 micras. B) Variación en la vertical de los minerales de la arcilla en la fracción de 2 a 20 micras. C) Variación, en la vertical, de los minerales de la arcilla en la fracción menor de 2 micras.

En la figura V. 77. (A) se observa cómo el contenido en cuarzo varía ampliamente de unos niveles a otros. Los tramos pertenecientes a la formación fluvial son los que presentan porcentajes más bajos.

La ilita -en ambas fracciones- es el mineral mayoritario. Sus porcentajes más altos se encuentran en la fracción limo donde llega a representar, en general, más del 75% del total de la muestra. En la fracción menor de -

2 micras se han detectado indicios de illita degradada en los tramos P-1, P-2, P-7 y P-10.

La montmorillonita, en la fracción de 2 a 20 micras, únicamente aparece en dos niveles situados en la mitad inferior de la columna. Sin embargo, en la fracción de tamaño arcilla, se presenta constantemente; en general, se observa una disminución en su importancia al ascender en la columna.

La paragonita aparece a lo largo de toda la columna, tanto en una como en otra fracción. En general, se aprecia un débil incremento de sus proporciones hacia el techo.

La caolinita se encuentra, también, en casi todas las muestras. Al contrario que la paragonita sus mayores porcentajes se presentan en la mitad inferior de la columna. Esta distribución destaca, especialmente, en la fracción menor de 2 micras.

La clorita, en la fracción limo, aparece en cantidades muy similares (alrededor del 8%) a lo largo de toda la columna. Sin embargo, en la fracción menor de 2 micras se aprecia claramente un incremento al ascender en la columna, sobre todo a partir del nivel P-5.

La paligorskita únicamente se ha identificado en una muestra (P-6) que se sitúa directamente encima de los materiales pertenecientes a la formación fluvial. La proporción en que se encuentra es relativamente elevada (más del 31% del total).

Interestratificados. Se han identificado exclusivamente en la fracción limo. En todos los casos son irregulares y formados por láminas de clorita y de montmorillonita. En general, coexisten con illitas degradadas. Las proporciones en que aparecen son despreciables.

En la muestra P-5 (fracción menor de 2 micras) se han encontrado indicios de goethita y de cuarzo.

En la figura V. 78. se representa, en un diagrama ternario, la composición mineralógica de las fracciones menores de 2 micras.

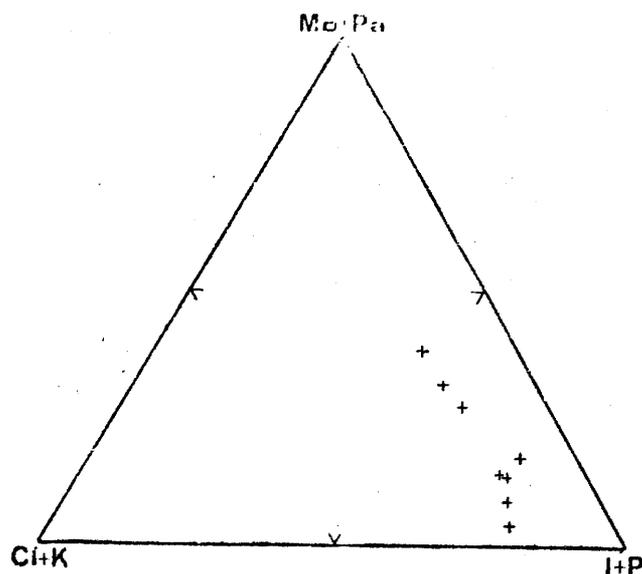


Fig. V. 78. Composición mineralógica de la fracción menor de 2 micras.

Las muestras se disponen en una banda paralela a la recta que une minerales neoformados (Mo-Pa) con las micas (I-P). La suma Cl-K presenta mayores valores que para otras columnas.

A continuación se exponen las correlaciones existentes entre diferentes parejas de minerales del grupo de la arcilla (figura V. 79. y V. 80.).

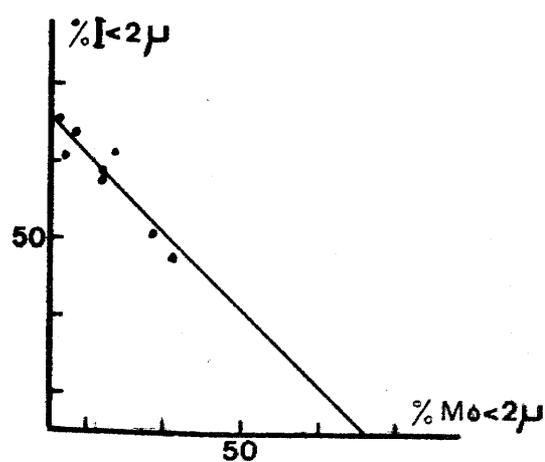


Fig. V. 79.

$$r = -0,90$$

$$y = 81,00 - x$$

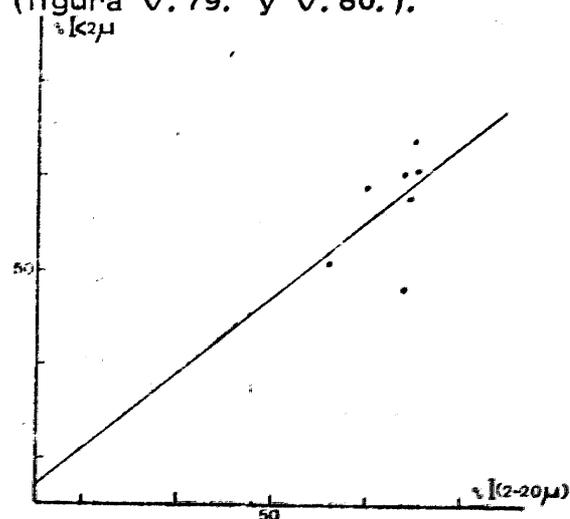


Fig. V. 80.

$$r = 0,49$$

$$y = 0,81 x + 3,40$$

#### V. 4. 1. 4. Parámetros cristaloquímicos.

Montmorillonita. En este mineral se han determinado los valores del índice de cristalinidad de Biscaye y del grado de hinchamiento. Los datos obtenidos se presentan en la tabla V. 50.

TABLA. V. 50

Muestra	V/P	G.H.(A)	Muestra	V/P	G.H.(A)
P-1	-	17,3	P-6	-	17,2
P-2	0,27	17,3	P-7	0,57	17,0
P-3	0,66	17,2	P-8	0,60	17,2
P-5	0,43	17,2	P-10	0,38	17,2

En ella se observa cómo la cristalinidad, de las montmorillonitas, es bastante pobre ya que los valores del índice de Biscaye no superan, en ningún caso, el valor de 0,66. El grado de hinchamiento es muy uniforme en todas las muestras; oscila entre 17,00 y 17,30 A.

Micas. Se han calculado diversos parámetros cristalográficos de las illitas y paragonitas; los resultados obtenidos se resumen en la tabla V. 51.

TABLA. V. 51

Muestra	$b_0$ en Å	(00,10)Å Illita	(00,10)Å Par	$\Delta 2\theta$ de 0010 1-Par
P-1	9,0204	2,0031	1,0344	1,70
P-2	8,9916	2,0045	1,0375	1,67
P-3	9,0120	2,0010	1,0336	1,65
P-5	8,9914	2,0042	1,0360	1,70
P-7	9,0018	2,0051	1,0363	1,68
P-8	8,9982	1,9958	1,0255	1,75
P-10	9,0096	2,0034	1,0305	1,66

Con los datos relativos a las illitas se ha determinado algunos datos, aproximados, sobre su composición química, así como de sus cristalinidades y tamaños de cristal. Los resultados conseguidos se citan en las tablas V. 52. y V. 53.

TABLA. V.52

Muestra	Na/Na+K	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe	Mg
F-1	0,00	12,24	3,06	6,44	0,81	0,82
P-2	0,00	12,27	3,73	7,64	0,23	0,13
F-3	0,00	12,74	3,26	6,80	0,64	0,62
P-5	0,00	12,24	3,76	7,69	0,20	0,07
P-7	0,00	12,51	3,49	7,22	0,44	0,38
F-9	0,00	12,42	3,58	7,37	0,37	0,29
P-10	0,00	12,69	3,31	6,89	0,59	0,56

TABLA. V.53

Muestra	Ind. KUBLER (mm.)	Tamaño de cristal (A)	Grado de metamorfismo
F-1	30	401	Epizona
F-2	21	365	"
F-5	-	-	-
F-6	19	446	Epizona
F-7	24	309	"
F-9	-	-	-
F-10	27	267	Anquizona

Observamos que la sustitución isomórfica de K por Na es inexistente. El número de átomos de Si, en la capa tetraédrica, es siempre mayor de 12. En todas las illitas existe sustitución de parte del Al octaédrico por átomos de Fe y Mg.

La cristalinidad, medida según el índice de Kubler, es bastante elevada (varía desde 1,9 a 2,7 mm.). El tamaño de los cristales oscila entre márgenes relativamente amplios, desde 267 A en P-10 hasta 446 A en la muestra P-6.

En las figuras V.81. y V.82. se representan los histogramas de distribución de frecuencias para los valores de  $b_0$  y espaciados basales  $d(0,0,10)$  de las illitas que se presentan en la fracción de 2 a 20 micras.

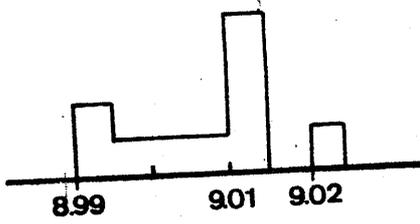


Fig. V. 81.

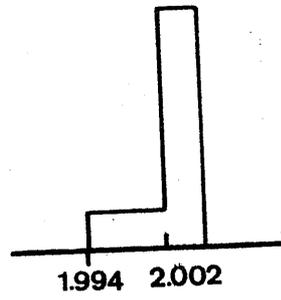


Fig. V. 82.

Los valores de  $b_o$  presentan una gama muy amplia (de 8,99 A a 9,025 A).  
 Los espaciados basales varían entre valores más restringidos y presentan un máximo de datos a 2,002 A.

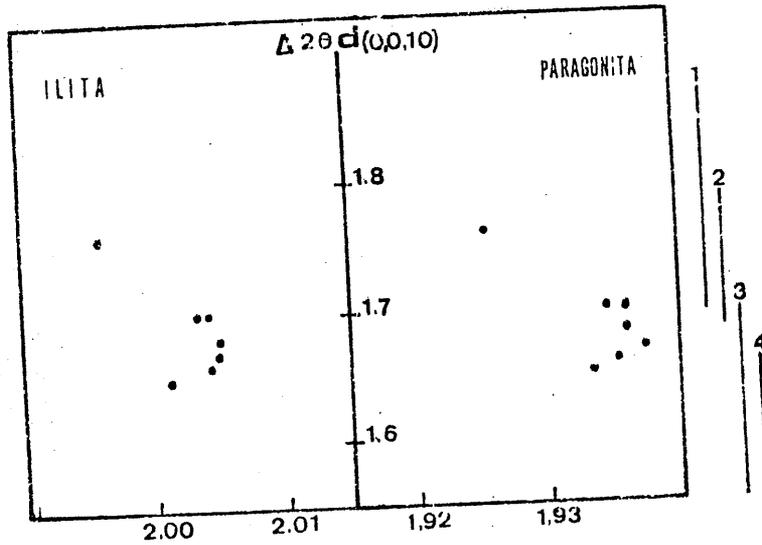


Fig. V. 83. Variación del espaciado basal de illitas y paragonitas en función del incremento angular de  $2\theta$  de las reflexiones  $d(0,0,10)$ .  
 1. Manto del Veleta. 2. Filitas alpujarrides  
 3. Unidad de La Caldera 4. Unidad de Las Sabinas  
 (Según Martín Ramos, 1976).

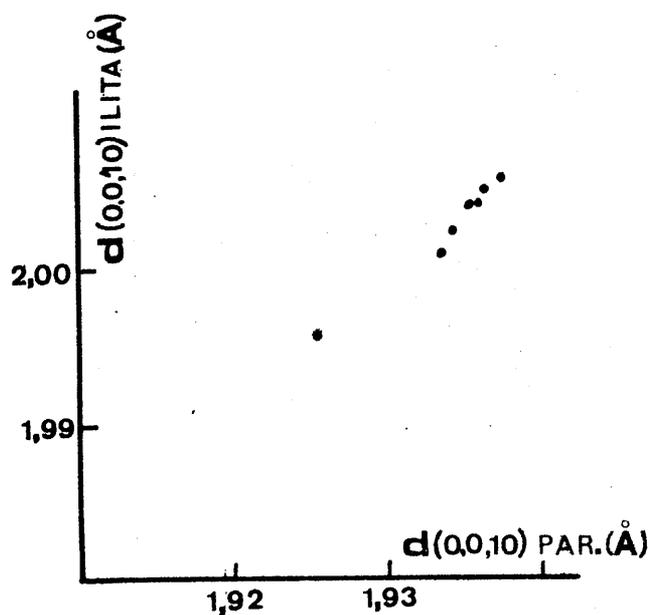


Fig.V. 84. Relaciones entre los espaciados correspondientes a las reflexiones (0, 0, 10) de illita y paragonita.

Los valores del incremento angular  $2\theta$  entre illitas y paragonitas son, en general, inferiores a  $1,70^\circ$ . La correlación existente entre los espaciados basales es, claramente, de signo positivo.

#### V. 4. 2. Columna "Cuevas del Campo".

Se localiza al SE. de Cuevas del Campo, dentro de la hoja 971. Sus coordenadas U. T. M. son:

Techo 072 605

Muro 129 606

La altitud del techo es de 983 metros. Se ha levantado por la carretera que une Zújar con Cuevas del Campo, a partir del km. 84.

Los materiales que corta pertenecen en su mayoría a la formación de Baza, representada en este punto por la facies arenosa y la facies evaporítica, siendo esta última la que mayor desarrollo presenta. En ella se intercalan varias indentaciones de la formación de Guadix. El muro de la columna lo constituyen unas arenas y lutitas de esta formación. Los materiales se encuentran subhorizontales. La potencia aproximada es de 90 metros.

##### V. 4. 2. 1. Litología.

La columna está constituida por calizas, margas, arenas y lutitas.

Las calizas presentan pocas transformaciones diagenéticas, esto les confiere un aspecto terroso. Se trata de micritas y micritas con intraclastos, en las que aparecen estructuras fenestrales tipo "Birdseyes" (RODRIGUEZ FERNANDEZ, 1976).

Los niveles margosos más altos, presentan acumulaciones de cristales de yeso, formando matas de punta de flecha.

Las arenas pueden pertenecer tanto a la formación de Baza como a la de Guadix. En el primer caso presentan abundante contenido en carbonatos, alguna laminación paralela y colores blancos o amarillentos. Cuando son representativos de la formación fluvial presentan abundantes arcillas y limos, y adquieren un color rojo muy llamativo que ayuda, en el campo a diferenciarlas de las primeras.

#### V. 4. 2. 2. Mineralogía global.

En la figura V. 85. (A) se representa la variación, en la vertical, de la composición mineralógica global de la columna litológica. En la tabla V. 54. los resultados del análisis mineralógico cuantitativo.

TABLA V.54 Composición mineralógica global.

Muestra	Cuarzo	Calcita	Dolomita	Laminar.	Yeso
CC-11	30	8	11	29	22
CC-12	18	8	25	41	8
CC-13	40	-	25	35	2
CC-14	15	-	45	34	5
CC-15	19	22	16	43	-
CC-17	4	23	53	20	-
CC-18	14	3	32	51	-
CC-19	2	68	27	3	-
CC-20	5	16	6	73	-
CC-21	67	2	2	29	-
CC-22	5	44	44	7	-
CC-23	5	30	30	35	-
CC-24	5	31	60	4	-
CC-25	6	36	31	28	-
CC-26	23	19	20	38	-
CC-27	9	34	32	25	-
CC-28	3	28	32	37	-
CC-29	1	20	77	3	-
CC-30	5	21	3	71	-
CC-31	8	20	12	60	-
CC-32	5	29	7	59	-
CC-33	6	13	12	69	-

Las fases cristalinas identificadas han sido: calcita, dolomita, cuarzo, yeso y minerales laminares.

La calcita se encuentra en casi todas las muestras. Únicamente falta en dos niveles localizados en la parte alta de la columna. Su porcentaje oscila entre 2 y 68%.

La dolomita aparece constantemente a lo largo de la columna. Hacia el muro y en las intercalaciones de la formación Guadix es donde se encuentra en menores proporciones, llegando a ser en los restantes tramos el mineral más abundante.

El cuarzo se encuentra en todos los niveles. Se observa un incremento apreciable al ascender en la columna. Sus cantidades varían desde indicios en

la muestra CC-29 al 67% en CC-21. Un desarrollo similar presentan los minerales laminares, salvo en los tramos más bajos donde son, con diferencia, los minerales fundamentales.

El yeso se ha identificado únicamente en los cuatro niveles más próximos al techo de la columna. Sus proporciones oscilan desde un 2% hasta el 22% del total de la fracción global.

A partir de las figuras B) y C) se observa que ha existido una estabilidad muy acusada del área origen de estos sedimentos; la única variación brusca corresponde a un nivel carbonatado y por tanto la relación cuarzo/laminares, en este tramo, no es muy representativa.

En la fig. V. 85. (C) se aprecia que los niveles con valores altos para relaciones cuarzo más laminares/carbonates más yeso coinciden con las indentaciones de la formación fluvial o bien con tramos de facies arenosa de la formación de Baza, y en estos casos es lógico esperar un predominio de la fracción terrígena sobre la fracción química.

En la fig. V. 86. se ha representado en un diagrama ternario, la composición mineralógica global de las muestras de esta columna.

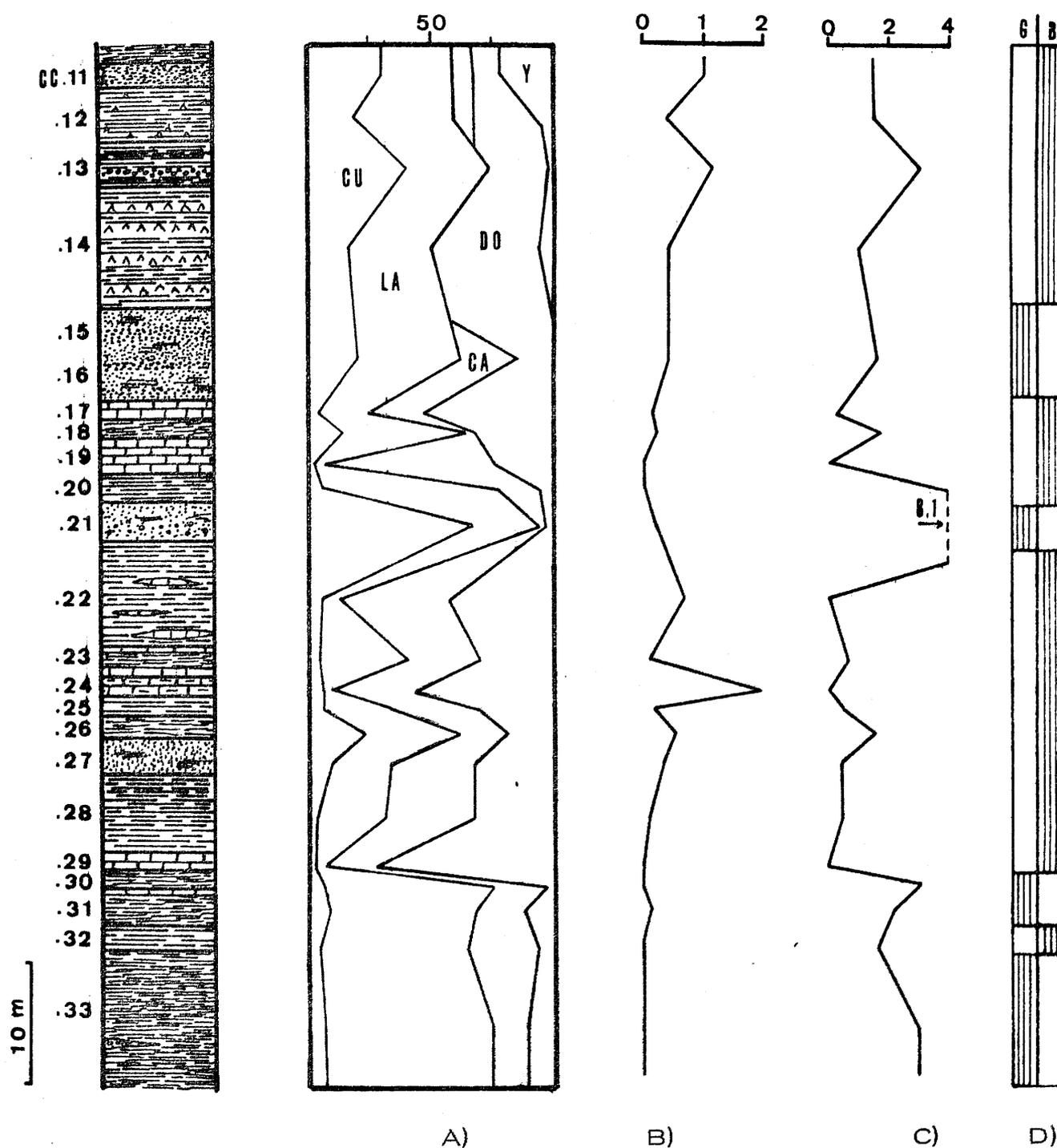


Fig. V. 85. Columna litológica "Cuevas del Campo". A) Composición mineralógica global. B) Variación de la relación cuarzo/laminar. C) Variación de la relación cuarzo más laminar/carbonatos más yeso. D) Tramos pertenecientes a la formación Guadix (G); tramos de la formación de Baza (B).

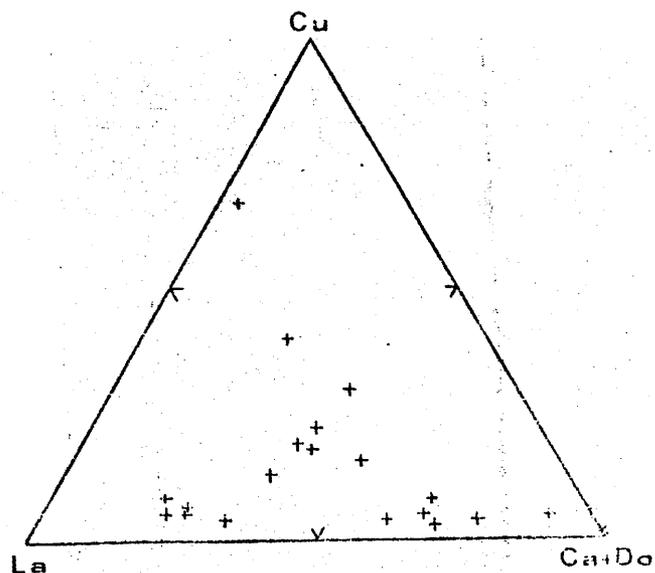


Fig.V. 86. Diagrama ternario que muestra la composición global.

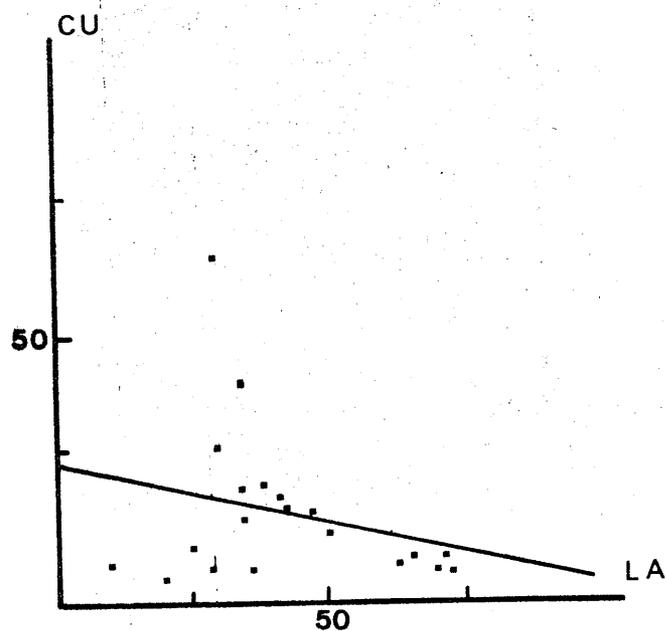


Fig.V. 87. Representación gráfica de la correlación cuarzo y minerales laminares. Muestra total.

$$r = - 0,22$$

$$y = 22,90 - 0,19 x$$

#### V. 4. 2. 3. Fracciones menor de 2 micras y de 2 a 20 micras.

La mineralogía de la fracción arcilla, así como la correspondiente a la fracción entre 2 y 20 micras se exponen en las tablas V. 55. y V. 56.

TABLA V.55 Composición mineralógica. Fracción menor de dos micras

Muestra	Ilita	Parag.	Caolin	Clort.	Montm.	Palig.	Otros
CC-11	52	7	22	11	8	-	(Cl-Mo), Goet
CC-12	54	7	12	7	20	-	(Cl-Mo)
CC-13	56	3	14	7	20	-	(I-Cl)
CC-14	73	2	10	6	9	-	(I-Mo), I <sub>d</sub>
CC-15	46	3		4	41	-	I <sub>d</sub>
CC-17	38	2	7	4	49	-	
CC-18	45	i	3	4	48	-	I <sub>d</sub>
CC-19	50	3	3	3	41	-	I <sub>d</sub>
CC-20	80	i	3	9	8	-	
CC-21	38	5	4	14	39	-	Goet.-Lepido.
CC-22	36	-	2	8	54	-	Goet-I <sub>d</sub>
CC-23	63	-	3	3	31	i	
CC-24	43	i	-	3	19	35	
CC-25	33	-	-	4	39	24	
CC-26	55	-	-	3	13	29	
CC-27	25	-	-	3	72	i	
CC-28	28	-	-	2	38	32	
CC-29	42	-	-	3	22	33	
CC-30	81	3	-	6	10	-	I <sub>d</sub>
CC-31	65	-	-	6	10	19	
CC-32	61	-	-	3	6	30	
CC-33	72	-	4	13	11	-	I <sub>d</sub>

TABLA V.56 Composición mineralógica. Fracción entre 2-20 micras

Muestra	Quarzo	Lamin.	Mica	Parag.	Caolin.	Clort.	Montm.	Otros
CC-11	28	72	78	10	5	8	-	Hemt.
CC-12	16	84	68	7	6	7	12	
CC-13	52	48	72	6	5	7	9	
CC-14	46	54	80	3	8	9	3	
CC-15	31	69	72	8	5	6	9	
CC-17	78	22	79	i	9	12	-	
CC-18	11	89	74	3	8	11	5	Fd.
CC-19	68	32	65	6	12	17	-	
CC-20	45	55	78	4	8	10	-	Hemt.
CC-21	20	80	84	7	5	4	-	
CC-22	30	20	64	6	12	18	-	(Cl-Mo), Fd.
CC-23	33	62	71	6	9	14	-	
CC-25	31	69	76	5	7	12	-	I <sub>d</sub>
CC-26	45	55	84	5	7	4	-	I <sub>d</sub> Fd.
CC-27	19	81	51	4	4	11	30	Hemt.
CC-28	39	61	82	7	2	9	-	Hemt.
CC-29	78	22	63	6	12	19	-	Hemt.
CC-30	26	74	90	i	2	8	-	I <sub>d</sub>
CC-31	27	73	86	i	2	12	-	
CC-32	51	49	89	-	2	9	-	
CC-33	17	83	82	6	3	9	-	I <sub>d</sub>

Con estos valores se ha dibujado la figura V. 88. en la que se ha representado la variación de la composición mineralógica de esta columna en la vertical.

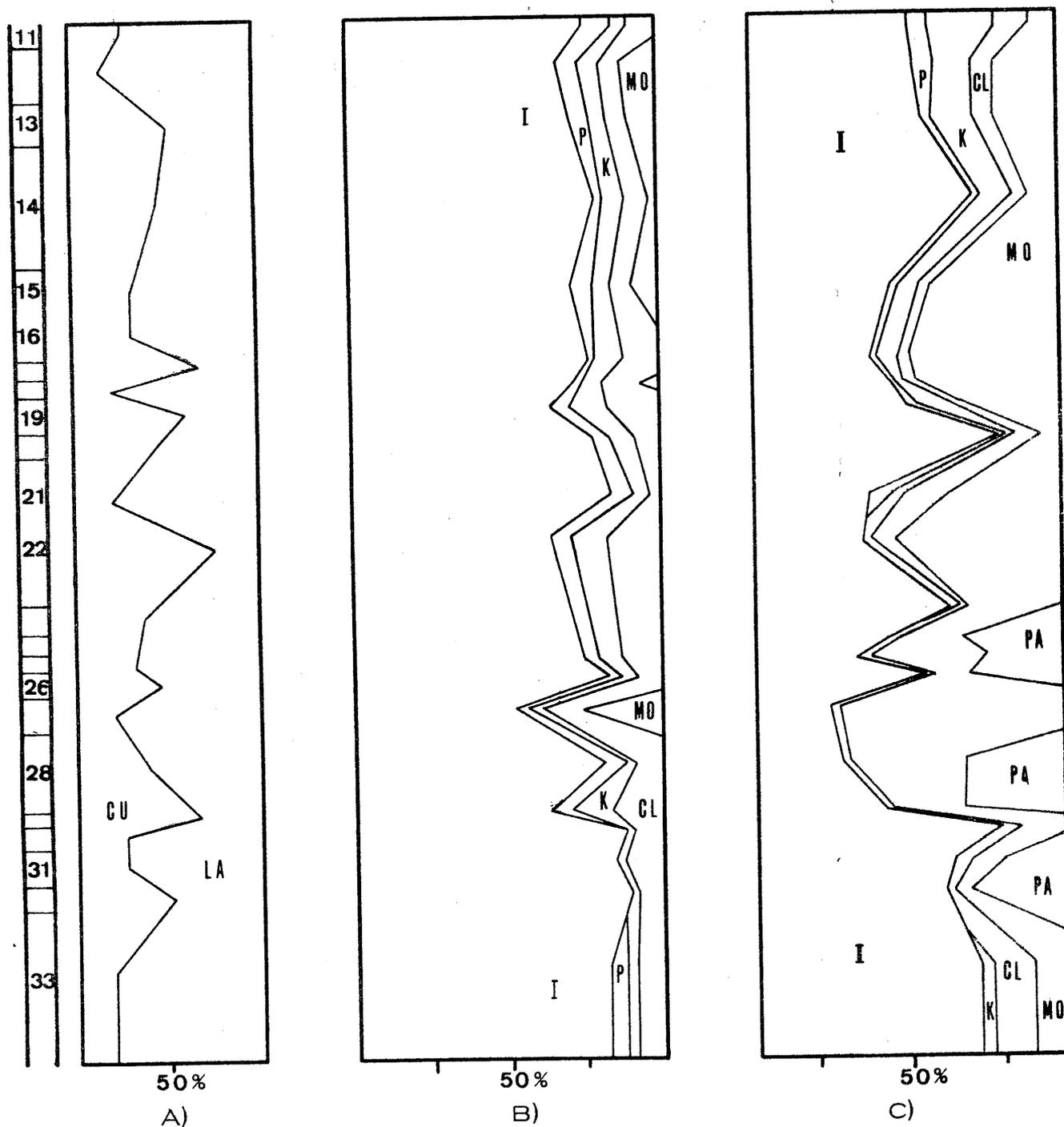


Fig. V. 88. Composición mineralógica de la columna litológica "Cuevas del Campo". A) Relación cuarzo a minerales laminares, fracción 2-20 micras. B) Minerales de la arcilla en la fracción 2-20 micras. C) Minerales de la arcilla en la fracción menor de 2 micras.

La relación cuarzo/minerales laminares presenta frecuentes y bruscas oscilaciones. En el conjunto de la columna la proporción de minerales laminares

es superior a la de cuarzo. Hay que señalar que los mayores porcentajes de cuarzo aparecen en los niveles con mayor contenido en carbonatos.

La ilita, en la fracción de 2 a 20 micras, es el mineral más abundante. En general, se presenta en proporciones superiores al 70% del total de esta fracción. En la fracción de tamaño arcilla sus cantidades oscilan entre márgenes muy amplios (desde 25 en la muestra CC-27 a 81% en CC-30). Los mayores contenidos se dan en los tramos pertenecientes a la formación de Guadix. Se ha identificado ilita degradada, en ambas fracciones; en general aparece en los tramos de la formación fluvial.

La paragonita, en la fracción limo, se encuentra casi constantemente, sólo está ausente en los niveles más próximos al muro de la columna. En la fracción arcilla sólo aparece en la mitad superior de la serie.

La caolinita, en la fracción entre 2y 20 micras, se encuentra sistemáticamente. Sin embargo, en la fracción menor de 2 micras aparece a partir del nivel CC-23. Se observa un notable incremento en sus porcentajes hacia los tramos más altos (en el techo de la columna llega a alcanzar el 22% del total de la fracción menor de 2 micras).

La clorita aparece constantemente, tanto en una como en otra fracción. Sus proporciones más altas se dan en la fracción de mayor tamaño (aquí frecuentemente supera el 10%, mientras que en la fracción menor de 2 micras raramente alcanza dicho porcentaje).

La montmorillonita, en la fracción de 2 a 20 micras, sólo aparece en algunos niveles aislados, y excepto en la muestra CC-27 donde representa el 30% del total, en los restantes casos sus proporciones son muy pequeñas. En la fracción menor de 2 micras está presente en todas las muestras. Su distribución es muy irregular; sus mayores cantidades se señalan en los tramos con menor contenido en ilita.

La paligorskita aparece únicamente en la fracción menor de dos micras y de algunos niveles situados en la mitad inferior de la columna. Excepto en el tramo CC-31 los restantes niveles asignados a la formación de Guadix no contienen paligorskita. Los porcentajes de este mineral varían desde indicios en CC-23 hasta 33% en la muestra CC-29.

Los interestratificados son siempre irregulares, y se han identificado en los niveles más altos de la columna. En la fracción de 2 a 20 micras únicamente se ha encontrado el tipo clorita-montmorillonita; sin embargo en la fracción arcilla aparecen tres tipos diferentes: clorita-montmorillonita, illita-clorita e illita-montmorillonita. Su presencia se puede considerar como accidental debido a las proporciones tan pequeñas en que aparecen.

Otros minerales, no laminares, identificados en esta columna son los siguientes:

- hematites, en cinco niveles. Feldespatos en CC-18, CC-22 y CC-26. Cualquiera de los dos minerales se encuentran siempre en cantidades despreciables (fracción de 2 a 20 micras).
- goethita, en tres niveles, y lepidocrocita en uno (CC-21) (fracción menor de 2 micras).

En la figura V.89. se representa, en un diagrama ternario, la composición mineralógica de las fracciones menores de dos micras.

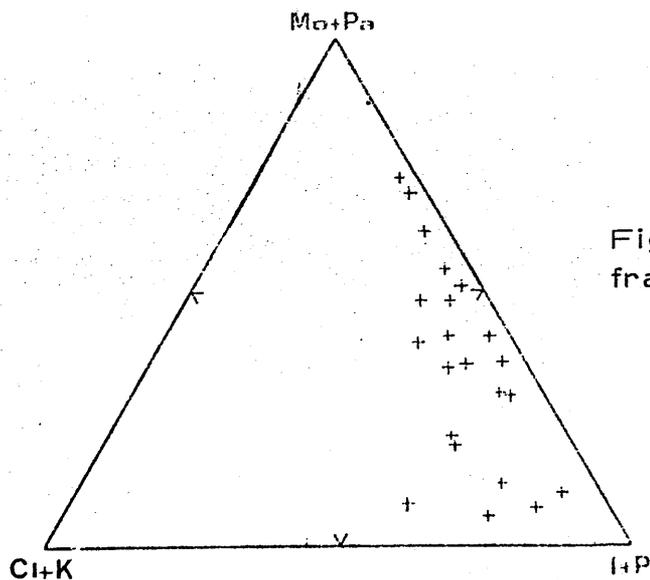


Fig. V. 89. Composición de la fracción menor de 2 micras.

La mayor parte de las muestras se sitúan dentro de una banda que para la suma Cl-K oscila desde 6 a 20%.

Las figuras V. 90. y V. 91. muestran las correlaciones existentes entre diferentes parejas de minerales de la arcilla.

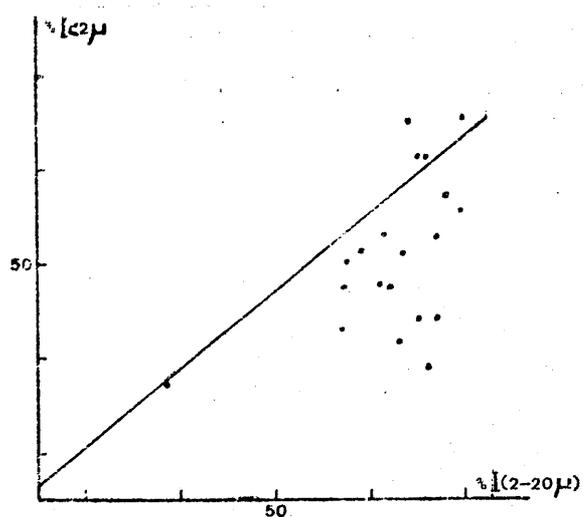


Fig. V. 90.

$$r = 0,54$$

$$y = 0,60 x + 2,30$$

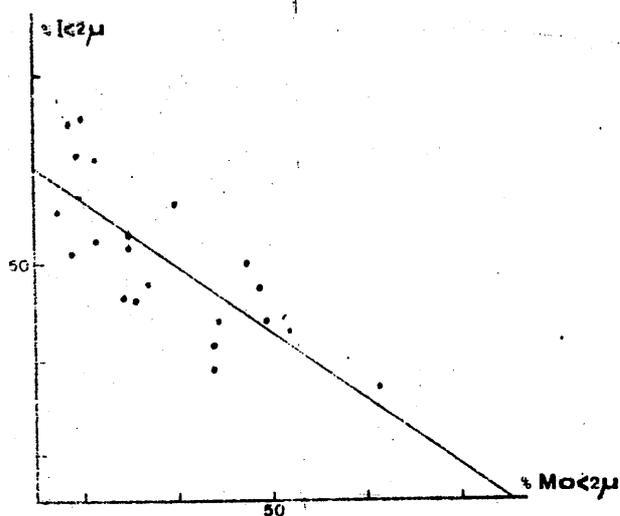


Fig. V. 91.

$$r = -0,80$$

$$y = 70 - 0,69 x$$

#### V. 4. 2. 4. Parámetros cristaloquímicos.

##### Montmorillonita.

En la tabla V. 57. se resumen los valores calculados, a partir de los difractogramas de rayos X, del índice de Biscaye y del grado de hinchamiento de la montmorillonita, para la fracción menor de 2 micras.

TABLA. V. 57.

Muestra	V/P	G.H.(A)	Muestra	V/P	G.H.(A)
CC-11	0,77	17,5	CC-23	-	16,7
CC-12	0,57	17,5	CC-24	0,87	16,7
CC-13	0,40	17,1	CC-25	0,76	16,9
CC-14	0,62	17,3	CC-26	-	17,0
CC-15	0,52	17,1	CC-27	0,81	17,1
CC-17	0,87	17,0	CC-28	0,92	17,1
CC-18	0,73	17,0	CC-29	0,71	17,3
CC-19	0,79	17,1	CC-30	-	17,1
CC-20	0,29	17,6	CC-31	0,34	17,3
CC-21	0,90	16,8	CC-32	0,36	17,1
CC-22	-	17,3	CC-33	0,36	17,4

Los valores de la cristalinidad varían ampliamente, desde 0,29 en la muestra CC-20 a 0,92 en CC-28. El grado de hinchamiento también oscila entre márgenes bastante amplios. No se observa ninguna relación entre los dos parámetros.

Micas. En la fracción de 2 a 20 micras, se han medido diferentes parámetros cristalográficos pertenecientes a la illita y la paragonita, que se resumen en la tabla V. 58.

A partir de los datos de  $b_0$  y de los espaciados basales 0,0,10 de las illitas se ha estimado su composición química. Los valores obtenidos se presentan en la tabla V. 58. Asimismo se ha determinado su cristalinidad, medida según el índice de Kubler, y el tamaño de los cristales (en A) (tabla V. 60.).

TABLA. V.53

Muestra	$b_0$ en Å	(00,10)Å Ilita	(00,10)Å Far	$\Delta 2\theta$ de 011-1-011
CC-11	9,0096	1,9954	1,9300	1,67
CC-12	8,9941	1,9943	1,9274	1,66
CC-13	9,0096	1,9940	1,9252	1,73
CC-14	9,0174	1,9959	1,9271	1,73
CC-15	8,9982	1,9973	1,9286	1,73
CC-17	9,0018	1,9935	1,9247	1,73
CC-18	8,9958	1,9991	1,9301	1,73
CC-19	9,0072	1,9959	1,9330	1,58
CC-20	9,0042	2,0010	1,9332	1,68
CC-21	8,9982	1,9985	1,9314	1,69
CC-22	8,9998	1,9968	-	-
CC-25	9,0006	1,9973	-	-
CC-27	9,0018	1,9925	-	-
CC-28	9,0204	1,9968	1,9270	1,79
CC-29	9,0208	1,9990	1,9270	1,80
CC-30	9,0096	1,9943	1,9232	1,81
CC-31	9,0150	1,9974	1,9224	1,86
CC-32	9,0146	1,9943	1,9213	1,82
CC-33	9,0204	1,9968	1,927	1,82

TABLA. V.59

Muestra	Fa/Na+K	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe	Mg
CC-11	0,00	12,69	3,31	6,89	0,59	0,56
CC-12	0,00	12,32	3,68	7,69	0,28	0,19
CC-13	0,00	12,69	3,31	6,89	0,59	0,56
CC-14	0,00	12,87	3,13	6,57	0,75	0,75
CC-15	0,00	12,42	3,58	7,37	0,36	0,29
CC-17	0,01	12,51	3,49	7,22	0,44	0,38
CC-18	0,00	12,37	3,63	7,47	0,32	0,23
CC-19	0,00	12,33	3,37	6,99	0,54	0,50
CC-20	0,00	12,56	3,44	7,12	0,48	0,43
CC-21	0,00	12,42	3,58	7,37	0,36	0,29
CC-22	0,00	12,34	3,66	7,51	0,30	0,21
CC-25	0,00	12,69	3,31	6,89	0,59	0,56
CC-27	0,03	12,51	3,49	7,22	0,43	0,37
CC-28	0,00	12,34	3,06	6,44	0,81	0,82
CC-29	0,00	12,95	3,05	6,42	0,82	0,83
CC-30	0,00	12,69	3,31	6,89	0,59	0,56
CC-31	0,00	12,81	3,19	6,66	0,70	0,69
CC-32	0,00	12,80	3,20	6,68	0,69	0,68
CC-33	0,00	12,94	3,06	6,44	0,81	0,82

TABLA. V.60

Muestra	Ind. KUBLER (mm.)	Tamaño de cristal (A)	Grado de metamorfismo
00-11	20	401	Epizona
00-12	24	309	Epizona
00-13	27	259	Anquizona
00-14	-	-	-
00-15	27	259	Anquizona
00-17	-	-	-
00-18	24	309	Epizona
00-19	23	336	"
00-20	32	211	Anquizona
00-21	19	446	Epizona
00-22	-	-	-
00-23	-	-	-
00-25	-	-	-
00-26	30	229	Anquizona
00-27	-	-	-
00-28	-	-	-
00-29	29	239	Anquizona
00-30	29	236	"
00-31	30	229	"
00-32	30	229	"
00-33	32	211	"

Se observa que el contenido en Si, de la capa tetraédrica, en casi todas - las muestras no llega a 12,70 átomos y que los valores más altos de Si - aparecen en los niveles cercanos al muro de la columna. La sustitución de Al por Fe y Mg, en la capa octaédrica, alcanza valores más bajos que en - otras columnas.

Las illitas presentan buena cristalinidad, con valores para el índice de Ku- bler que oscilan entre 1,9 y 3,2 (medido en milímetros). No se ha podido me- dir en varias muestras por la presencia de illitas degradadas.

El tamaño de los cristales, según el eje  $c$ , varía entre límites muy amplios. En general, los cristales más pequeños se encuentran en los tramos más - próximos al muro.

La sustitución de K por Na es casi siempre nula. Esta sustitución se ha encontrado solamente en dos muestras y en ambos casos el contenido en Na es inferior al 1%.

En las figuras V. 92. y V. 93. se han representado los histogramas de distribución de frecuencias de los valores de  $b_o$  y de los espaciados basales  $d(0, 0, 10)$ , de las illitas de esta columna litológica.

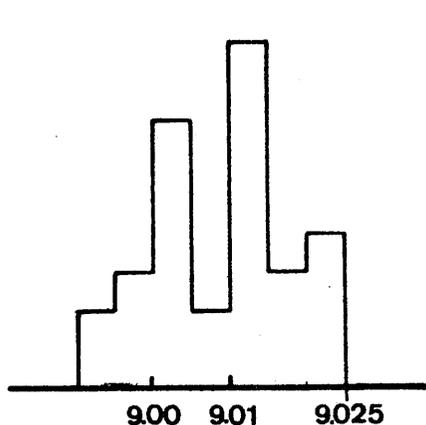


Fig. V. 92.

Histograma de frecuencia de valores de  $b_o$ .

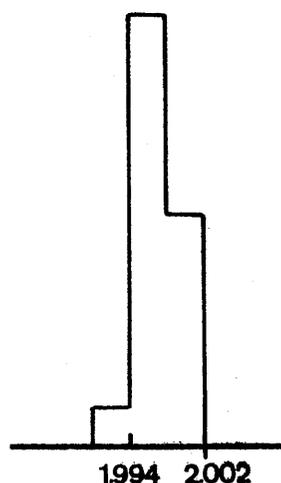


Fig. V. 93.

Histograma de espaciados basales  $d(0, 0, 10)$ .

En la figura V. 92. puede observarse cómo los valores de  $b_o$  varían entre márgenes muy amplios (desde 8,99 a 9,025 Å). Existen dos máximos de frecuencia muy netos, uno a 9,00 Å y otro ligeramente superior a 9,01 Å.

Los espaciados basales oscilan entre límites mucho más restringidos (de 1,90 a 2,002 Å).

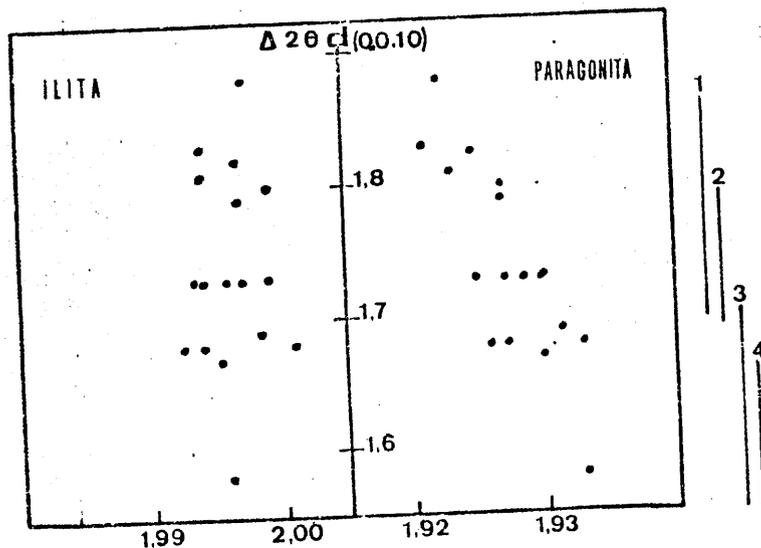


Fig. V. 94. Variación del espaciado basal de illitas y paragonitas en función del incremento angular  $2\theta$  de las reflexiones  $d(0, 0, 10)$ . Columna "Cuevas del Campo".

1. Manto del Veleta.
2. Filitas alpujárrides
3. Unidad de La Caldera.
4. Unidad de las Sabinas

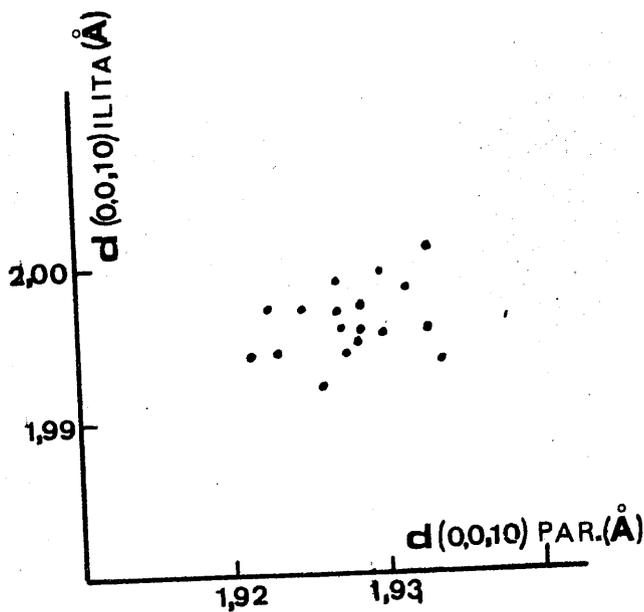


Fig. V. 95. Relación entre los espaciados correspondientes a las reflexiones  $0, 0, 10$  de illitas y paragonitas.

En la figura V.94. la dispersión de puntos es muy acusada, pero dentro de ella se aprecia una tendencia a agruparse en tres zonas. Una de ellas con valores de  $\theta$  menores de  $1,70$ ; otra zona con valores comprendidos entre  $1,70$  y  $1,80$ ; y por último, otra con valores de incremento angular próximo a  $1,80$ .

En la figura V.95. la dispersión de las muestras también es acusada, pero algo menos que en el caso anterior. La correlación que presentan es de signo positivo.

### V. 4. 3. Columna "Baza Norte".

Se localiza dentro de la hoja de Cullar Baza (972) publicada por el Servicio Geográfico del Ejército. Las coordenadas U.T.M. son:

Techo	541	303
Muro	560	336

Se ha levantado en la parte central del afloramiento de la formación de Baza, por la carretera de Granada a Murcia, en el km. 165 aproximadamente.

Los sedimentos que constituyen esta columna están subhorizontales y pertenecen, en su totalidad, a la facies evaporítica de la formación de Baza.

Su potencia aproximada es de 110 metros.

#### V. 4. 3. 1. Litología.

La trama de toda la columna la constituyen los niveles calcáreos. Dependiendo de la fracción que representan los materiales terrígenos esos niveles serán calizas, calizas margosas o margas. Sus características son similares a las descritas anteriormente para otras columnas de esta misma formación.

El yeso se presenta de dos maneras diferentes. Cuando forma niveles continuos se observa que están muy replegados. La simetría de los pliegues es nula, por lo que se consideran debidos a la transformación de anhidrita (sedimentos originarios) en yeso, con el consiguiente aumento de volumen (VERA, 1970 a). En otros casos se presenta maclado en punta de flecha, asociado a bancos de calizas margosas o de margas de un metro de espesor medio en los que a veces llega a ser el componente mayoritario.

#### V. 4. 3. 2. Mineralogía global

En la figura V. 96. se ha representado la variación en vertical de la composición mineralógica global. En la tabla V. 61. se esquematizan los resultados del análisis cuantitativo de esta fracción.

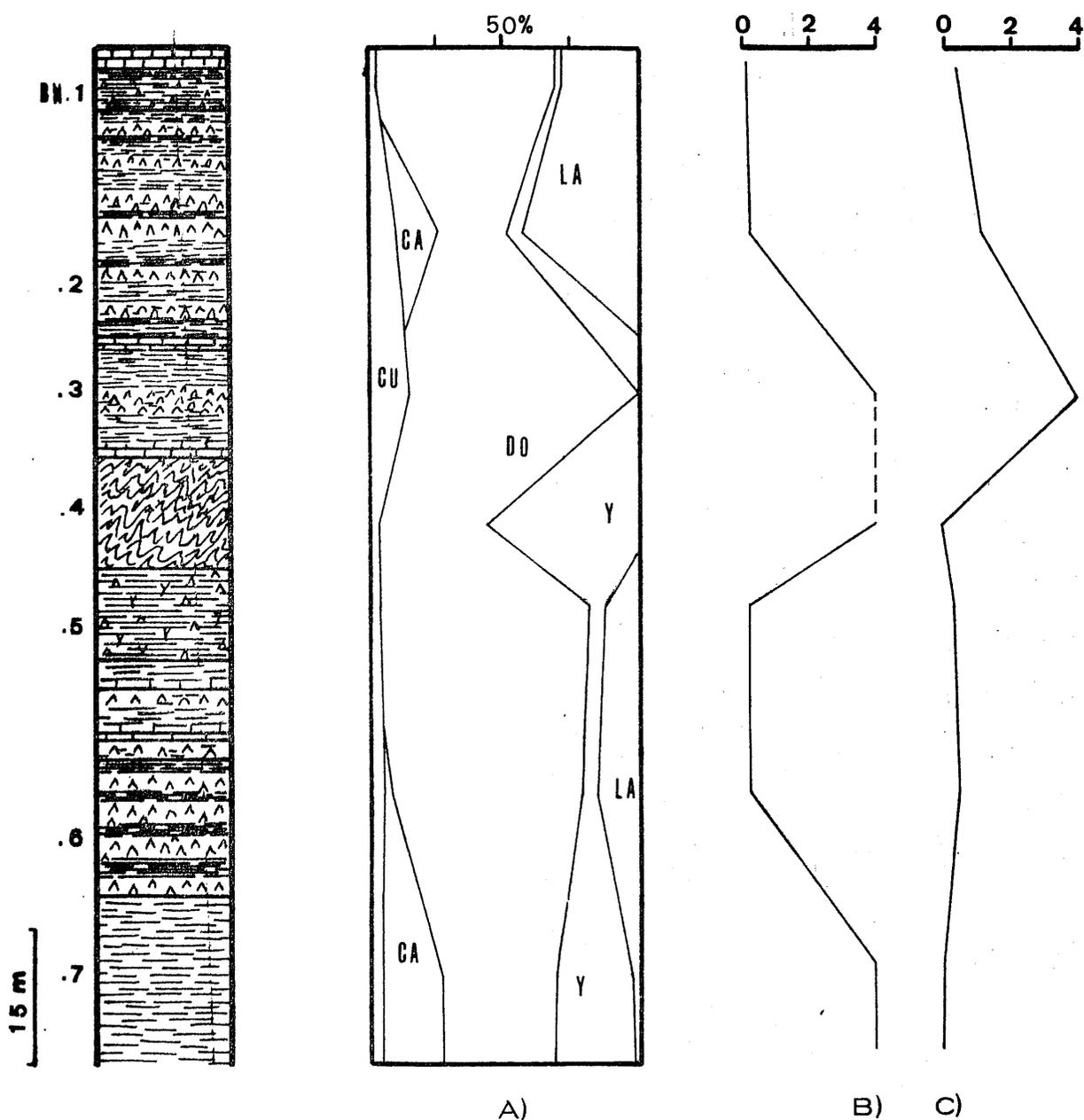


Fig. V. 96. Columna litológica "Baza Norte". A) Composición mineralógica total. B) Variación de la relación cuarzo/laminar. C) Variación de la relación carbonatos más yeso/cuarzo más laminar.

Los minerales detectados por difracción de rayos X han sido los siguientes: calcita, dolomita, cuarzo, yeso y minerales laminar.

TABLA V.61 Composición mineralógica global.

Muestra	Cuarzo	Calcita	Dolomita	Laminar.	Yeso	Otros
BN-1	3	-	65	29	3	Fd.
BN-2	8	15	26	45	6	
BN-3	15	-	85	i	-	
BN-4	4	-	38	i	58	
BN-5	3	-	74	17	6	Fd.
BN-6	5	2	68	20	5	
BN-7	5	21	40	2	32	

La calcita unicamente se ha encontrado en el muro y hacia la parte alta de la columna, y siempre en cantidades inferiores al 21%.

La dolomita es el mineral mayoritario. Sus porcentajes varían desde un 26 en la muestra BN-2 hasta un 85 en BN-3. En la zona media del corte es donde alcanza sus máximos valores, excepto en un nivel en el que el yeso es mayoritario y está intensamente replegado.

La presencia de cuarzo a lo largo de la columna es siempre constante, pero en cantidades muy pequeñas. La media es 6% y su porcentaje más alto no llega a superar el 15%.

El yeso aparece, prácticamente, en todas las muestras. En algún caso particular, tal como se ha indicado más arriba, llega a representar más del 50% del total de la fracción íntegra.

Además de los minerales descritos se ha identificado, en los niveles BN-1 y BN-5, trazas de feldespatos.

Las curvas B) y C) de la figura V.96. son de poca utilidad debido a la elevada proporción de carbonatos presentes en todas las muestras.

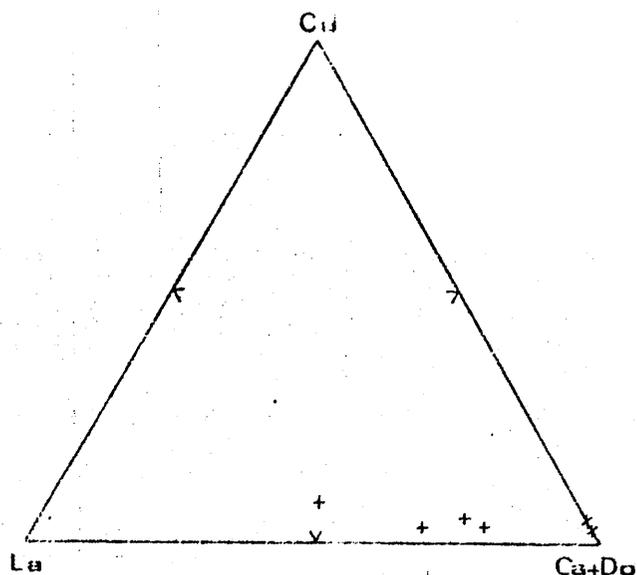


Fig.V. 97. Composición mineralógica global representada en un diagrama ternario.

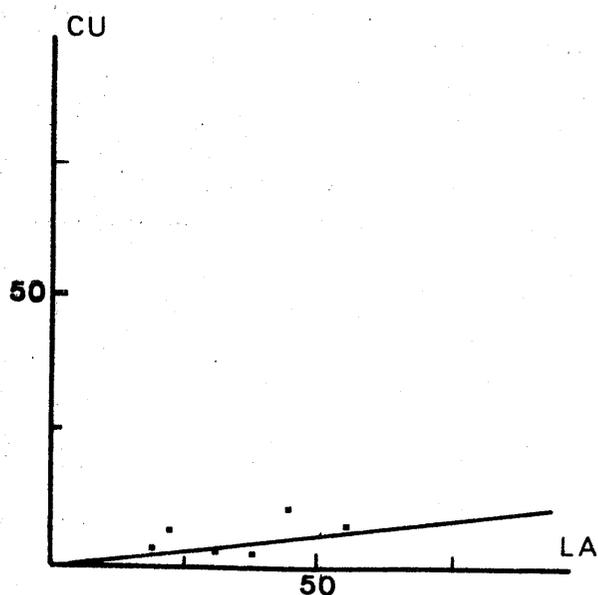


Fig.V. 98. Representación gráfica de la correlación cuarzo--minerales laminares en la muestra íntegra.

$$r=0,58$$

$$y=0,10 x - 3,60$$

#### V. 4. 3. 3. Fracciones menor de 2 micras y de 2 a 20 micras.

A partir de los difractogramas hemos calculado los porcentajes relativos de los diferentes minerales de la arcilla que constituyen las fracciones menor de 2 micras y entre 2 y 20 micras. Los datos obtenidos se recogen en las tablas V. 62. y V. 63.

TABLA V.62 Composición mineralógica. Fracción menor de dos micras

Muestra	Ilita	Parag.	Caolin	Clort.	Montm.	Palig.	Otros
BN-1	43	2	7	4	44	-	
BN-2	51	2	8	4	35	-	
BN-3	45	4	5	5	27	14	
BN-5	37	4	8	3	48	-	(Cl-Mo)
BN-6	27	1	6	4	63	-	
BN-7	62	2	8	9	20	-	

TABLA V.63 Composición mineralógica. Fracción entre 2-20 micras

Muestra	Cuarzo	lamin.	Mica	Parag.	Caolin.	Clort.	Montm.	Otros
BN-1	34	66	81	8	-	11	i	(Cl-Mo), Anf.
BN-2	16	84	78	12	5	5	i	
BN-3	33	67	79	11	-	10	i	
BN-5	20	80	81	8	-	11	i	(Cl-Mo)
BN-6	40	60	81	7	6	6	i	(I-Cl), Anf.
BN-7	19	81	75	15	-	10	i	Fd.

Con los datos reseñados en estas dos tablas se ha dibujado la figura V. 99. en la cual se representa la variación según la vertical de la mineralogía - de la fracción limo y de la fracción arcilla a lo largo de la columna.

En la fig. V. 99. (A) se observa cómo el cuarzo es sistemáticamente menos-abundante que los minerales laminares. Sus porcentajes oscilan desde 16 a 40%.

La ilita, en la fracción de 2 a 20 micras, es el mineral fundamental. Por término medio constituye más del 75% de esta fracción. En la fracción arcilla, sin embargo, su contenido disminuye apreciablemente; sus márgenes - varían entre 27% para el nivel BN-6 y 62% para BN-7.

La paragonita se presenta constantemente a lo largo de toda la columna. - Sus porcentajes son siempre superiores en la fracción arcilla que en la de 2 a 20 micras.

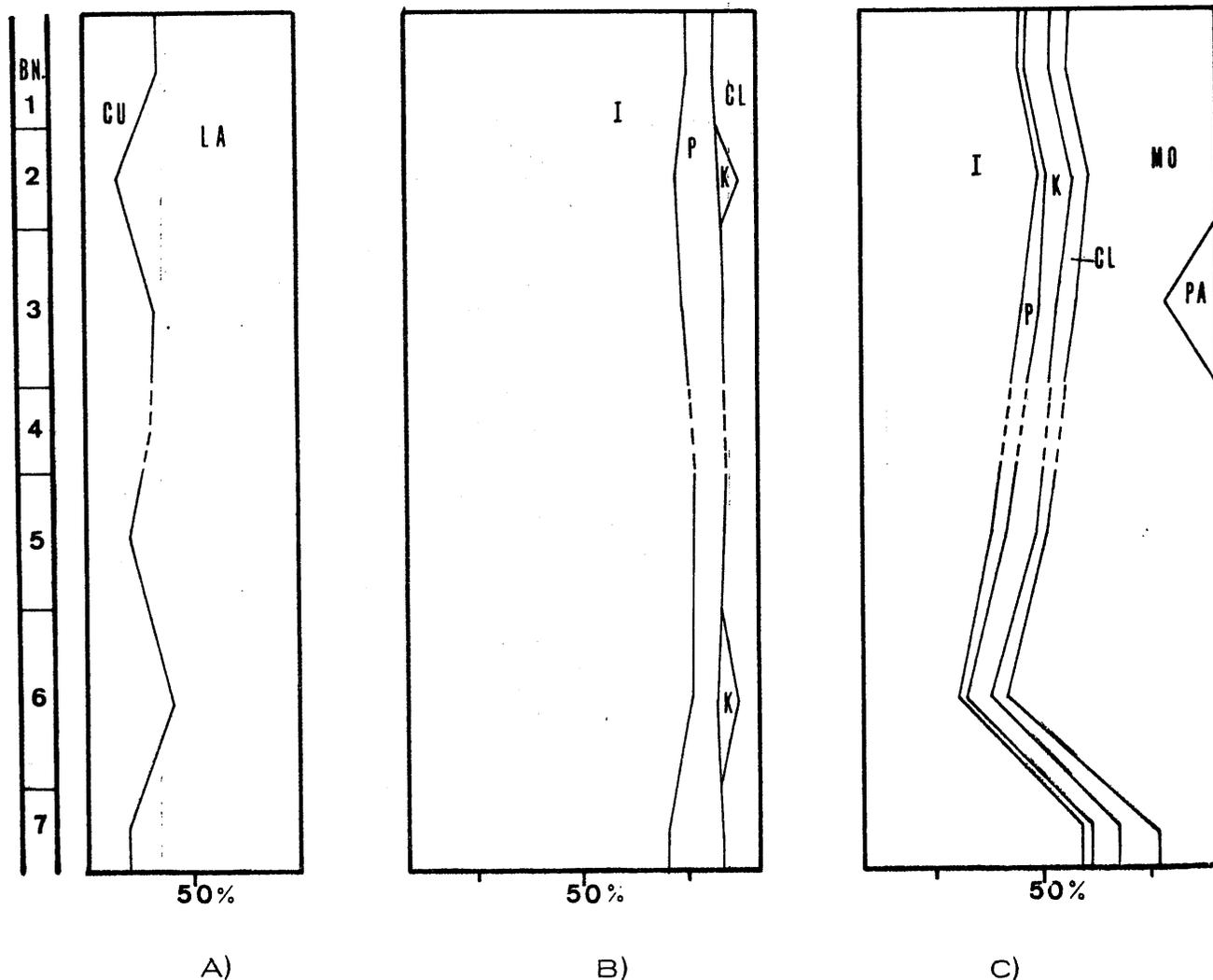


Fig. V. 99. Variación en la vertical de la composición mineralógica de la columna "Baza Norte". A) Cuarzo y laminas en la fracción de 2 a 20 micras. B) Minerales de la arcilla en la fracción de 2 a 20 micras. - C) Minerales de la arcilla en la fracción menor de 2 micras.

La caolinita, en la fracción menor de 2 micras, se ha detectado en todas las muestras; sin embargo, en la fracción de tamaño superior, únicamente se ha encontrado en dos niveles (BN-2) y (BN-6).

La clorita, aparece sistemáticamente en todas las muestras; sus mayores porcentajes se dan en la fracción limo. En la fracción de tamaño arcilla se encuentra -incluso- en menor cantidad que la caolinita.

La montmorillonita, en la fracción de 2 a 20 micras, aparece siempre en-

cantidades despreciables. Sin embargo, en la fracción menor de 2 micras, en varios niveles, porcentajes superiores a los de la illita.

La paligorskita únicamente se ha identificado en la fracción menor de 2 micras del nivel BN-3. La proporción en que se encuentra es apreciable (14%).

Interestratificados. Todos los que se han detectado son irregulares y siempre en cantidades mínimas. En la fracción entre 2 y 20 micras se presentan dos tipos: clorita-montmorillonita e illita-clorita. En la fracción menor de 2 micras sólo aparece el primer tipo. En el nivel BN-5 pensamos que dominan las láminas de montmorillonita sobre las de clorita por la presencia de la reflexión a 11,8 Å en el A.O. calentado a 550° C.

Otros minerales no laminares, identificados, en esta columna son los siguientes: hematites, detectada en la fracción de 2 a 20 micras de casi todas las muestras; anfíboles, como indicios en los niveles BN-1 y BN-6, y feldespatos en BN-7. Por último, en la fracción menor de 2 micras, únicamente se ha detectado cuarzo en tres niveles (BN-2, BN-3 y BN-5), en cantidades no cuantizables.

En la figura V. 100. se ha representado la variación de la composición mineralógica de las muestras de tamaño inferior a dos micras en un diagrama ternario.

Se observa que todos los puntos se disponen según una recta; esto nos induce a pensar en un área fuente común para todos los sedimentos de esta columna.

En las figuras V. 101. y V. 102. se ha representado la correlación existente entre diferentes parejas de filosilicatos.

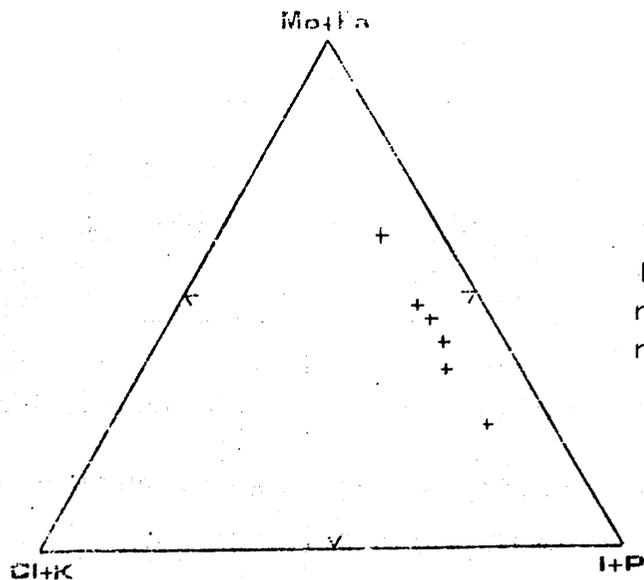


Fig. V. 100. Composición mineralógica de la fracción menor de 2 micras.

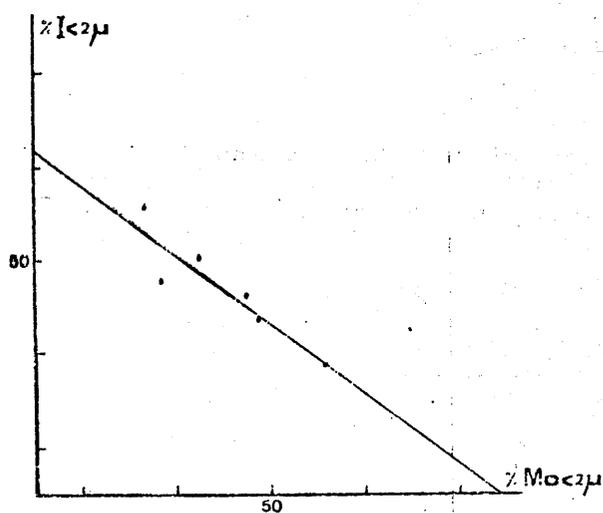


Fig. V. 101.

$$r = -0,86$$

$$y = 73,80 - 0,52x$$

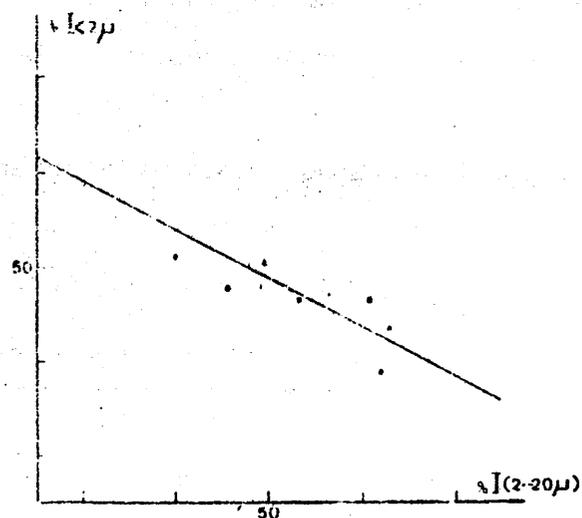


Fig. V. 102.

$$r = -0,91$$

$$y = -0,75x + 73,90$$

#### V. 4. 3. 4. Parámetros cristaloquímicos.

Montmorillonita. En este mineral se han podido medir los valores del índice de cristalinidad de Biscaye y del grado de hinchamiento en el A. O. solvatado con etilenglicol. Los datos obtenidos se resumen en la tabla V. 64.

TABLA. V.64

Muestra	V/P	G.H.(A)	Muestra	V/P	G.H.(A)
BN-1	0,81	17,3	BN-5	0,79	17,4
BN-2	0,53	17,3	BN-6	0,85	17,3
BN-3	0,68	17,4	BN-7	0,59	17,4
BN-4	-	-			

Del examen de la tabla se pueden extraer los siguientes comentarios:

- Los valores del índice de cristalinidad son, en general, manifiestamente bajos. Los límites varían desde 0,53 (BN-2) a 0,85 (BN-6).
- El grado de hinchamiento, sin embargo, apenas presenta variaciones.
- No se observa ninguna relación entre cualquiera de estos parámetros y la posición de la muestra en la columna litológica.

Micas. Los datos relativos a parámetros cristalográficos de las micas, que se exponen en la tabla V.65. se han calculado en la fracción de tamaño comprendido entre 2 y 20 micras.

TABLA. V.65

Muestra	$b_0$ en A	(00,10)A Ilita	(00,10)A Par	$2\theta$ $d_{00,10}$ I-Par
BN-1	9,0126	1,9893	1,9209	1,72
BN-2	8,9898	1,9915	1,9213	1,77
BN-3	9,0168	1,9926	1,9232	1,74
BN-4	-	1,9993	1,9286	1,78
BN-5	9,0162	1,9940	1,9239	1,76
BN-6	9,0138	1,9908	1,9213	1,75
BN-7	9,0084	-	-	-

En las tablas V.66. y V.67. se presentan datos sobre la composición química, así como de la cristalinidad y tamaño de cristal, de las illitas de esta columna.

TABLA. V.66

Muestra	Na/(Na+K)	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe	Mg
BN-1	0,31	12,75	3,25	6,95	0,55	0,63
BN-2	0,15	12,23	3,77	7,72	0,19	0,69
BN-3	0,07	12,85	3,19	6,59	0,74	0,73
BN-5	0,00	12,84	3,16	6,42	0,72	0,72
BN-6	0,00	12,79	3,21	6,72	0,68	0,66
BN-7	0,20	12,78	3,34	6,94	0,57	0,53

TABLA. V.67

Muestra	Ind. KUBLER (mm.)	Tamaño de cristal (A)	Grado de metamorfismo
BN-1	25	287	Epizona
BN-2	20	401	"
BN-3	20	401	"
BN-4	-	-	-
BN-5	17	501	Epizona
BN-6	-	-	-
BN-7	31	223	Anquizona

El grado de sustitución isomórfica (Na / Na+K) varía enormemente de unos niveles a otros. En BN-5 y BN-6 la sustitución de K por Na es nula y - sin embargo, en la muestra BN-1 alcanza el 31%. La cristalinidad es elevada; el índice de Kubler oscila desde 1,7 a 3,1 mm.

En las figuras V. 103. y V. 104. se han representado los histogramas de frecuencia de los valores de  $b_0$  y de los espaciados basales 0,0,10 de las illitas.

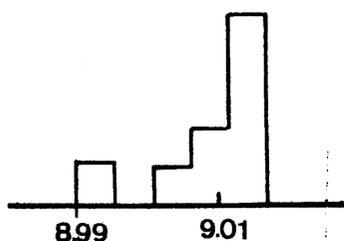


Fig. V. 103.

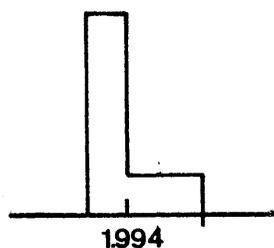


Fig. V. 104.

En la figura V. 103. se observa cómo los valores de  $b_0$  oscilan entre máximos relativamente amplios (desde 8,990 a 9,015 A). Se presenta un máximo para un valor ligeramente superior a 9,010 A.

Los espaciados basales varían entre límites más estrechos (de 1,990 a - 2,002 Å). La mayor frecuencia de datos se encuentra entre 1,99 y 1,994.

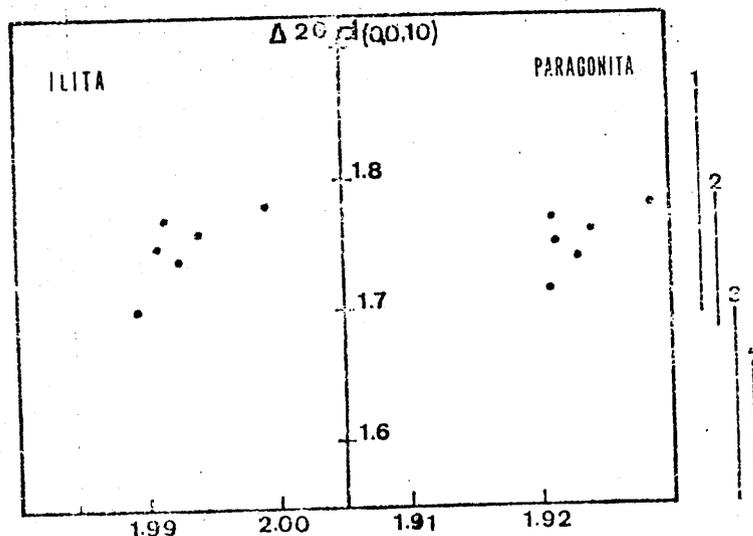


Fig. V. 105. Variación del espaciado basal de illitas y paragonitas en función del incremento angular  $2\theta$  de las reflexiones 0, 0, 10.

1. Manto del Veleta.
  2. Filitas alpujárrides.
  3. Unidad de la Caldera.
  4. Unidad de Las Sabinas
- (Según Martín Ramos, 1976).

Las diferencias entre los ángulos  $2\theta$  a que aparecen las reflexiones 0, 0, 10 de las illitas y paragonitas varían desde 1,70 a 1,80. La comparación de estos valores con los de MARTÍN RAMOS (1976) permite deducir que las micas de esta serie proceden de las filitas alpujárrides o bien de los materiales del manto del Veleta.

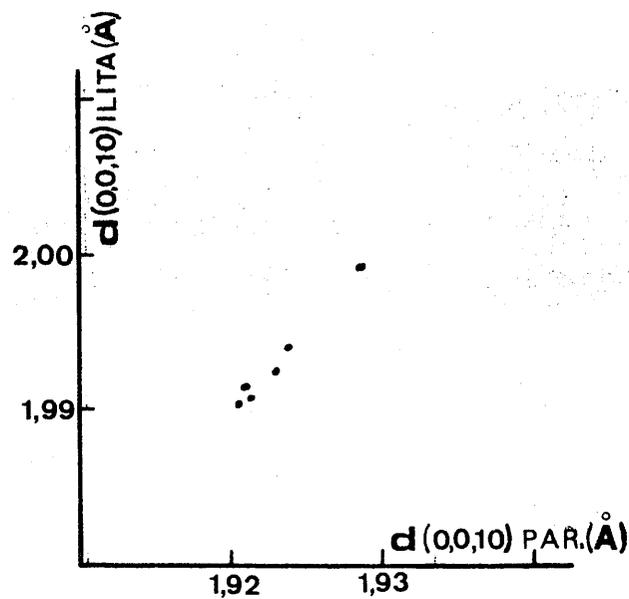


Fig. V. 106. Relación entre los espaciados correspondientes a las reflexiones 0, 0, 10 de ilitas y paragonitas.

La correlación -de signo positivo- que presenta la disposición de puntos en la figura V. 106. nos indica que ambas micas son paragenéticas y que, por tanto, proceden de la misma área fuente (filitas alpujárrides principalmente).

#### V. 4. 4. Columna "Orce".

Se localiza al S. de Orce, dentro de la hoja del mismo nombre (951). Sus coordenadas U. T. M. son:

Techo	472	765
Muro	467	763

Los materiales que constituyen esta columna están subhorizontales y pertenecen exclusivamente a la formación de Baza. En este punto se encuentra representada por sus dos tipos de facies: arenosa y evaporítica.

La potencia aproximada es de 75 metros.

##### V. 4. 4. 1. Litología.

La columna está formada por una alternancia de niveles calizos o margosos y niveles de arenas con porcentajes muy altos de carbonatos. Estos tramos arenosos más frecuentes al ascender en la columna. Las características de unos y otros materiales se han descrito anteriormente.

Existe un nivel de lutitas (O-33) localizado en la mitad inferior de la serie.

##### V. 4. 4. 2. Mineralogía global.

En la figura V. 107. se representa la variación en vertical de la composición mineralógica total y en la tabla V. 68. se expone la composición cuantitativa.

Las fases cristalinas detectadas son las siguientes: calcita, dolomita, cuarzo, laminares e indicios de feldespatos.

La calcita está presente a lo largo de toda la columna. Sus valores más bajos se encuentran en la parte media, donde sólo alcanza el 6% en el nivel O-33. En general, su porcentaje medio es superior al 80% del total de la fracción íntegra.

La dolomita aumenta, en notables proporciones, desde el muro hacia la zona media de la columna donde bruscamente desaparece, para volver a reaparecer en el techo del corte. Su porcentaje medio es inferior al 12% del total.

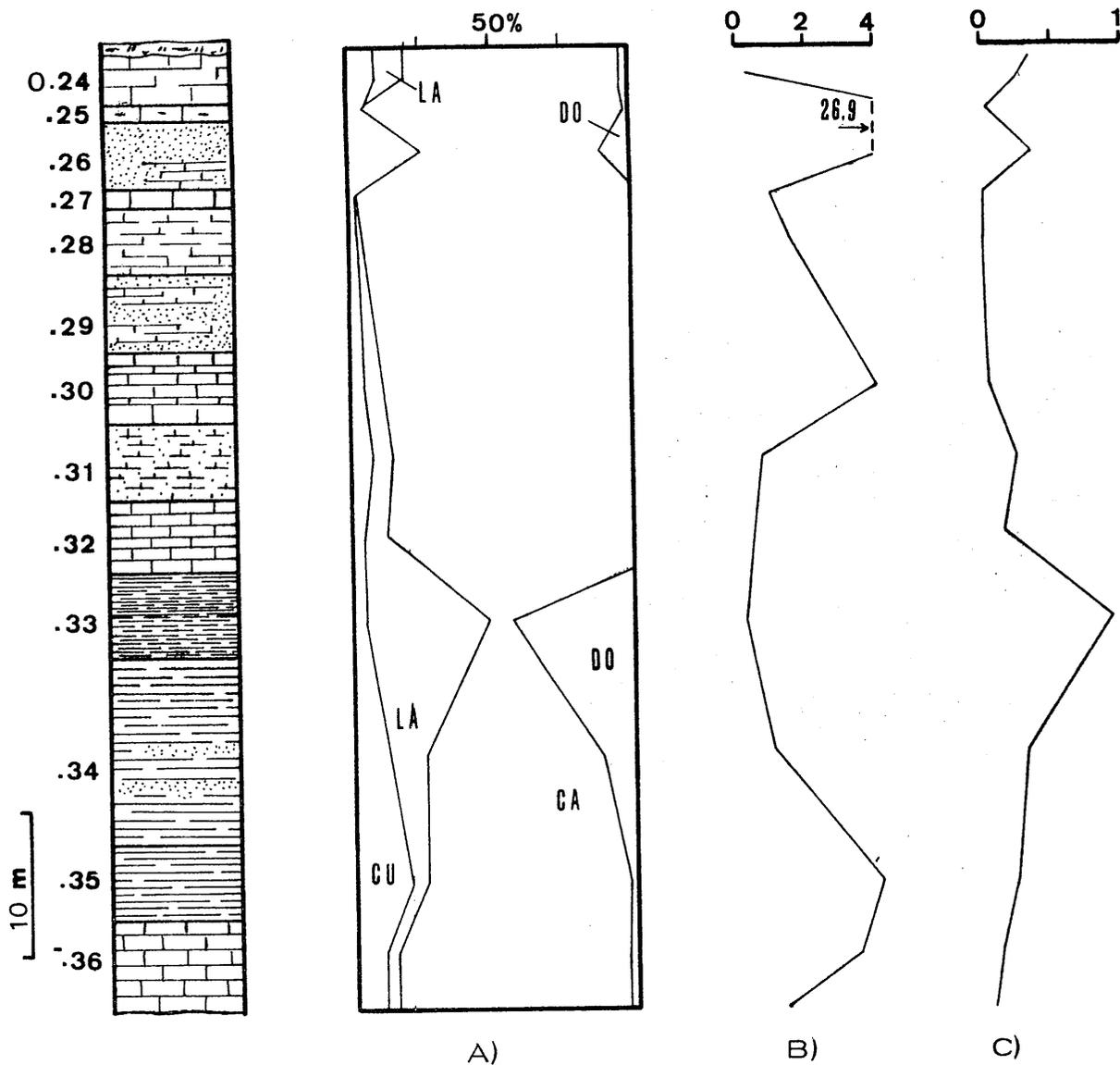


Fig.V.107. Columna litológica "Orce". A) Composición mineralógica total. B) Variación de la relación cuarzo/laminar. C) Variación de la relación cuarzo más laminar/carbonatos.

La presencia de cuarzo es constante en todos los tramos, pero siempre en cantidades muy pequeñas. Algo similar sucede con los minerales laminar, que incluso llegan a representar menos del 2% en los niveles - O-25 y O-26.

TABLA V.68 Composición mineralógica global.

Muestra	Cuarzo	Calcita	Dolomit.	Lamina.	Otros
0-24	9	79	2	10	
0-25	6	94	1	-	
0-26	26	63	11	-	
0-27	2	98	-	1	Fd.
0-28	2	95	-	3	
0-30	5	90	-	5	Fd.
0-31	7	84	-	9	
0-32	4	89	-	7	
0-33	4	6	46	44	Fd.
0-34	12	65	11	12	Fd.
0-35	19	73	2	6	Fd.
0-36	10	84	2	4	Fd.

Se ha detectado la presencia de feldespatos en varios niveles (tabla V.68.) pero sistemáticamente en cantidades reducidas a indicios.

De la comparación de las figuras V.107. (B) y (C) se podría suponer la existencia de dos etapas en las que dominó la erosión de tipo físico en el área fuente, las cuales coincidirían con el depósito de los materiales que constituyen el muro y el techo de la columna. Sin embargo, la fuerte proporción de carbonatos, en todo el corte nos obliga a tomar con cautela esta conclusión.

En la figura V.108. se ha representado, en un diagrama ternario, la composición global de las muestras de esta columna.

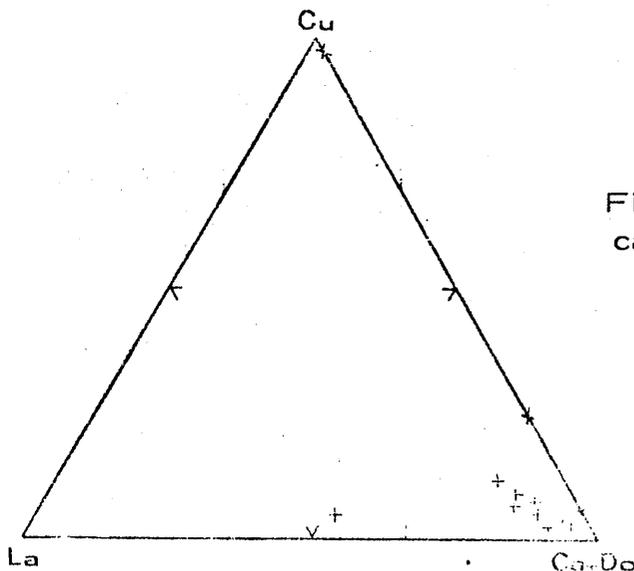


Fig.V.108. Composición mineralógica de la muestra total.

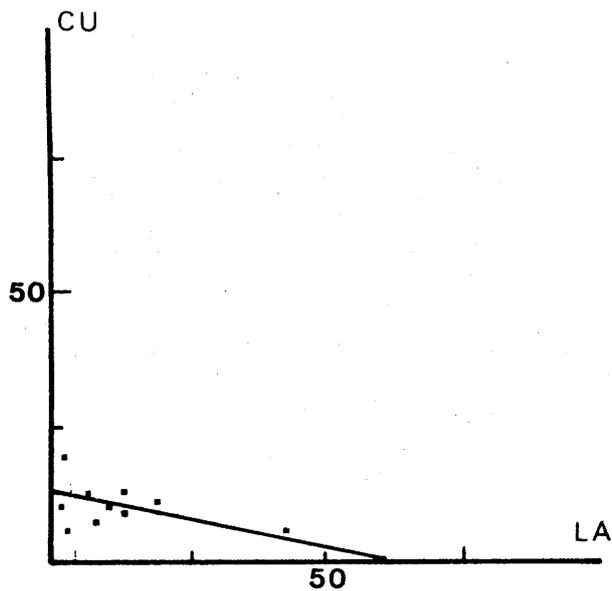


Fig.V. 109. Correlación gráfica cuarzo--minerales laminares.

$$r = -0,38$$

$$y = 12,90 - 0,20 x$$

El índice de correlación es bastante bajo; creemos que se debe a los pequeños porcentajes de ambos minerales en esta columna.

#### V. 4. 4. 3. Fracciones menor de 2 micras y entre 2 y 20 micras.

Los estudios realizados mediante difracción de rayos X nos han permitido - llegar a los resultados que se resumen en las tablas V. 69. y V. 70.

TABLA V. 69 Composición mineralógica. Fracción menor de dos micras

Muestra	Ilita	Parag.	Caolin.	Clort.	Montm.	Palig.	Otros
0-24	33	i	-	5	41	21	
0-25	27	-	-	2	6	65	(I-Cl)
0-26	31	i	-	5	5	59	(I-Cl)
0-27	33	i	-	12	9	46	
0-28	51	i	6	9	13	21	I <sub>d</sub>
0-30	33	i	4	6	35	21	(I-Cl)
0-31	52	-	3	7	4	34	(I-Cl)
0-32	54	-	4	10	8	24	(I-Cl)
0-33	32	i	2	4	10	52	Goet.
0-34	44	i	3	7	25	21	I <sub>d</sub>
0-35	38	-	-	2	14	46	
0-36	43	i	13	14	10	20	I <sub>d</sub>

TABLA V.70 Composición mineralógica. Fracción comprendida entre 2-20 $\mu$ 

Muestra	Cuarzo	Lamin.	Mica	Parag.	Caolin.	Clort.	Montm.	Otros
0-24	48	52	80	9	4	7	-	(Cl-Mo)
0-25	50	50	80	8	5	7	-	Fd.
0-26	62	38	77	6	i	17	-	
0-27	75	25	78	10	5	7	-	
0-28	74	26	78	5	11	6	-	(I-Mo)
0-30	38	62	78	13	4	5	-	Fd.
0-31	54	46	76	11	-	13	-	(Cl-Mo), Fd.
0-32	31	69	82	8	-	10	-	
0-33	71	29	83	8	7	5	-	(Cl-Mo), Fd.
0-34	67	33	86	5	-	9	-	Fd.
0-35	45	55	98	2	i	i	-	Palig(i)
0-36	49	51	76	14	5	5	-	Fd.

A partir de estos datos se ha confeccionado la figura V. 110.

En esta figura se observa cómo la relación cuarzo a laminares, en la fracción entre 2 y 20 micras, presenta frecuentes oscilaciones aunque estas se producen dentro de unos márgenes relativamente estrechos. Los porcentajes de cuarzo varían entre 31 y 75.

La ilita es el mineral fundamental, principalmente en la fracción de 2 a 20 micras. En esta fracción se presenta en cantidades muy uniformes a lo largo de toda la columna (su media está alrededor del 80%). En la fracción menor de 2 micras, sus proporciones son sensiblemente más bajas (la media es 40% del total). En esta misma fracción aparece ilita degradada en tres niveles (O-28, O-34 y O-36).

La paragonita, en la fracción limo, se presenta sistemáticamente en toda la columna. Sus proporciones oscilan entre 2% y 14%. En la fracción inferior a 2 micras, en general, no aparece y cuando existe es en cantidades no cuantizables.

La caolinita, como puede verse en la figura V. 110. presenta una distribución muy irregular. Sus porcentajes para la fracción menor de 2 micras son sensiblemente inferiores a los que se dan en la fracción de 2-20 micras.

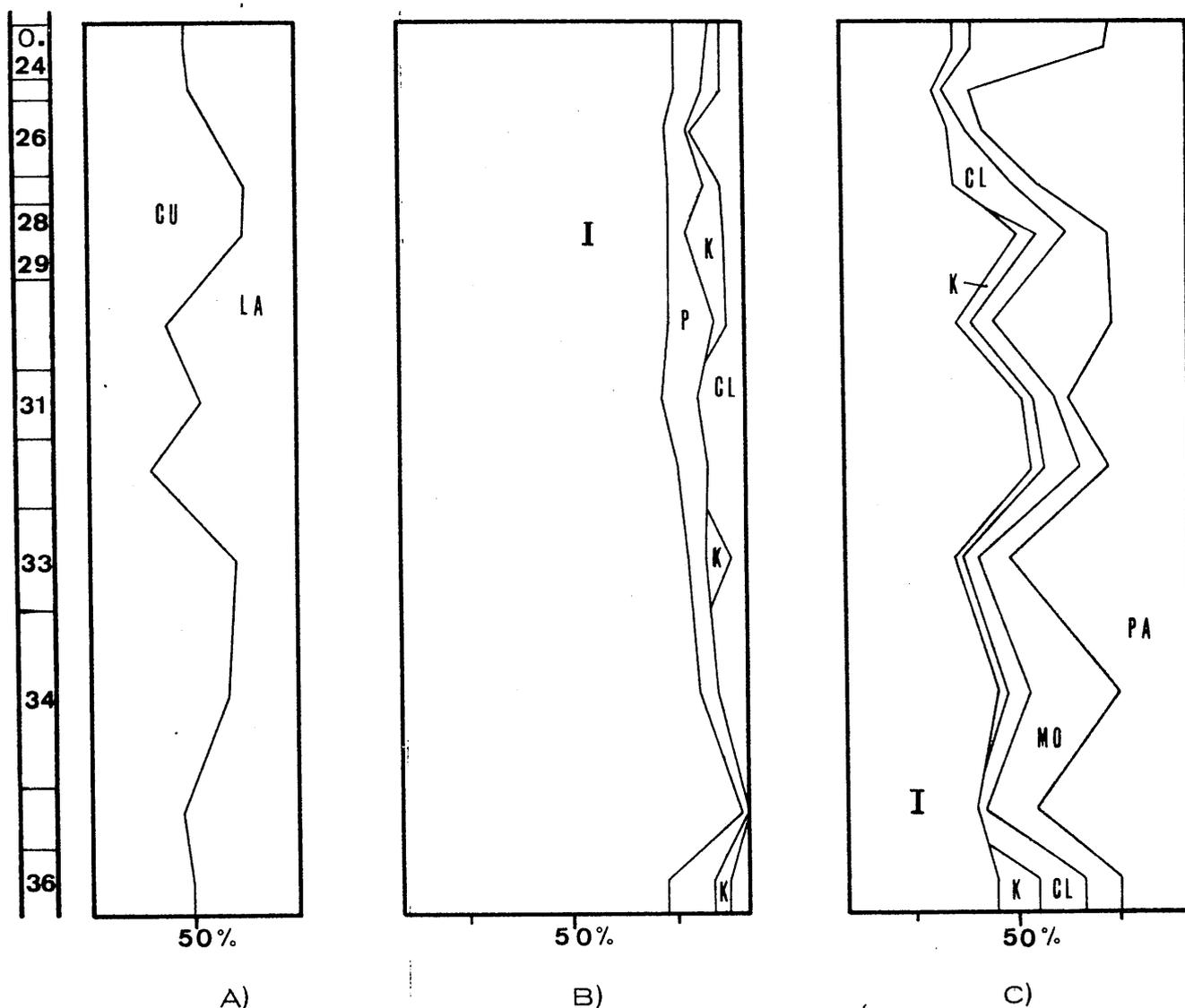


Fig.V. 110. Variación en la vertical de la composición mineralógica de la columna "Orce". A) Cuarzo y minerales laminares en la fracción de 2 a 20 micras. B) Minerales de la arcilla en la fracción de 2 a 20 micras. C) Minerales de la arcilla en la fracción menor de 2 micras.

La clorita, en cualquiera de las dos fracciones, aparece constantemente en todas las muestras.

La montmorillonita se encuentra ausente totalmente en la fracción limo; - sin embargo en la fracción de tamaño inferior llega incluso al 41% del - total (\$-24).



La mayoría de puntos quedan englobados dentro de una banda que para la suma clorita--caolinita oscila desde 3% a 15%.

En las figuras V. 112. y V. 113. se representan las correlaciones que se dan entre diferentes parejas de minerales.

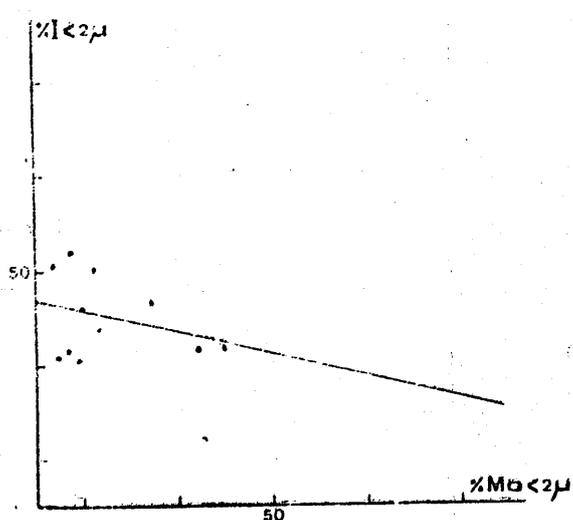


Fig. V. 112.  
 $r = -0,32$   
 $y = 43,00 - 0,23x$

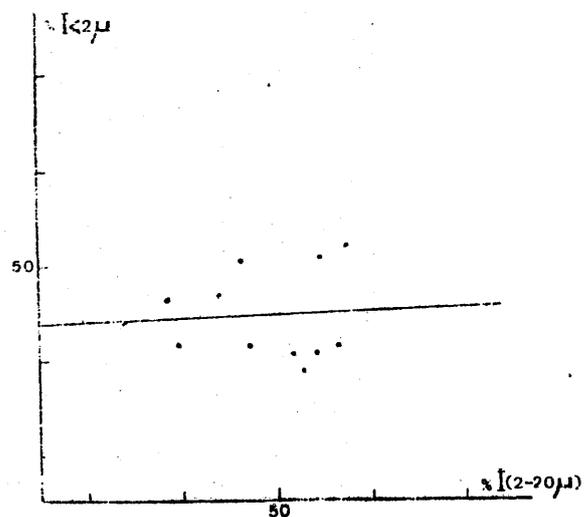


Fig. V. 113.  
 $r = 0,10$   
 $y = 0,04 + 37,60x$

--La correlación es poco significativa en cualquiera de los dos casos. El valor del coeficiente de correlación es siempre inferior a 0,32.

#### V. 4. 4. 4. Parámetros cristaloquímicos.

##### Montmorillonita.

En la tabla V. 71. se resumen los valores obtenidos, a partir de los difractogramas de rayos X, del índice de cristalinidad de Biscaye y del grado de hinchamiento de la montmorillonita en las diferentes muestras de esta columna. Como ya se comentó anteriormente, al no existir este mineral en la fracción de tamaño limo, los valores que se dan se refieren exclusivamente a la fracción menor de 2 micras.

TABLA. V.71

Muestra	V/P	G.H.(A)	Muestra	V/P	G.H.(%)
0-24	0,70	17,5	0-31	0,56	16,5
0-25	-	-	0-32	0,61	18,0
0-26	-	17,1	0-33	0,22	17,5
0-27	-	18,1	0-34	0,77	17,3
0-28	0,73	18,2	0-35	0,29	17,7
0-30	0,78	16,5	0-36	0,70	17,2

Del examen de la tabla se extraen las siguientes consideraciones.

Los valores del índice de cristalinidad oscilan entre amplios márgenes. Los extremos son 0,22 y 0,78. Los valores más bajos corresponden a los niveles que presentan mayores porcentajes de minerales detríticos. Por otra parte, las montmorillonitas con cristalinidad más alta aparecen en las muestras que contienen mayores cantidades de carbonatos.

El grado de hinchamiento varía entre 15,65 A y 18,21 A.

Micas. En la fracción de 2 a 20 micras se han medido diferentes parámetros cristalquímicos correspondientes a la illita y la paragonita. Estos datos se exponen en la tabla V. 72.

TABLA. V.72

Muestra	$b_0$ en Å	(00,10)Å Illita	(00,10)Å Par.	$\Delta 2\theta$ $d_{00,10}$ I-Par
0-24	9,0138	1,9947	1,9262	1,70
0-25	9,0120	1,9932	1,9247	1,72
0-26	-	1,9926	1,9239	1,71
0-27	9,0098	1,9942	1,9260	1,70
0-28	9,0174	1,9935	1,9262	1,67
0-30	9,0198	1,9951	1,9268	1,69
0-31	9,0120	1,9935	1,9252	1,70
0-32	9,0072	1,9932	1,9260	1,68
0-33	9,0084	1,9947	1,9247	1,74
0-34	9,0072	1,9974	1,9274	1,73
0-35	9,0108	1,9959	1,9254	1,73
0-36	9,0138	1,9943	1,9252	1,72

Con los datos referentes a la illita hemos llegado a los resultados, sobre su composición, que se citan en las tablas siguientes (tablas V. 73. y V. 74.).

TABLA. V.73

Muestra	Na/Na+K	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe	Mg
0-24	0,00	12,78	3,22	6,71	0,67	0,65
0-25	0,03	12,74	3,26	6,79	0,64	0,62
0-26	0,07	-	-	-	-	-
0-27	0,00	12,99	3,01	6,34	0,86	0,88
0-28	0,01	12,87	3,13	6,57	0,75	0,75
0-30	0,00	12,92	3,08	6,47	0,80	0,81
0-31	0,01	12,74	3,26	6,79	0,64	0,62
0-32	0,03	12,63	3,47	6,99	0,54	0,51
0-33	0,00	12,66	3,44	6,94	0,57	0,53
0-34	0,00	12,63	3,47	6,99	0,54	0,51
0-35	0,00	12,72	3,28	6,84	0,61	0,59
0-36	0,00	12,79	3,21	6,71	0,68	0,66

TABLA. V.75

Muestra	Ind. KUBLER (mm.)	Tamaño de cristal (A)	Grado de metamorfismo
0-24	32	211	Anquizona
0-25	-	-	-
0-26	-	-	-
0-27	24	309	Epizona
0-28	27	259	Anquizona
0-30	32	211	"
0-31	27	267	"
0-32	24	309	Epizona
0-33	28	251	Anquizona
0-34	28	251	"
0-35	-	-	-

La sustitución de Al en la capa octaédrica por Fe y Mg nos indica cierto grado de fengitización de estas illitas.

La sustitución de K por Na es prácticamente nula. El valor máximo se da en la muestra 0-26 donde no alcanza el 1%.

Los valores para el índice de Kubler oscilan desde 2,4 a 3,1 mm., lo que nos indica una cristalinidad alta de las illitas de esta columna. Los cristales tienen un tamaño que no supera prácticamente los 300 Å.

En las figuras V. 114. y V. 115. se han representado los histogramas de distribución de frecuencias para los valores de  $b_0$  y de los espaciados 0,0,10 de las illitas.

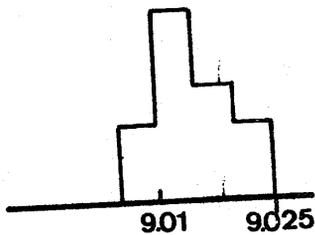


Fig. V. 114.

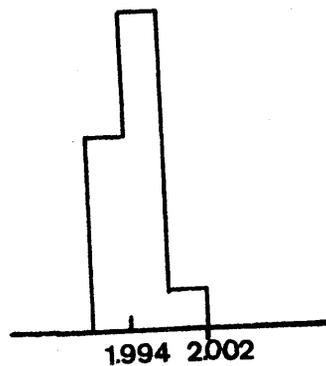


Fig. V. 115.

Como puede observarse los valores de  $b_0$  oscilan entre 9,005 y 9,025 Å y presentan un máximo para un valor ligeramente superior a 9,01 Å. El espaciado basal varía desde 1,990 hasta 2,002 siendo la mayor frecuencia próxima a 1,99 Å.

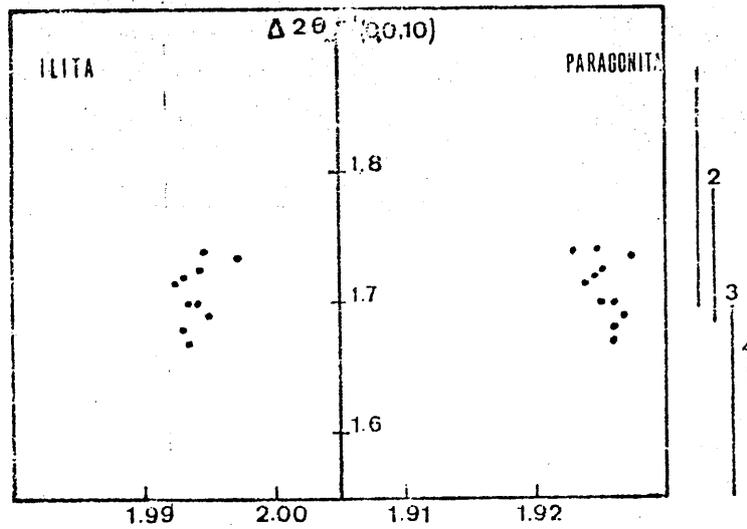


Fig. V. 116. Variación del espaciado de ilitas y paragonitas en función del incremento angular  $2\theta$  de las reflexiones 0, 0, 10.

1. Manto del Veleta.
  2. Filitas alpujárnides
  3. Unidad de la Caldera.
  4. Unidad de las Sabinas
- (Según Martín Ramos, 1976).

En la figura anterior se observa cómo la diferencia angular a que aparecen estas dos reflexiones en los difractogramas de A. O. varía entre 1,66 y 1,74.

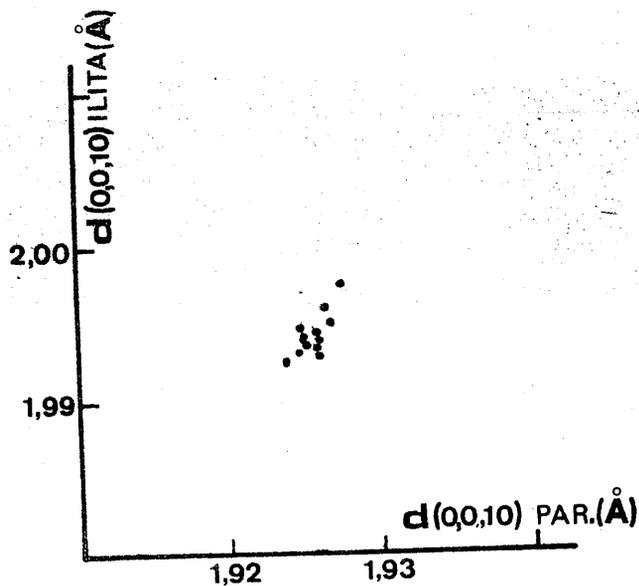


Fig. V. 117. Relación entre los espaciados correspondientes a las reflexiones 0, 0, 10 de ilita y paragonita.

Observamos cómo las muestras se agrupan en un campo muy restringido. Existe una gran similitud entre los valores encontrados en las micas de esta columna y los que cita MARTIN RAMOS (1976) para las micas de las filitas alpujarrides. Se llega a la misma conclusión al estudiar la figura anterior, que nos indica, además, una unidad genética similar para ambas micas.

## RESUMEN DE LA FORMACION DE BAZA .

Entre las columnas litológicas estudiadas en esta formación existen diferencias, en cuanto a litología, que merecen señalarse. En Cuevas del Campo, - el Puntal y Orce están formadas por una alternancia de niveles calizos o margosos y niveles de limos o de arenas y limos. Estos últimos materiales presentan contenidos bastante altos en carbonatos. En Baza Norte, sin embargo, la trama de toda la columna la constituyen los niveles calcáreos; por otra parte aparecen niveles continuos de yeso muy replegados, hecho que no se presenta en las restantes series. En algunos niveles de estos, hemos encontrado cristales de yeso, pero nunca llegan a formar bancos continuos.

La composición mineralógica global es muy similar en todas las columnas. El contenido en cuarzo y laminares es más elevado en Cuevas del Campo y El Puntal; sin embargo, en las otras dos series dominan los carbonatos. En Baza Norte la calcita únicamente aparece en tres niveles y en porcentajes inferiores a los de las restantes columnas. Algo muy similar sucede con la dolomita pero en la columna de Orce. El yeso, en Baza Norte, aparece a lo largo de toda la serie; no obstante es inexistente en los restantes casos, excepto en los cuatro niveles más altos de Cuevas del Campo.

En todas las columnas se han identificado los siguientes minerales de la arcilla: illita, paragonita, caolinita, clorita, montmorillonita y paligorskita.

Los mayores porcentajes de illita se encuentran en Cuevas del Campo y El Puntal. La caolinita y clorita presentan contenidos muy similares en todos los casos, siempre en porcentajes inferiores al 7%. La paragonita es el mineral menos abundante, incluso falta en numerosos niveles sobre todo en las columnas Cuevas del Campo y Orce. En todos los niveles de esta última columna litológica se encuentra la paligorskita en cantidades bastante altas (desde 21 a 65%). En Cuevas del Campo aparece, casi constantemente, en toda la mitad inferior de la serie y también en cantidades notables. Sin embargo, en El Puntal y Baza Norte sólo se ha detectado en un nivel.

La cristalinidad más elevada, de la montmorillonita, aparece en Baza Norte; la más pobre en El Puntal.

Los índices de Kubler de las illitas de estas dos columnas son los más bajos (aproximadamente 2,2 mm). En cambio, en Cuevas del Campo y Orce los valores medios de dichos índices son bastante más elevados (2,68 y 2,77 mm) respectivamente.

Los valores más frecuentes del  $b_0$  de las illitas caen dentro de intervalos muy próximos entre sí en las cuatro columnas litológicas (entre 9,01 y 9,015 Å). Debemos señalar, no obstante, que en Cuevas del Campo además de este máximo existe otro comprendido entre 9,00 y 9,005 Å.



### V. 5. 1. Columna "Caniles".

Se sitúa al SE. de la población de Caniles, dentro de la hoja de Baza - (nº 904). Sus coordenadas U.T.M. son:

Techo	246	424
Muro	253	433

Se ha levantado, en parte, por la carretera comarcal de Caniles a Fiñana. Los materiales están subhorizontales, y la potencia aproximada de la columna es de 54 metros.

#### V. 5. 1. 1. Litología.

Se observa, en la columna, un dominio casi absoluto de materiales detríticos; mayoritariamente conglomerados y arenas. Los cantos están constituidos por materiales esquistosos y calizo-dolomíticos de la zona Bética, s. str. El cemento de los conglomerados es arenoso con escasos carbonatos.

Las arenas están constituidas por fragmentos de rocas metamórficas, cuarzo y feldespatos. El color que adquieren es gris o pardo oscuro.

En la base de la columna se presenta un nivel de calizas margosas de color blanco amarillento con gran cantidad de *Clinocardium* y *Cerastodermas*. Se encuentra intercalado entre los dos únicos niveles de arcillas que existen en la columna, los cuales contienen frecuentes concreciones de limonita.

#### V. 5. 1. 2. Mineralogía global.

En la figura V. 119. se presenta la variación, en vertical, de la mineralogía global de la columna, y en la tabla V. 76. los resultados del análisis cuantitativo.

Las especies mineralógicas detectadas, por difracción de rayos X, son las siguientes: calcita, dolomita, cuarzo, minerales laminares, feldespatos y hematites.

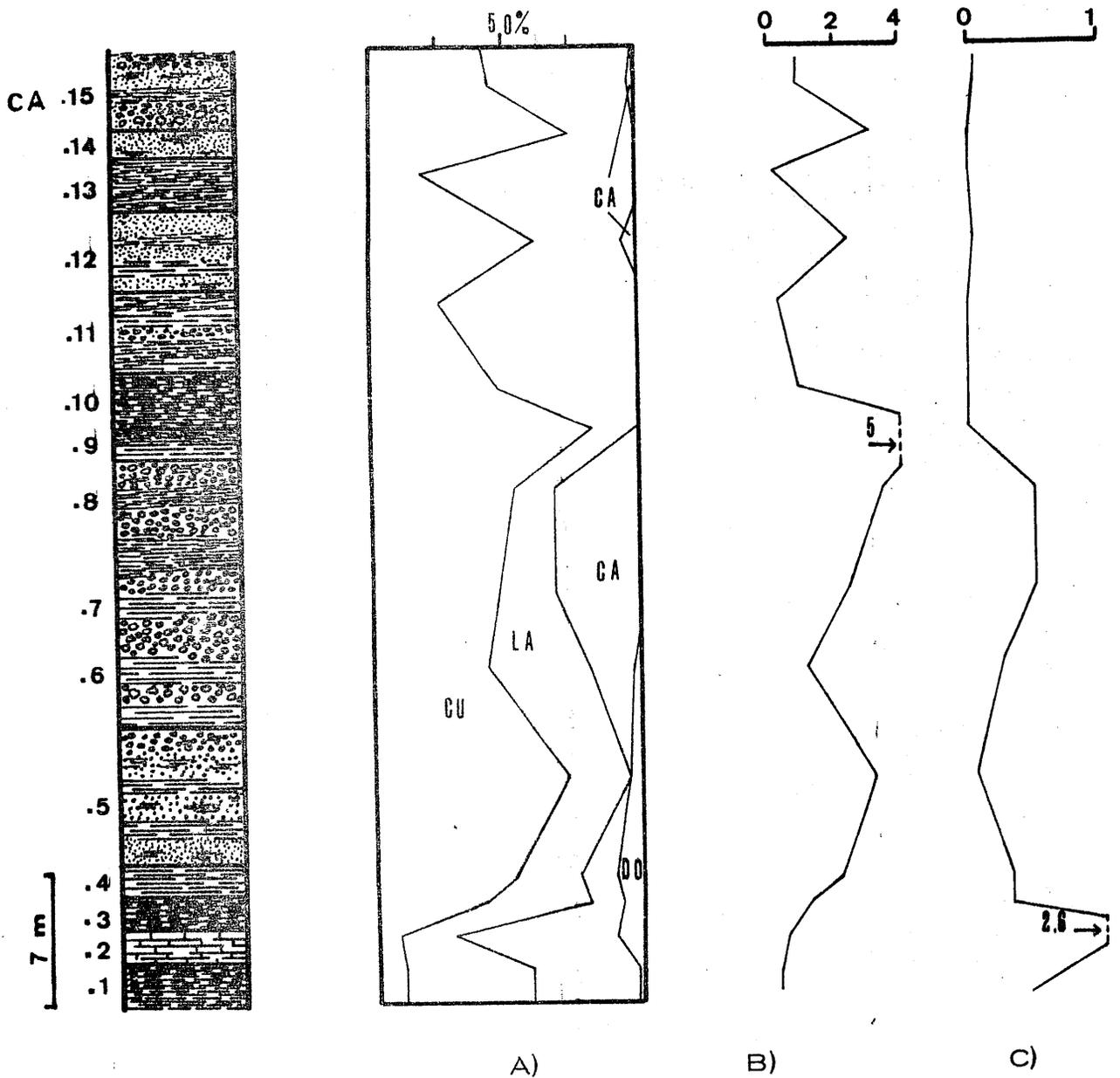


Fig.V.119. Columna litológica "Caniles". A) Composición mineralógica global. B) Variación de la relación cuarzo/minerales laminares. C) Variación de la relación carbonatos/cuarzo más minerales laminares.

TABLA V.75 Composición mineralógica global.

Muestra	Cuarzó	Calcita	Dolomita	Laminar.	Otros
CA-15	45	4	-	51	Hemt.
CA-14	76	-	-	24	Hemt, Fd.
CA-13	18	-	-	82	Hemt.
CA-12	66	6	-	27	Hemt, Fd.
CA-11	25	-	-	75	
CA-10	47	-	-	53	
CA-9	83	-	-	17	
CA-8	54	31	-	15	Hemt, Fd.
CA-7	48	31	-	21	Hemt, Fd.
CA-6	42	18	3	37	Hemt.
CA-5	73	-	4	23	Fd.
CA-4	51	14	10	25	Fd.
CA-3	39	15	9	37	
CA-2	7	63	10	20	Aragonito
CA-1	8	42	2	48	Aragonito

La calcita se presenta muy irregularmente; así falta en varios tramos, principalmente en los situados en la parte superior de la columna. Pensamos que en la mayoría de los casos entraría a formar parte del cemento de los niveles conglomeráticos, sin embargo en los niveles inferiores se formaría por precipitación química.

La dolomita únicamente aparece en los tramos más bajos del corte, y siempre en porcentajes inferiores al 10%. Por encima del nivel CA-6 desaparece bruscamente.

El cuarzo es el mineral fundamental en esta columna. Presenta una notable disminución en los dos tramos más cercanos al muro. Sus proporciones varían entre 7% en la muestra CA-2 hasta 83% en CA-9. La variación en la vertical nos puede señalar distintas etapas en cuanto a la importancia de los aportes terrígenos.

Los feldespatos y la hematites aparecen en casi todas las muestras (ver tabla V. 75.), pero siempre en cantidades despreciables. El aragonito, sólo se ha encontrado en dos muestras (CA-1 y CA-2), en cantidades no cuantizables.

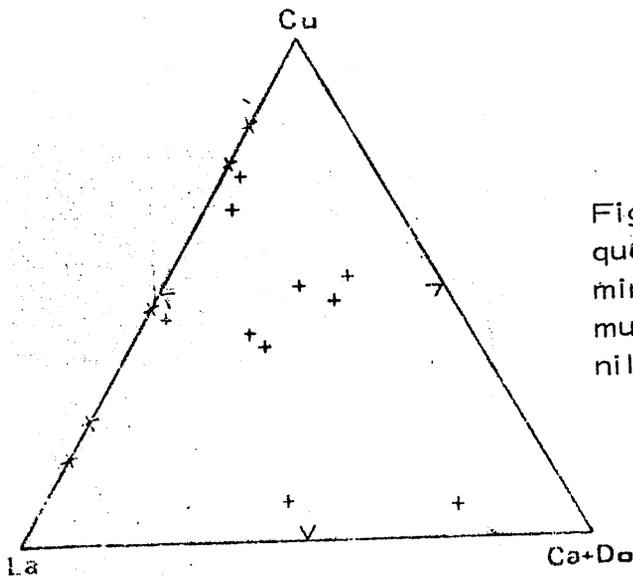


Fig. V. 120. Diagrama ternario que representa la composición mineralógica global de las muestras de la columna de "Cañiles".

Se observa que las muestras se agrupan en tres zonas. Una de ellas se dispone según la recta Cuarzo-laminares=100 ó muy próxima a esta recta. Otra zona reúne los puntos que tienen porcentajes, prácticamente similares de cuarzo, laminares y carbonatos. Y por último, dos muestras (CA-1 y CA-2) en las que el cuarzo es francamente minoritario.

En la figura V. 121. se representa la correlación existente entre el cuarzo y los minerales laminares en las diferentes muestras estudiadas.

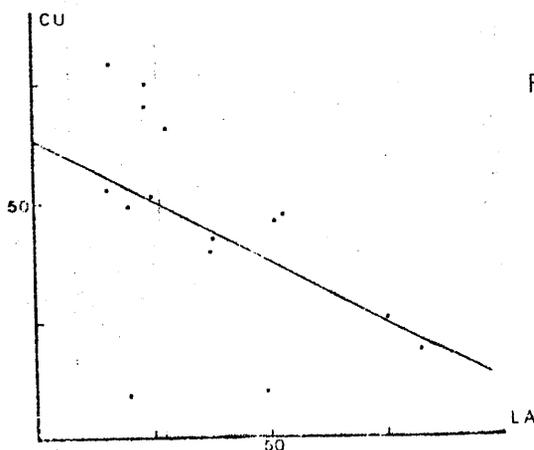


Fig. V. 121. Correlación lineal de la pareja Q-laminares.

$$r = -0,48$$

$$y = 63,50 - 0,50x$$

### V. 5. 1. 3. Fracciones menor de 2 micras y entre 2 y 20 micras.

La composición mineralógica de la fracción arcilla, así como la corres -

pendiente a la fracción comprendida entre dos y veinte micras se recoge en la tabla V.76 y V.77. en las que se presenta una estimación de los porcentajes relativos de cada mineral.

TABLA V.76 Composición mineralógica.Fracción menor de dos micras

Muestra	Elita	Parag.	Caolin	Clort.	Montm.	Palig.	Otros
CA-15	44	3	8	14	31	-	Goet. I <sub>d</sub>
CA-14	48	4	6	5	34	-	Goet.
CA-13	64	7	10	4	15	-	
CA-12	46	3	5	5	41	-	Goet.
CA-11	71	5	7	7	10	-	(I-Mo)
CA-10	61	5	26	6	2	-	(Cl-Mo),Lepid.
CA-9	66	5	18	6	5	-	(Cl-Mo),Lepd.
CA-8	71	7	7	5	10	-	(I-Mo),Goet.
CA-7	57	7	8	6	22	-	Goet.
CA-6	71	11	4	5	9	-	Goet.
CA-5	19	3	-	9	70	-	(Cl-Mo),I <sub>d</sub>
CA-4	45	5	-	5	45	-	Goet.
CA-3	40	4	2	4	50	i	
CA-2	46	5	9	6	34	i	
CA-1	44	3	8	6	39	i	Goet.

TABLA V.77 Composición mineralógica.Fracción comprendida entre 2-20 micras

Muestra	Cuarzo	Lamin.	Mica	Parag.	Caolin.	Clort.	Montm.	Otros
CA-15	42	58	78	9	6	7	i	
CA-14	41	59	76	11	6	7	i	Goet.
CA-13	54	46	76	8	8	8	i	
CA-12	46	54	80	8	6	6	-	(Cl-Mo)
CA-11	48	52	83	7	3	7	-	(Cl-Mo)
CA-10	40	60	81	7	7	5	-	
CA-9	52	48	74	9	8	9	i	Lepido.Goet
CA-8	51	49	83	7	4	6	i	(Cl-Mo),Fd
CA-7	54	46	85	7	3	5	i	
CA-6	43	57	83	6	5	6	i	
CA-5	35	65	79	6	4	6	3	(Cl-Mo)
CA-4	56	44	77	7	5	8	3	
CA-3	34	66	73	8	8	5	6	(I-Cl)
CA-2	44	56	77	7	10	5	2	(Cl-Mo)
CA-1	53	47	78	7	6	7	2	Goet.

Con estos datos se ha confeccionado la figura V.122.

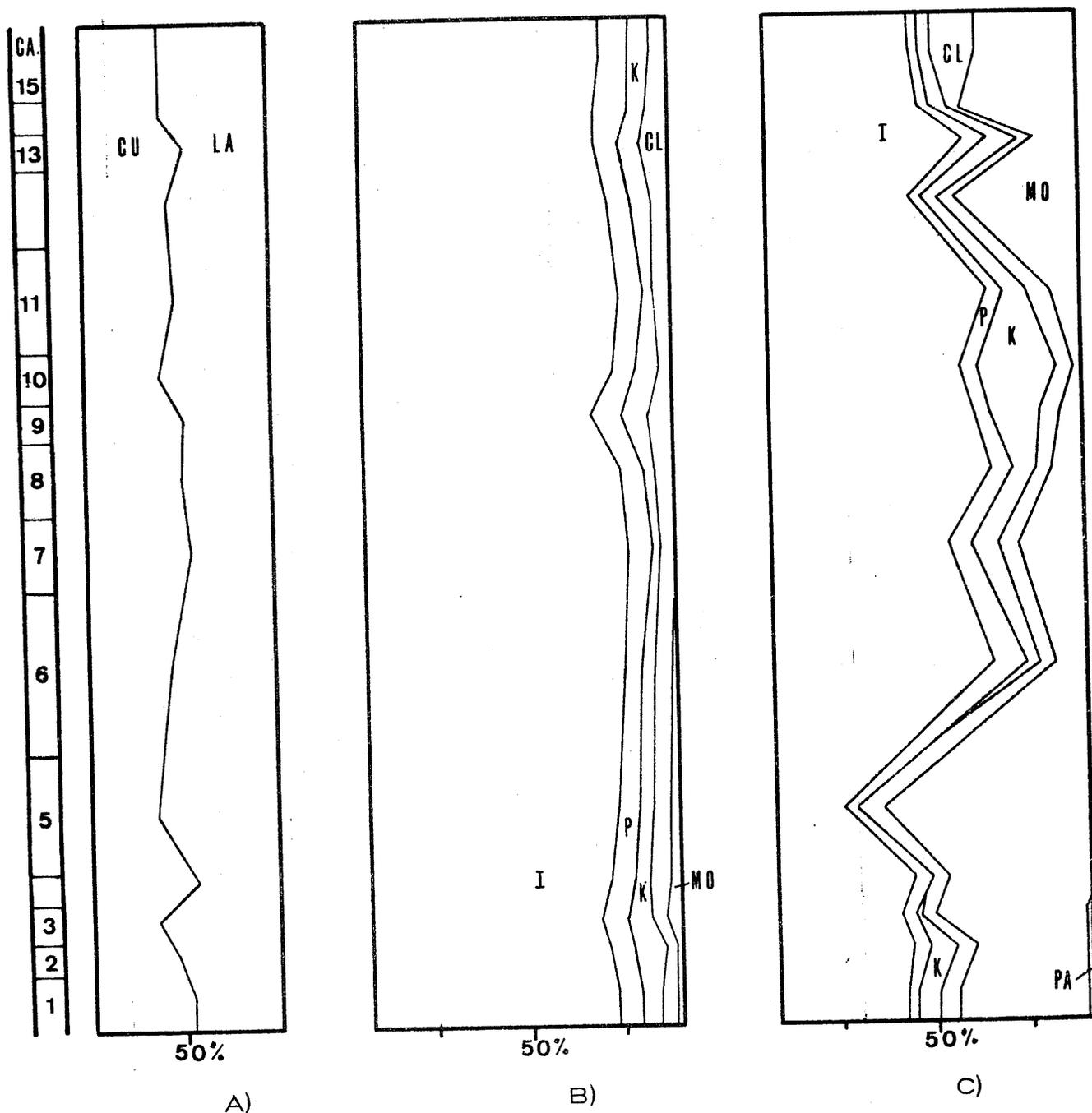


Fig. V. 122. Esquema de variación mineralógica en la columna litológica. A) Variación de cuarzo y laminas en la fracción entre 2 y 20 micras. B) Variación en la vertical de laminas en la fracción entre 2 y 20 - micras. C) Mineralogía de filosilicatos en la fracción menor de 2 micras.

En general, se trata de muestras cuya relación cuarzo/laminas, en la fracción entre 2 y 20 micras, es bastante homogénea. Esta relación en la mayoría de los niveles está próxima a la unidad.

La illita es el mineral más abundante. En la fracción de 2 a 20 micras se presenta con porcentajes sensiblemente constantes a lo largo de toda la columna (varian entre 73 y 85). En la fracción arcilla se encuentra en cantidades que oscilan desde un 19 a un 72%. Los niveles que contienen mayores proporciones de este filosilicato son los situados en la zona intermedia de la columna. En esta misma fracción se ha detectado illita degradada en las muestras CA-5 y CA-15.

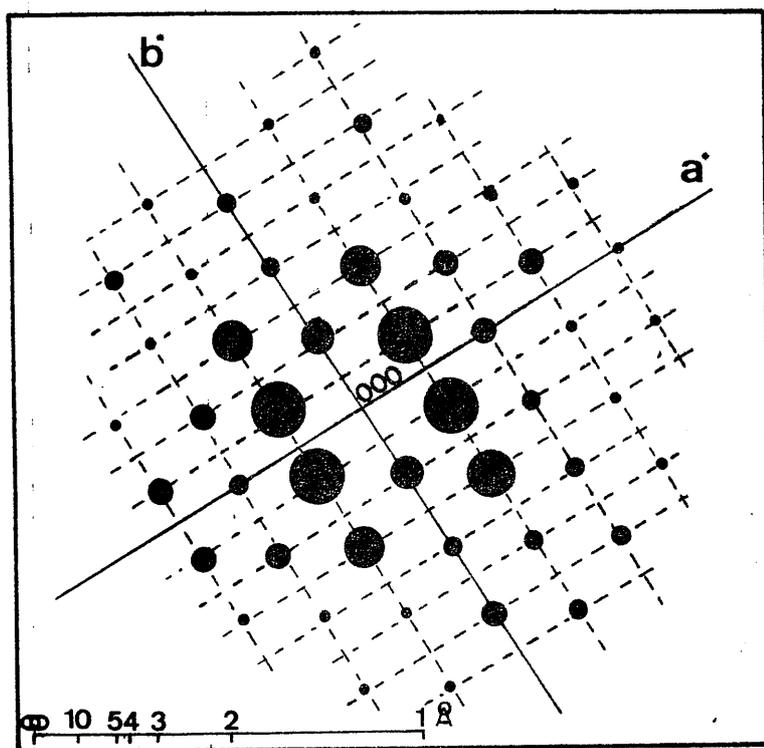


Fig.V. 123. Diagrama de difracción de electrones del cristal que se observa en la microfotografía 1, lámina IV. - Nivel  $hk0$  de la red recíproca asociada a la illita de dicha fotografía.

En las microfotografías y diagramas de difracción de electrones que se muestran en la lámina IV pueden efectuarse las siguientes observaciones:

-- red pseudo-hexagonal, con un plano de simetría bien determinado que tiene la orientación del eje  $a$  recíproco y un eje de simetría que en el esquema hacemos coincidir con el eje  $b$  recíproco.

-- como el haz de electrones es perpendicular a la dirección 001, la condición necesaria de difracción es que  $h+k=2n$ , lo que inicialmente representa una red espacial centrada en el interior, que podría corresponder tanto a una illita  $2M_1$  como a una caolinita tipo T.

-- la relación entre los ejes  $a_0$  y  $b_0$  cumple la condición general de los filosilicatos  $a = b/3$  ( $b_0 = 9 \text{ \AA}$ ;  $a_0 = 5,2 \text{ \AA}$ ).

-- teniendo en cuenta la frecuente presencia de illitas  $2M_1$  (C 2/c) en sedimentos, el hábito del cristal presente en la microfotografía y su diagrama de difracción no parece arriesgado afirmar que se trata de una illita.- De hecho, los factores de estructura coinciden, aproximadamente, con los calculados por RADOSLOVICH (1954) (hay que hacer la salvedad de que las estimaciones de la intensidad en la fotografía ha sido visual, lo cual puede dar lugar a estimaciones erróneas).

-- se observan desdoblamientos de algunos puntos que podrían corresponder a imperfecciones del cristal, debidas a un crecimiento de tipo helicoidal.

La parágonita aparece sistemáticamente en la fracción entre 2 y 20 micras, así como en la fracción arcilla. Son mayores sus proporciones en la fracción de tamaño limo.

La caolinita, en la fracción de 2 a 20 micras, se presenta a lo largo de toda la columna; sin embargo, en la fracción menor de 2 micras falta en dos niveles (CA-4 y CA-5). Merece destacarse que en la zona intermedia de la columna llega a superar el 17% (muestras CA-9 y CA-10).

La clorita, en ambas fracciones, se encuentra constantemente. En general, son más altos sus porcentajes en la fracción entre 2 y 20 micras. Por otro lado, se aprecia cómo en la fracción arcilla sus proporciones son inferiores a los de la caolinita.

La montmorillonita en la fracción entre 2 y 20 micras, cuando se presenta lo hace, casi siempre, en cantidades no cuantizables. En la fracción-arcilla, en general, aparece en cantidades notables; sus porcentajes oscilan entre el 2 en CA-10 y 70% en el tramo CA-5.

La paligorskita únicamente se ha detectado, como indicios, en los tres niveles más bajos de la columna (CA-1, CA-2 y CA-3).

Interestratificados. En la fracción entre 2 y 20 micras se han detectados tipos de interestratificados irregulares clorita-montmorillonita e illita-clorita. Los interestratificados constituidos por láminas de clorita y demontmorillonita se encuentran en cantidades destacables (en los tramos CA-1 y CA-5 pueden llegar a representar porcentajes similares a los de la suma clorita más caolinita). En los restantes casos sus proporciones pueden estimarse como indicios. En la fracción de tamaño arcilla existen, también, interestratificados de dos tipos: clorita-montmorillonita e illita--montmorillonita. Cualquiera de los dos tipos se presenta en cantidades no cuantizables.

Otros minerales, no laminares, identificados en esta columna han sido:

-- en la fracción de 2 a 20 micras: hematites, en todas las muestras. - Goethita en algunos niveles (CA-1, CA-9 y CA-14). Lepidocrocita, únicamente en el tramo CA-9. Feldespatos, como indicios, en la muestra CA-8.

-- en la fracción menor de 2 micras: cuarzo y goethita, en cantidades muy reducidas, en casi todos los niveles. Lepidocrocita en las muestras CA-9 y CA-10 (en los difractogramas de la muestra CA-9 las reflexiones de este mineral presentan intensidades muy notables; la reflexión a 6,27 Å de la lepidocrocita alcanza mayor intensidad que la reflexión a 7 Å).

En la figura V.124. se ha representado en un diagrama ternario la compo

sición mineralógica de las fracciones de tamaño arcilla.

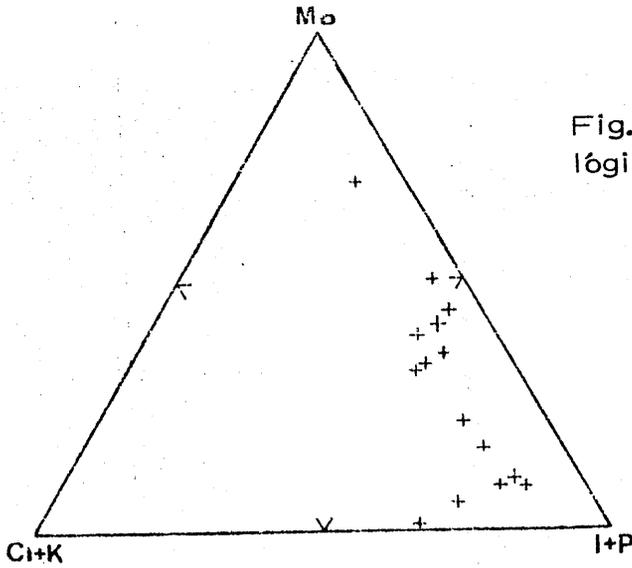


Fig. V. 124. Composición mineralógica de las fracciones arcilla.

En las figuras V. 125. y V. 126. se representan las correlaciones entre diferentes parejas de filosilicatos.

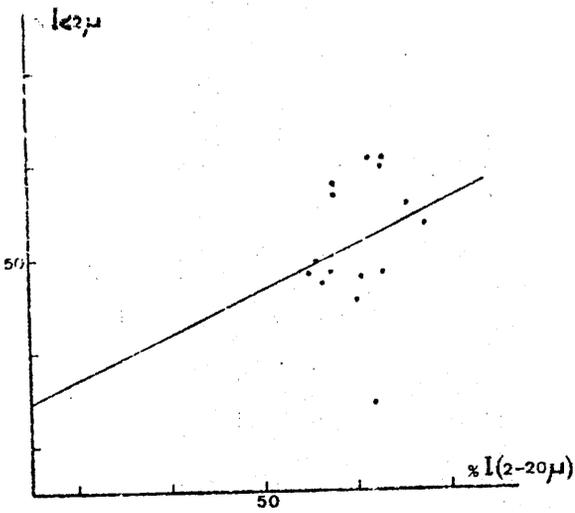


Fig. V. 125.  
 $r = 0,84$   
 $y = 0,47x - 19,60$

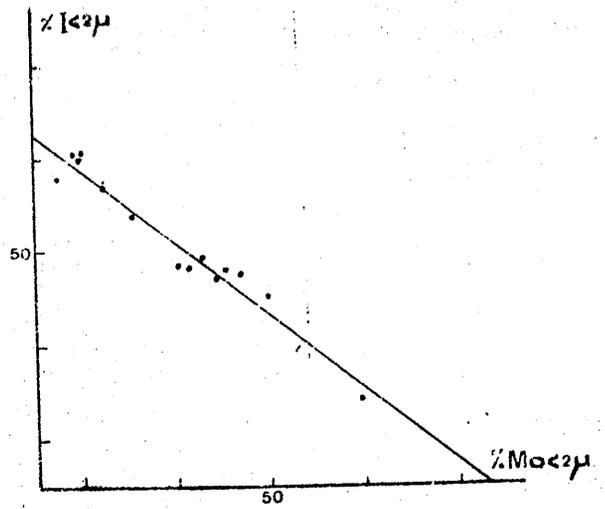


Fig. V. 126.  
 $r = -0,97$   
 $y = 75,60 - 0,78x$

#### V. 5. 1. 4. Parámetros cristaloquímicos.

Montmorillonita. En la tabla V. 78. se exponen los valores calculados a partir de los difractogramas de rayos X, del índice de cristalinidad de  $Bis$  caye y del grado de hinchamiento de la montmorillonita, para la fracción menor de 2 micras.

TABLA. V. 78

Muestra	V/P	G.H.(Å)	Muestra	V/P	G.H.(Å)
CA-15	0,91	16,8	CA-7	0,90	16,8
CA-14	0,81	17,0	CA-6	0,81	16,8
CA-13	0,46	17,6	CA-5	0,81	16,4
CA-12	0,80	17,0	CA-4	0,93	16,8
CA-11	0,60	17,2	CA-3	0,87	16,0
CA-10	0,34	16,6	CA-2	0,63	16,2
CA-9	0,46	16,8	CA-1	0,77	16,8
CA-8	0,77	16,8			

Se observa que los valores de cristalinidad obtenidos, en general, están próximos a la unidad, lo cual nos indica una elevada cristalinidad de las montmorillonitas. La gama de valores varía entre 0,34 y 0,93. Los índices de cristalinidad más bajos se corresponden con los niveles más pobres en montmorillonita (CA-9, CA-10, CA-11 y CA-13). El grado de hinchamiento oscila entre márgenes muy amplios (desde 16,00 a 17,60 Å). No se aprecia ninguna relación entre los dos parámetros.

Micas. Se han calculado, en la fracción de 2 a 20 micras, diferentes parámetros cristalográficos de las illitas y las paragonitas. Los valores obtenidos se presentan en las tablas V. 79. y V. 80.

TABLA. V.79

Muestra	$b_0$ en Å	(00,10)Å Ilita	(00,10)Å Par	$\Delta 2\theta$ $d_{00,10}$ I-Par
CA-15	9,0126	1,9874	1,9200	1,70
CA-14	9,0216	1,9885	1,9224	1,67
CA-13	9,0150	1,9915	1,9239	1,69
CA-12	9,0216	1,9901	1,9216	1,72
CA-11	9,0192	1,9893	1,9220	1,69
CA-10	9,0174	1,9908	1,9224	1,71
CA-9	9,0222	1,9943	1,9239	1,76
CA-8	9,0246	1,9956	1,9252	1,76
CA-7	9,0216	1,9933	1,9245	1,73
CA-6	9,0258	1,9893	1,9209	1,73
CA-5	9,0228	1,9907	1,9213	1,73
CA-4	9,0174	1,9901	1,9209	1,74
CA-3	9,0258	1,9935	1,9255	1,72
CA-2	9,0216	1,9985	1,9278	1,77
CA-1	9,0096	1,9935	1,9253	1,70

Con los datos relativos a las illitas se ha llegado a unos resultados sobre su composición que se exponen en las tablas siguientes.

TABLA. V.80

Muestra	Na/Na+K	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe	Mg
CA-15	0,44	12,76	3,24	6,77	0,65	0,63
CA-14	0,36	12,97	3,03	6,39	0,83	0,85
CA-13	0,15	12,81	3,19	6,67	0,70	0,69
CA-12	0,25	13,43	2,57	5,57	1,23	1,32
CA-11	0,31	12,91	3,09	6,49	0,78	0,79
CA-10	0,20	12,87	3,13	6,57	0,75	0,75
CA-9	0,00	12,98	3,02	6,37	0,84	0,86
CA-8	0,00	13,04	2,96	6,27	0,89	0,92
CA-7	0,02	13,25	2,75	5,87	1,08	1,14
CA-6	0,31	13,06	2,94	6,22	0,92	0,95
CA-5	0,21	12,99	3,01	6,34	0,86	0,88
CA-4	0,25	12,87	3,13	6,57	0,75	0,75
CA-3	0,01	13,06	2,94	6,21	0,92	0,95
CA-2	0,00	12,97	3,03	6,39	0,83	0,85
CA-1	0,01	12,69	3,31	6,89	0,59	0,56

TABLA. V.81

Muestra	Ind. FUBIER (mm.)	Tamaño de cristal (A)	Grado de metamorfismo
CA-15	33	201	Anquizona
CA-14	27	259	Anquizona
CA-13	29	243	Anquizona
CA-12	25	287	Epizona
CA-11	29	236	Anquizona
CA-10	23	334	Epizona
CA-9	27	267	Anquizona
CA-8	21	382	Epizona
CA-7	20	401	Epizona
CA-6	19	422	Epizona
CA-5	-	-	-
CA-4	30	211	Anquizona
CA-3	32	229	Anquizona
CA-2	-	-	-
CA-1	20	401	Epizona

En todas las muestras la relación Si/Al es mayor que 3 en la capa octaédrica. Este hecho, unido a la presencia constante de Fe y Mg en la capa octaédrica indica que las ilitas de esta columna son fengitas s.l.

El tamaño de los cristales según el eje  $c$  es generalmente pequeño, lo que nos puede señalar una cierta cercanía del área fuente.

La sustitución de K por Na varía grandemente de unos niveles a otros (44% en CA-15 a 0,00% en algunos niveles). Se observa una disminución del contenido en Na hacia el muro de la columna.

En las figuras siguientes (V. 127. y V. 128.) se han representado los histogramas de distribución de frecuencias para los valores de  $b_0(A)$  y de los espaciados basales  $d_{0,0,10}$  de las ilitas contenidas en esta columna.

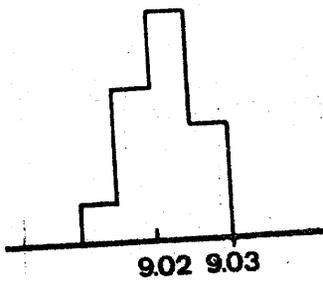


Fig.V. 127. Histograma de frecuencia de  $b_0$  en illitas.

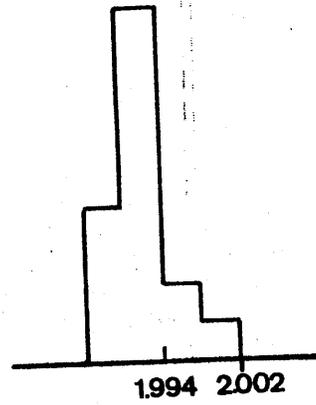


Fig.V. 128. Espaciados basales  $d_{0,0,10}$

Se observa que los valores de  $b_0$  varían dentro de amplios márgenes (de 9,010 a 9,010), presentando un máximo, no muy acusado, para un valor de  $b_0$  ligeramente superior a 9,020 A.

Los valores del espaciado basal oscilan entre márgenes más estrechos: de 1,986 a 2,002 A, siendo el más frecuente próximo a 1,994 A.

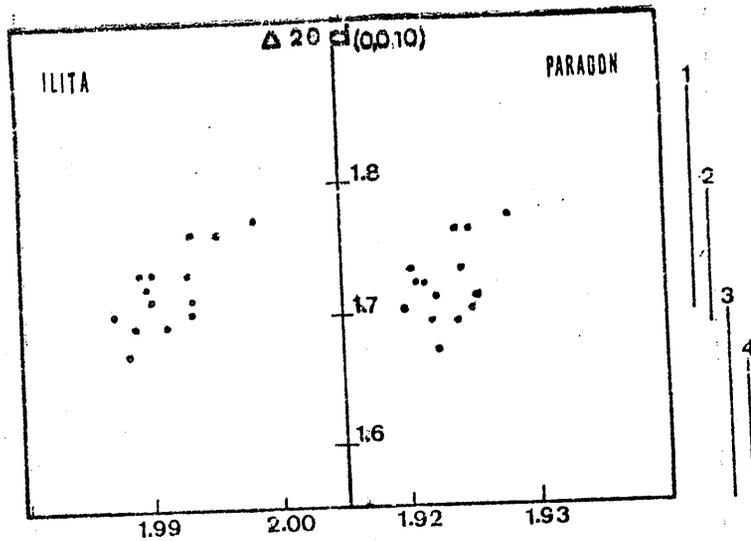


Fig.V. 129. Variación del espaciado basal de illitas y paragonitas en función del incremento angular  $2\theta$  de las reflexiones  $d_{0,0,10}$

- 1. Manto del Veleta.
  - 2. Filitas alpujarrides
  - 3. Unidad de la Caldera.
  - 4. Unidad de las Sabinas
- (Según Martín Ramos, 1976)

En la figura V.129. se observa cómo, prácticamente, todas las muestras se agrupan dentro de los límites de  $2\theta$  reseñados por MARTIN RAMOS - (1976) para las micas pertenecientes a la formación de filitas alpujarrídes.

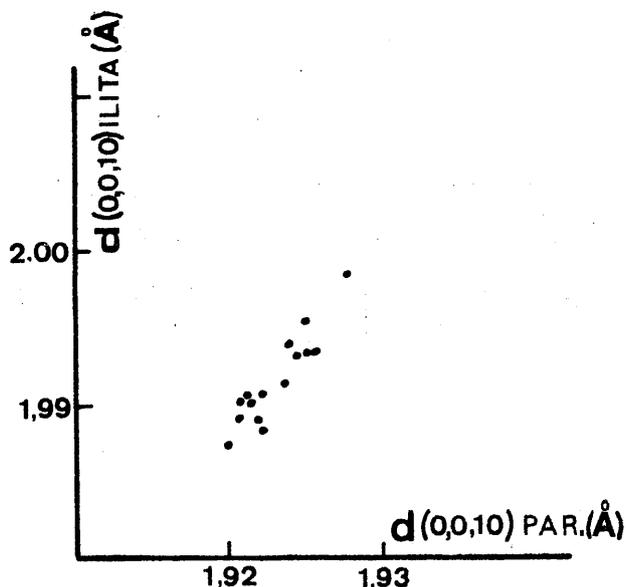


Fig. V.130. Relaciones entre los espaciados correspondientes a las reflexiones 0, 0, 10 de ilita y paragonita.

La dispersión, relativamente significativa, indica que las muestras pueden proceder de dos o más áreas fuentes. Una de estas podría ser, confirmando lo dicho anteriormente, las filitas alpujarrídes.

La correlación positiva que presentan la ilita y paragonita nos lleva a pensar en una misma unidad de origen y en una misma área fuente.

### V. 5. 2. Columna "Serón".

Esta columna se situa al W. de Serón, dentro de la hoja Cantoria (995).  
Sus coordenadas U.T.M. son:

Techo	544	133
Muro	542	134

Se ha levantado por la carretera local que une Baza con Serón; los tramos más bajos se localizan a la salida de esta última población. Los sedimentos de la formación Serón-Caniles en este punto presentan un ligero buzamiento hacia el N. La potencia, aproximada, de la columna es de 55 metros.

#### V. 5. 2. 1. Litología.

Los materiales que constituyen esta columna son, mayoritariamente, conglomerados y arenas; las lutitas son muy escasas, su mayor desarrollo lo presentan en el tramo SE-5.

Los conglomerados se encuentran en forma de niveles o de lentejones. Los cantos están constituidos, casi siempre, por micasquistos grafitosos. El tamaño es variable de unos tramos a otros, y también dentro de un mismo nivel.

Las arenas y areniscas están constituidas por fragmentos de micasquistos y de cuarzo; se observa, en ellas, algunas laminaciones. El color del conjunto es gris o marrón oscuro debido al fuerte contenido de fragmentos de micasquistos y otras rocas metamórficas.

Dentro del tramo SE-8 existe un nivel arrecifal, de una potencia aproximada, de 2-3 metros. Se encuentra intercalado entre materiales detríticos constituyendo biostromas (VERA, 1970 a). En la parte superior del arrecife se encuentran lumaquelas de ostras. Por sus características, podría corresponder a un arrecife costero (VERA 1970 a).

### V. 5. 2. 2. Mineralogía global.

En la figura V. 131. se representa la variación, en la vertical, de la mineralogía global de la columna. En la tabla V. 82. se resumen los valores del análisis cuantitativo.

TABLA V. 82 Composición mineralógica global.

Muestra	Cuarzo	Calcita	Dolomita	Laminar.	Otros
SE-12	42	-	-	58	Yeso, Hemt.
SE-10	53	5	-	42	Hemt.
SE-9	30	2	2	66	Hemt.
SE-8	53	3	i	44	Hemt.
SE-7	43	6	-	51	Hemt.
SE-6	45	5	i	50	Hemt.
SE-5	43	7	-	50	
SE-2	71	3	2	24	
SE-1	43	-	-	57	Yeso

Las fases cristalinas que componen la fracción íntegra son las siguientes: **calcita**, **dolomita**, **cuarzo**, **minerales laminares** y **hematites**.

La calcita aparece siempre en cantidades inferiores al 7%. No se encuentra en los tramos que constituyen el muro y el techo de la columna (SE-1 y SE-12).

La dolomita únicamente se ha detectado en tres muestras y siempre en cantidades despreciables (menos del 2% del total).

El cuarzo y los minerales laminares se encuentran constantemente a lo largo de la columna; representan, en conjunto, la casi totalidad de la fracción global.

La hematites se ha identificado en casi todos los niveles (únicamente no aparece en las muestras SE-2 y SE-5). Sus proporciones son, sistemáticamente, muy pequeñas.

Se ha detectado la presencia de yeso en el nivel más alto del corte (SE-12) en proporciones no cuantizables.

Los valores de la relación cuarzo/laminares están próximos a la unidad -

en toda la columna, excepto en el tramo SE-2 que aumenta ligeramente. Este hecho nos puede indicar la existencia de una etapa de fuerte velocidad de desmantelamiento del área fuente durante el depósito de los sedimentos de este nivel.

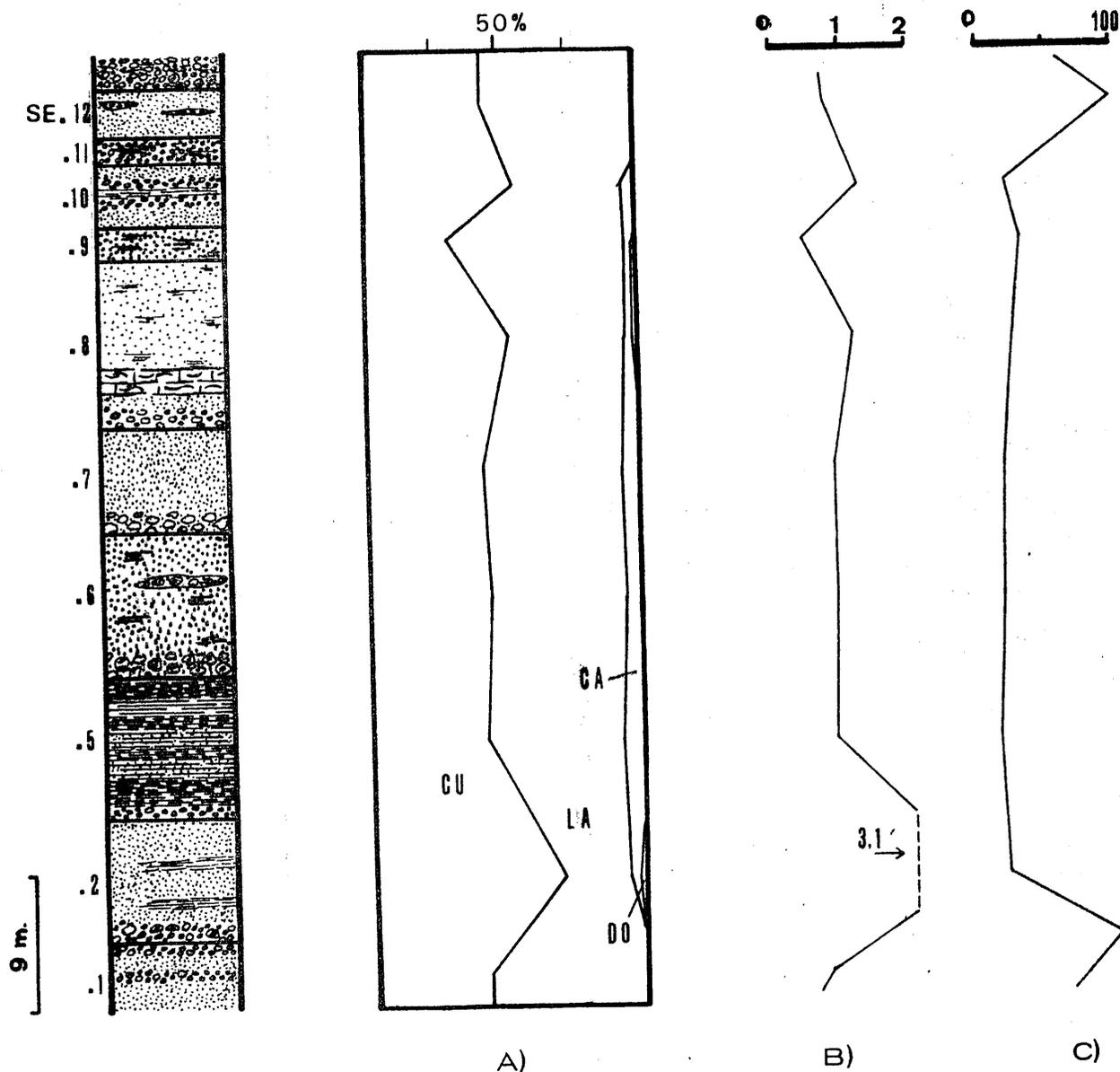


Fig.V. 131. Columna litológica de Serón. A) Composición mineralógica total. B) Variación de la relación cuarzo/minerales laminares. C) Variación de la relación cuarzo+laminares/carbonatos.

En la figura V.132. se ha representado, en un diagrama ternario, la composición mineralógica global de las muestras de esta columna.

En dicha figura se observa cómo la totalidad de las muestras se disponen en una banda que para la suma de carbonatos oscila desde 0 a 7%. Esto nos puede indicar un área fuente común para todos los sedimentos de la columna.

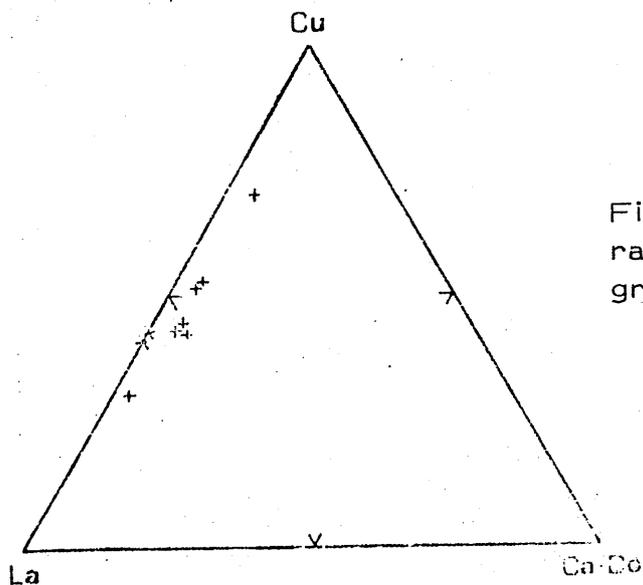


Fig. V. 132. Composición mineralógica de las muestras íntegras.

El índice de correlación de la pareja cuarzo--minerales laminares es muy significativo.

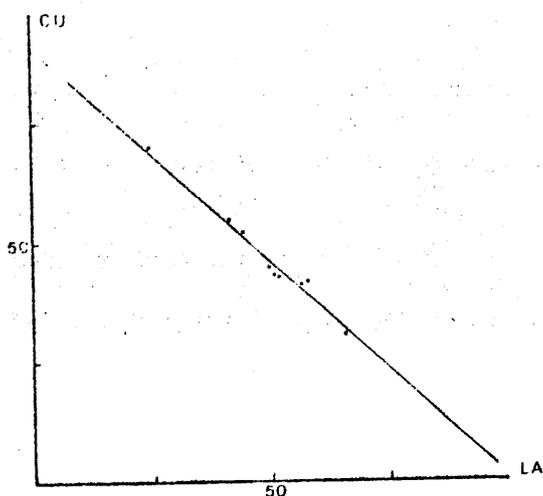


Fig. V. 133. Correlación lineal entre los contenidos en cuarzo y minerales laminares.

$$r = -0,98$$

$$y = 91,00 - 0,90x$$

### V. 5. 2. 3. Fracciones menor de 2 micras y de 2 a 20 micras.

A partir de los difractogramas se ha realizado una estimación de los porcentajes relativos de los filosilicatos que entran a formar parte, de la fracción arcilla y fracción limo, en las muestras de esta columna. Los va

lores calculados se recogen en las tablas V. 83. y V. 84.

TABLA V. 84 Composición mineralógica. Fracción menor de dos micras

Muestra	Ilita	Parag.	Caolin.	Clort.	Montm.	Otros
SE-12	41	6	3	7	43	Goet.
SE-10	44	7	5	4	40	Goet.
SE-9	47	5	5	4	39	Goet. Lepidocr.
SE-8	36	4	13	3	44	Goet.
SE-7	52	6	3	5	34	Goet.
SE-6	60	6	3	6	25	Goet.-Q
SE-5	59	11	4	5	21	Goet.
SE-2	43	7	5	4	41	Goet.
SE-1	40	5	6	4	45	Goet.

TABLA V. 83 Composición mineralógica. Fracción entre 2-20 micras:

Muestra	Cuarzo	Lamin.	Mica	Parag.	Caolin.	Clort.	Montm.	Otros
SE-12	42	58	77	7	13	3	1	
SE-10	42	58	81	6	10	3	1	
SE-9	46	54	80	7	11	2	1	
SE-8	41	59	80	8	10	2	1	
SE-7	35	65	81	7	7	5	1	(Cl-Mo)
SE-6	48	52	87	6	3	4	1	(Cl-Mo)
SE-5	45	55	82	8	6	4	1	
SE-2	62	38	81	8	7	4	1	(Cl-Mo)
SE-1	45	55	82	7	3	3	5	(Cl-Mo)

Con los datos reseñados en estas tablas se ha dibujado la figura V. 134.

El cuarzo, en la fracción de 2 a 20 micras, presenta una distribución muy homogénea. En general, es ligeramente minoritario frente a los minerales laminares. La relación cuarzo a laminares está muy próxima a la unidad.

La ilita, en ambas fracciones, es el mineral más abundante; sobre todo en la fracción de tamaño superior a dos micras. En la mayoría de los niveles representa más del 80% del total de filosilicatos. Se observa una leve disminución hacia el techo de la columna. En la fracción menor de 2 micras sus proporciones varían desde un 36% (SE-8) a un 60% (SE-6). No se observa ninguna variación significativa en vertical.

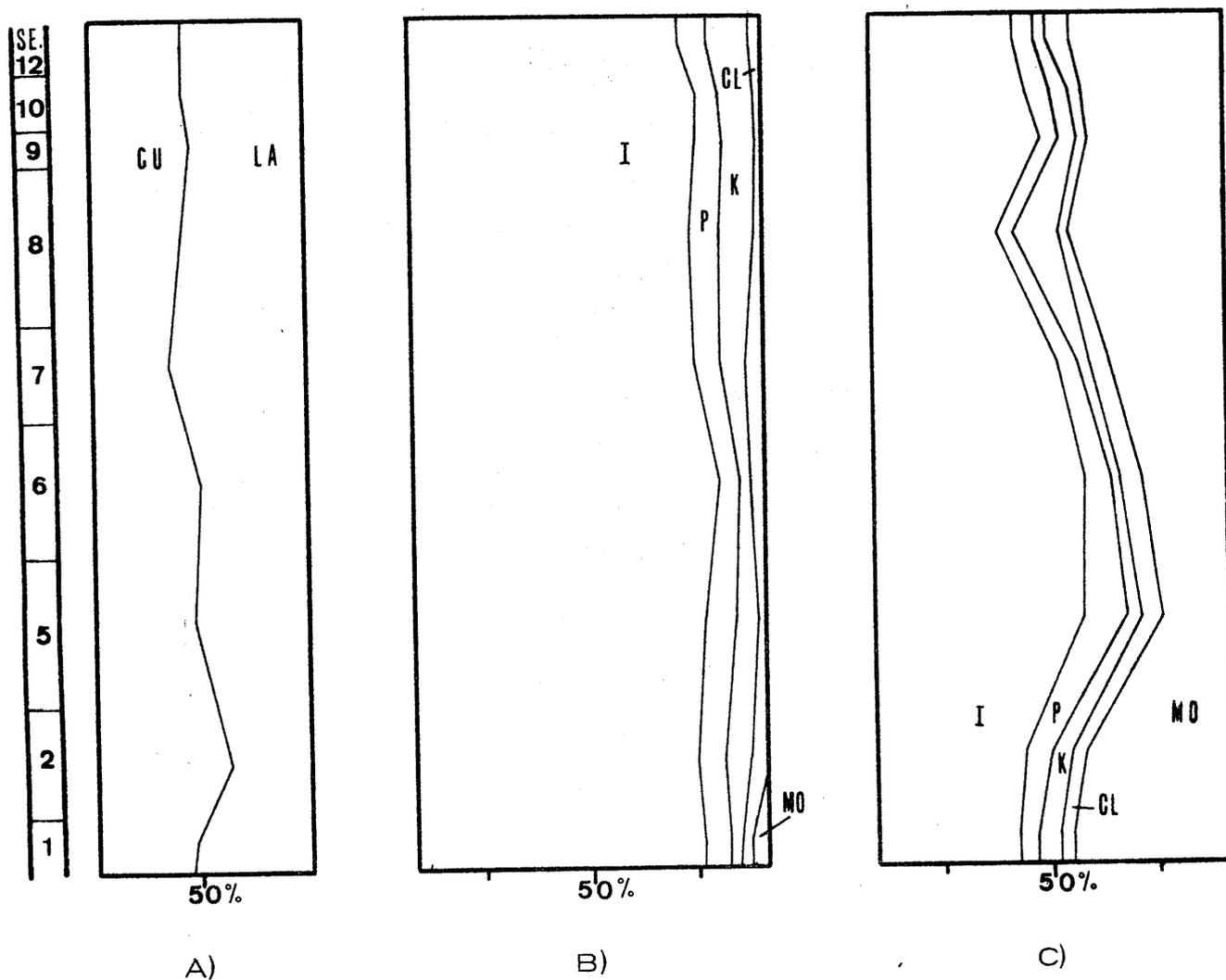


Fig.V.134. Columna de Serón. A) Variación de la relación cuarzo/laminas en la fracción entre 2 y 20 micras. B) Composición mineralógica de la fracción entre 2 y 20 micras. C) Mineralogía de filosilicatos en la fracción menor de 2 micras.

La paragonita, aparece sistemáticamente en todas las muestras. Sus porcentajes nunca llegan a superar el 8%, excepto en el nivel SE-5 (fracción arcilla).

La clorita y caolinita se encuentran a lo largo de toda la columna. En la fracción de 2 a 20 micras es la caolinita la que presenta mayores cantidades; sin embargo, en la fracción de tamaño arcilla este hecho sólo sucede en las muestras más bajas de la columna y en algún otro nivel aislado.

do (SE-8 y SE-10).

La montmorillonita, en la fracción limo, aparece en todas las muestras - pero siempre en cantidades no cuantizables, con la salvedad del nivel más bajo de la columna en donde alcanza el 5%. Sin embargo, en la fracción menor de dos micras, sólo le supera su abundancia la illita e incluso en algún caso llega a dominar sobre esta última. A partir del tramo SE-5, - se observa claramente un incremento hacia el techo de la columna.

Interestratificados. Únicamente se han identificado en la fracción de 2 a - 20 micras, y siempre formados por láminas de clorita y montmorillonita - apiladas al azar. La presencia, en el A.O. calentado a 550° C, da una reflexión, casi siempre, con valores superiores a 12 Å nos puede indicar que dominan las láminas de clorita sobre las de montmorillonita. Los niveles en que se ha comprobado su existencia son: SE-1, SE-2, SE-6 y - SE-7.

Otros minerales no laminares identificados son los siguientes:

-- en la fracción de 2 a 20 micras se encuentra la hematites, sistemáticamente, en todas las muestras. Sin embargo, en la fracción menor de dos micras es la goethita la que aparece; acompañada, en el tramo SE-10, - por una pequeña cantidad de lepidocrocita. El cuarzo es accidental y está presente en casi todos los niveles.

La figura V. 135. muestra la mineralogía de la fracción menor de dos micras en un diagrama ternario.

Se observa que la dispersión de puntos es relativamente débil. Todos - ellos se sitúan dentro de una banda que para la suma clorita más caolinita varía entre márgenes muy estrechos (de 8% a 16%). Esto nos puede indicar un área fuente común para todos los sedimentos de esta columna.

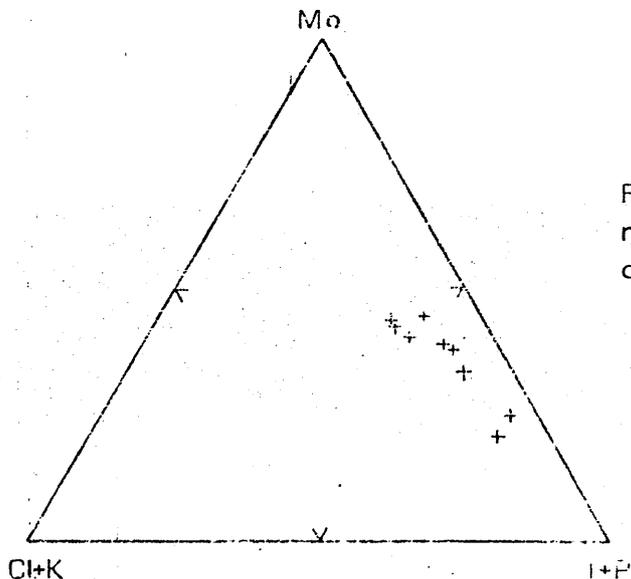


Fig. V. 135. Composición mineralógica de la fracción menor de dos micras.

A continuación se muestran las correlaciones calculadas entre diversas parejas de minerales de la arcilla (figuras V. 136. y V. 137.).

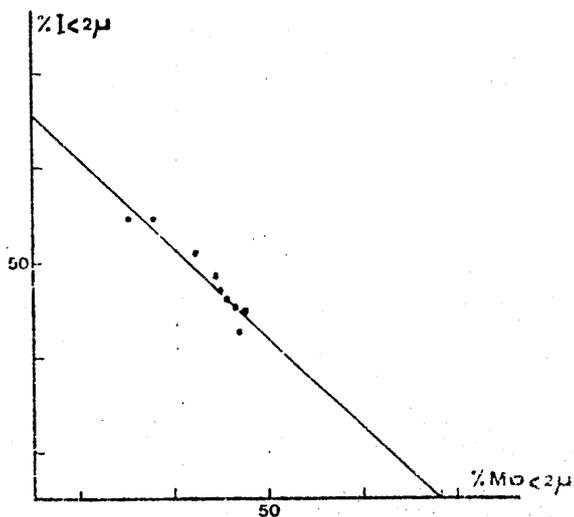


Fig. V. 136.

$r = -0,95$   
 $y = 81,70 - 0,94x$

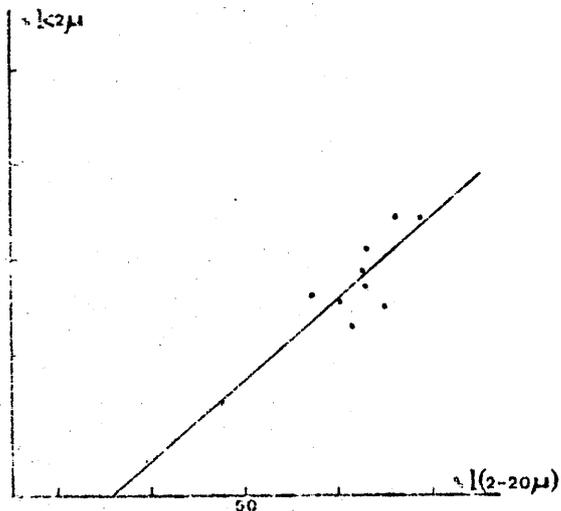


Fig. V. 137.

$r = 0,69$   
 $y = 0,90x - 19,60$

V. 5. 2. 4. Parámetros cristaloquímicos.

Montmorillonita.

En la tabla V. 85. se resumen los valores del índice de Biscaye y del grado de hinchamiento de la montmorillonita. Estos datos se han calculado en la fracción menor de dos micras.

TABLA. V.85

Muestra	V/P	G.H.(A)	Muestra	V/P	G.H.(A)
SE-1	0,90	17,1	SE-8	0,92	16,9
SE-2	0,96	16,9	SE-9	0,91	16,8
SE-5	0,76	17,0	SE-10	0,87	17,0
SE-6	0,77	17,0	SE-12	0,87	17,0
SE-7	0,84	17,0			

Los valores del índice de cristalinidad nos permiten afirmar que la montmorillonita de esta columna presenta una notable cristalinidad. Las variaciones se realizan dentro de unos límites relativamente estrechos. Se han obtenido valores desde 0,75 a 0,96. El grado de hinchamiento, no presenta, prácticamente, variaciones; oscila entre 16,80 y 17,10 Å.

En general, los índices de cristalinidad más elevados se corresponden con un grado de hinchamiento menores. Sin embargo, no se observa relación alguna de los dos parámetros y su posición en la columna.

Micas. En la fracción entre 2 y 20 micras se han calculado diferentes parámetros cristaloquímicos pertenecientes a la illita y la paragonita. Estos datos se resumen en la tabla V.86.

TABLA. V.86

Muestra	$b_0$ en Å	(00,10)Å Iita	(00,10)Å Par	$\Delta 2\theta$ $d_{00,10}$ I-Par
SE-12	9,0258	1,9975	1,9270	1,76
SE-10	9,0258	1,9968	1,9252	1,79
SE-9	9,0246	2,0030	1,9344	1,74
SE-8	9,0306	2,0000	1,9274	1,80
SE-7	9,0174	2,0000	1,9290	1,78
SE-6	9,0306	2,0026	1,9301	1,81
SE-5	9,0258	1,9974	1,9274	1,77
SE-2	9,0282	2,0047	1,9160	1,74
SE-1	9,0228	1,9985	1,9286	1,73

Con estos datos se ha llegado a los resultados sobre composición de las illitas que se exponen en las tablas siguientes: V. 87. y V. 88.

TABLA. V.87

Muestra	Na/Na+K	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe	...
SE-12	0,00	13,06	2,94	6,22	0,92	0,25
SE-10	0,00	13,37	2,63	5,67	1,18	1,15
SE-9	0,00	13,37	2,63	5,67	1,18	1,23
SE-8	0,00	13,37	2,63	5,67	1,18	1,25
SE-7	0,00	12,87	3,13	6,57	0,75	0,75
SE-6	0,00	13,18	2,82	6,02	1,01	1,17
SE-5	0,00	13,27	2,73	5,84	1,10	1,18
SE-2	0,00	13,12	2,86	6,12	0,96	1,10
SE-1	0,00	12,99	3,01	6,34	0,86	0,85

TABLA. V.88

Muestra	Ind. KUBLER (mm.)	Tamaño de cristal (A)	Grado de metamorfismo
SE-12	27	267	Anquizona
SE-10	27	259	"
SE-9	24	309	Epizona
SE-8	27	259	Anquizona
SE-7	30	229	"
SE-6	26	277	Epizona
SE-5	27	267	Anquizona
SE-2	25	287	Epizona
SE-1	24	309	"

Se observa cómo casi todas las illitas, de esta columna, tienen más de 13 átomos de Si en la capa tetraédrica (la excepción la constituye la muestra SE-7); esto nos indica cierto grado de fengitización de estas illitas.

El tamaño del cristal según el eje  $c$  varía desde 229 A a 309 A. Estos valores son más bajos que los de la columna de "Caniles".

La sustitución de K por Na es nula.

En las figuras V. 138. y V. 139. se han representado los histogramas de frecuencia para los valores de  $b_0$  y de los espaciados basales 0,0,10 de las illitas de esta columna litológica.

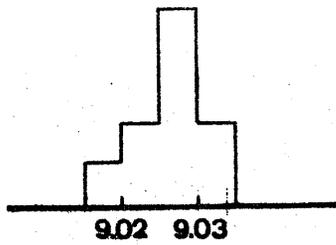


Fig.V. 138. Histograma de valores de  $b_0$  en illitas.

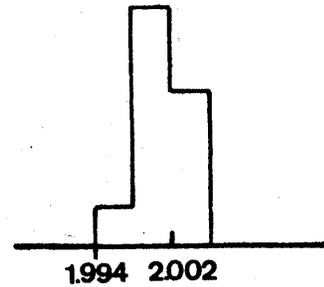


Fig.V. 139. Espaciados basales 0, 0, 10 de illitas.

Observamos que los valores de  $b_0$  (A) varían entre márgenes muy amplios (desde 9,015 a 9,030 A). La mayor frecuencia se presenta en el intervalo 9,025-9,030.

Los espaciados basales oscilan entre límites más estrechos (de 1,994 hasta 2,008 A). El máximo de datos, no muy nítido, es aproximadamente a 2,002A.

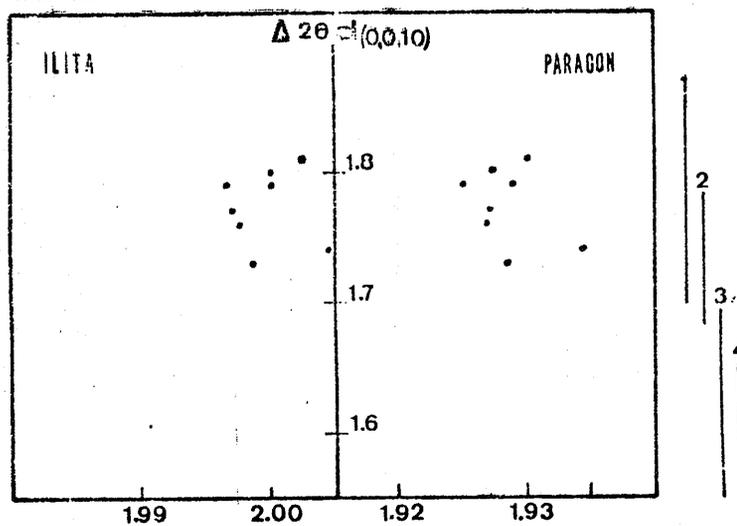


Fig.V. 140. Variación del espaciado basal de illitas y paragonitas en función del incremento angular  $2\theta$  de la reflexión 0, 0, 10.

1. Manto del Veleta. 2. Filitas alpujarrides  
3. Unidad de la Caldera 4. U. de las Sabinas  
(Según Martín Ramos, 1976).

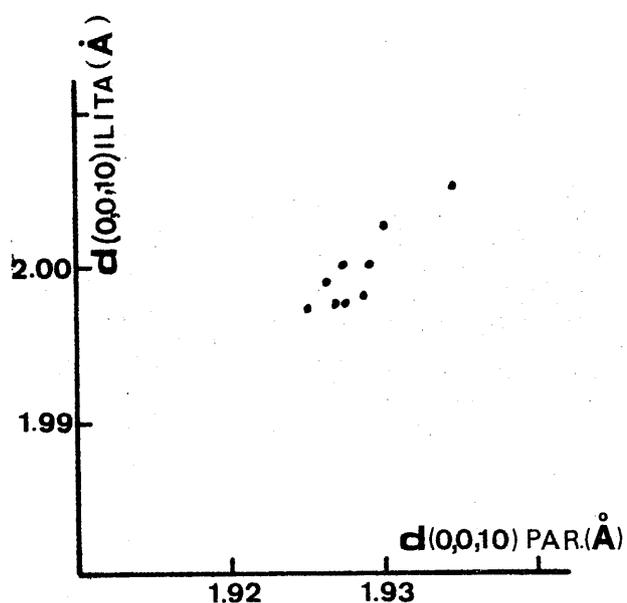


Fig. V. 141. Relaciones entre los espaciados de las reflexiones 0, 0, 10 de illita y paragonita.

Las consideraciones que se podrían hacer del examen de las figuras V. 140. y V. 141. son similares a los ya descritos para la columna litológica de Caniles.

Los sedimentos de Serón es muy probable que procedan -al menos- de dos áreas fuentes, una de las cuales podría ser la formación de filitas alpujarrides (por comparación de nuestros datos con los que señala MARTIN RAMOS, 1976).

## RESUMEN DE LA FORMACION DE "SERON-CANILES".

La litología de las dos columnas litológicas es similar. En ellas dominan los materiales detríticos, que son mayoritariamente conglomerados y arenas. Los cantos están constituidos por materiales esquistosos y calizodolomíticos (estos últimos sólo aparecen en Caniles). Las únicas diferencias observadas, entre una y otra columna, son las siguientes: en Caniles, la presencia de un nivel de calizas margosas, conteniendo abundantes restos de lamelibranquios; en Serón, la existencia de un nivel arrecifal, que se localiza en la mitad superior de la serie.

La composición mineralógica global presenta algunas diferencias de pequeña importancia. Así, en Serón el porcentaje relativo de minerales laminares es superior al de Caniles (49% frente al 38% en este último punto). La calcita se encuentra, prácticamente, en todos los niveles de Serón, aunque sus proporciones nunca superan el 7% del total de la muestra íntegra, mientras que en Caniles su presencia está restringida a la mitad inferior de la columna (sus porcentajes, aquí, son bastante más elevados: desde 14 a 63%). La dolomita en Serón aparece esporádicamente y siempre en cantidades mínimas (menos del 2%); en Caniles, su distribución es similar a la de la calcita, aunque existen cantidades menores (desde indicios hasta 10% como máximo). El yeso, únicamente, se ha detectado en un nivel de Serón y en cantidades no cuantizables.

Los minerales de la arcilla, comunes a ambas series, son: illita, montmorillonita, paragonita, caolinita y clorita. Los dos primeros son los más abundantes en la fracción menor de 2 micras. Por el contrario, en la fracción limo, la montmorillonita es muy escasa. La caolinita supera consistentemente a la clorita, aunque ambas son siempre poco abundantes. La paligorskita, únicamente aparece como indicios, en los tres niveles más bajos de Caniles (los cuales, como ya hemos mencionado anteriormente pertenecen a la Formación de Baza). Es interesante indicar la existencia de interestratificados irregulares y de goethita en numerosos niveles, sobre todo en Caniles.

La cristalinidad de la illita es muy semejante en las dos columnas, alrededor de 2,6 mm. La de la montmorillonita es muy elevada en ambos casos, especialmente en Serón donde se encuentran las montmorillonitas con cristalinidad más fuerte de toda la Depresión (V/P=0,87, media de la columna).

Lo mismo sucede con los valores del eje  $b_0$  y de los espaciados basales  $d(0,0,10)$  de las illitas que son los más altos de todas las columnas litológicas estudiadas, especialmente en Serón.



## VI. DISCUSION DE LOS RESULTADOS

## VI. 1. MINERALOGIA GLOBAL.

VI. 1. 1. Formación lacustre.

En la figura VI. 1. se ha representado, por una parte, la composición mineralógica media de las diferentes columnas pertenecientes a la formación lacustre y, por otra, la composición media de esta formación, eliminando aquellos niveles que contienen carbonatos en porcentajes superiores al 75%.

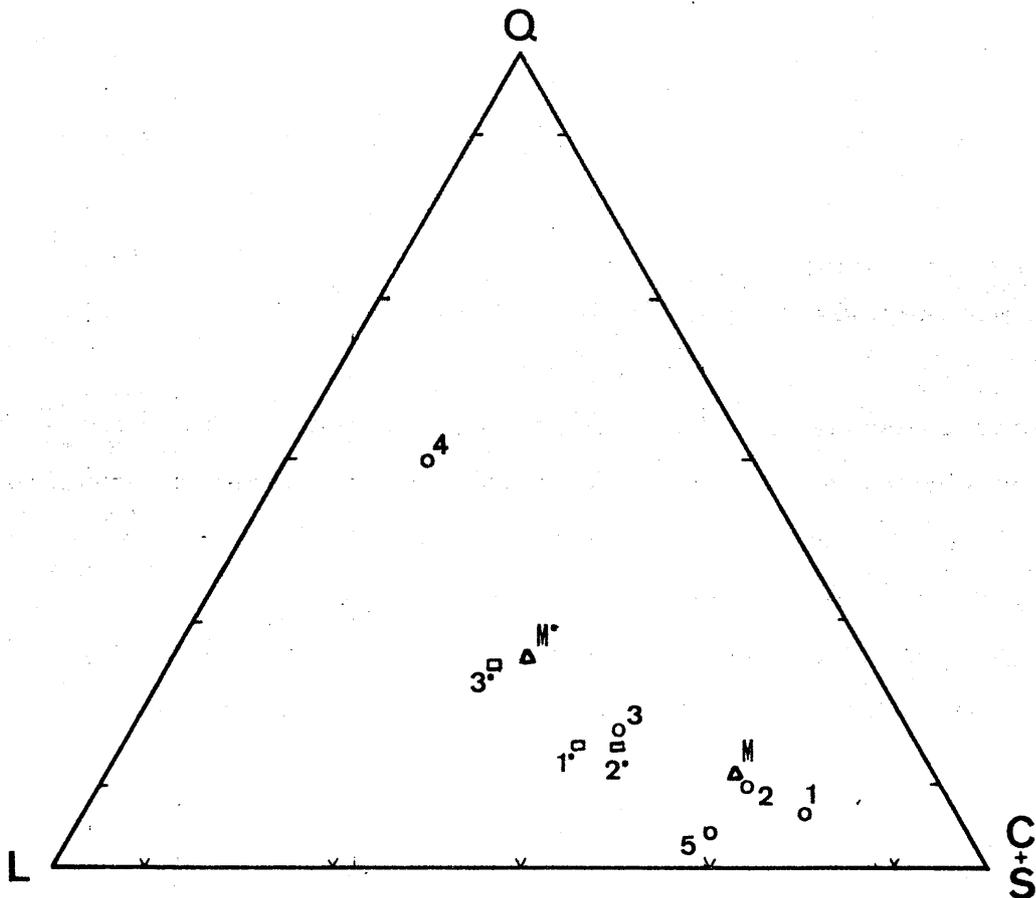


Fig. VI. 1. Composición mineralógica media de las columnas estudiadas en la formación lacustre.

Q=cuarzo, L=Minerales laminares, C+S=carbonatos más sulfatos. 1. Serie de Campillo, 2. Serie de Estación de Huélago, 3. Serie de Cerro de los Pinos, 4. Serie de Solana del Zamborino, 5. Serie de Solana de los Paradores. 1\*, 2\* y 3\*: idem. excluidos los niveles con más del 75% de carbonatos.

M: media aritmética de las series 1, 2 y 3.

M\*: idem. de las series 1, 2, 3 y 4.

Esta segunda representación se ha realizado con objeto de poder hacer un análisis comparado con la columna Solana del Zamborino en la que no se ha muestreado el único nivel calcáreo, intercalado en la zona media de la columna. Se han calculado también las composiciones medias correspondientes a las columnas de Campillo, Estación de Huélago y Cerro de los Pinos, y la media aritmética de estas tres columnas (excluyendo sus niveles calizos) más la columna Solana del Zamborino.

La posición en el diagrama ternario de las composiciones medias de las columnas Campillo, Estación de Huélago y Cerro de los Pinos corresponde, efectivamente, a un medio de depósito con un elevado grado de precipitación química, representado fundamentalmente por los carbonatos y en menor proporción por algunos de los filosilicatos.

De estas tres columnas la que presenta mayor contenido en aportes detríticos es la de Cerro de los Pinos. La media de estas tres columnas se sitúa, en el diagrama, en una posición muy próxima al punto que simboliza la composición mineralógica media de la columna Estación de Huélago, por lo que, en principio, se podría tomar como la más representativa de la formación lacustre.

Si por el contrario, no se consideran los niveles en los que los carbonatos alcanzan cantidades superiores al 75%, para poder comparar con la columna Solana del Zamborino, la media de los cuatro cortes estaría muy próxima a la de Cerro de los Pinos. Somos conscientes de que no considerar la composición mineralógica de esos niveles carbonatados es eliminar un aspecto de la precipitación química importante; no obstante, nos va a permitir establecer que la última columna litológica (Solana del Zamborino) no es característica, de cualquier forma, de un medio en el que domina la precipitación química sino que presenta una fuerte influencia de aportes detríticos. Podríamos concluir por tanto, que pertenecería a una facies de borde con una influencia en parte fluvial y en parte de precipitación en medio acuoso.

Estos datos están de acuerdo con lo señalado por CASAS, PEÑA y VERA (1972) y por PEÑA (1976). Creemos además que no puede ser considerada -desde el punto de vista mineralógico- como una columna tipo que define una formación lacustre, en la que la actividad química sea importante.

Tabla VI.1. Composición mineralógica media de cada columna y de la formación lacustre (en %).

Columna	Q	M. Lam.	Calcita	Dolomita	Yeso
Campillo (-1-)	7	16	71	i	6
Est. Huélago (-2-)	10	21	59	10	-
Cerro Pinos(-3-)(x)	17	31	52	i	-
S. Zamborino(-4-)	50	35	8	7	i
S. Paradores(-5-)	4	28	68	-	-
Valor medio de (-1-), (-2-) y (-3-)	11	22	61	4	2
Valor medio de (-1-), (-2-) y (-3-) excluidos los niveles de calizas, más(-4-)	26	36	32	6	-

i: indicios

Con los datos obtenidos no se puede establecer, con seguridad, la existencia de dos lagos diferentes, como afirma PEÑA(1976). Si se tienen en cuenta los datos de este autor para la columna Estación de Huélago, en la que distingue los dos tramos inferiores pertenecientes a la formación de Gorafe-Huélago, de los restantes que serían de la formación Solana del Zamborino, la composición mineralógica media que se obtiene para unos y otros es muy parecida por lo que a partir de este criterio de composición no se puede afirmar que sean dos formaciones.

(x) Se han excluido los tramos pertenecientes a la formación de Guadix.

Si se analizan en detalle los minerales de precipitación química (calcita, dolomita y yeso) presentes en las columnas de esta formación se pueden destacar dos hechos: 1º) las columnas (-2-) y (-4-) presentan varios niveles con porcentajes de dolomita relativamente importantes mientras que en las series (-1-), (-3-) y en los niveles de Solana de los Paradores, en general, no aparece y si lo hace es en cantidades mínimas. 2º) la columna de Campillo comprende una precipitación de sulfatos relativamente importante (que se desarrolla a lo largo de los niveles inferiores del corte) mientras que en las restantes columnas los sulfatos, prácticamente no aparecen.

Estos dos aspectos pueden ser interpretados sobre la base de considerar que durante una primera etapa la columna de Campillo constituyó el posible centro del lago con desarrollo de procesos evaporíticos; o bien, distinguir una evolución diferente para los sectores que representan la columna de Campillo por una parte y las columnas Estación de Huélago y Solana del Zamborino por otra; y que se justificaría por la presencia de yeso en el primer sector y de dolomita en el otro.

#### VI. 1. 2. Formación de Guadix.

En el diagrama ternario representado en la figura VI. 2. se han situado cuatro puntos, dos corresponden a las columnas representativas de esta formación y los otros dos a niveles de la formación de Guadix intercalados en las columnas de El Puntal y Cuevas del Campo.

Si se consideran únicamente las series que corresponden estrictamente a la formación de Guadix (S y G) se observa que existe una concordancia entre el contenido en minerales laminares y su distancia a la posible área fuente. La columna de Río Fardes (S) se localiza en el borde SW de la depresión, cerca del contacto con los materiales Béticos s. str. y Subbéticos (Sierra Arana), presentando según VERA (1970 a) un predominio de los ni-

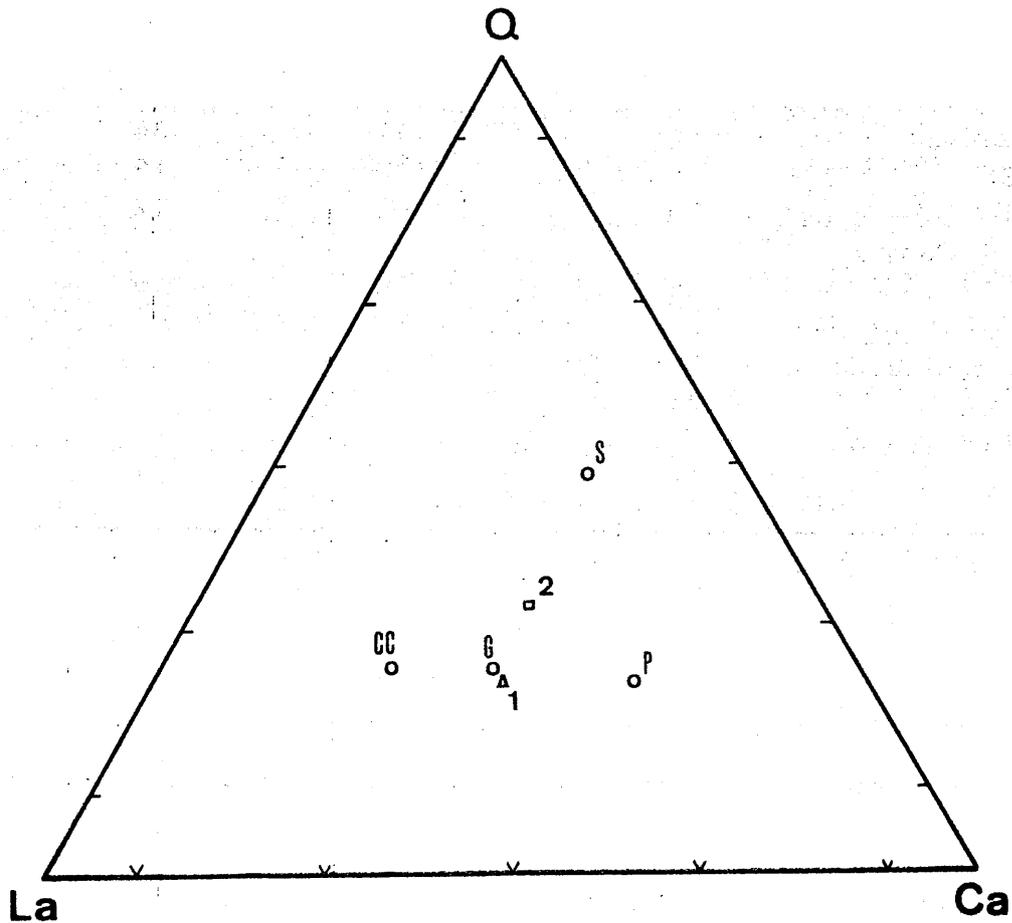


Fig. VI. 2. Composición mineralógica media de las columnas pertenecientes a la formación fluvial.

- G: serie de Gorafe, S: serie de Río Fardes  
 P: serie de Puntal (tramos fluviales).  
 CC: serie de Cuévas del Campo (tramos fluviales).  
 1: media aritmética de las series G, P y CC  
 2: media aritmética de G, S, P y CC.

veles conglomeráticos, con cantos de micasquistos y carbonatos, sobre los de arcillas y arenas, lo que se refleja en la composición mineralógica global, rica en cuarzo y carbonatos.

Tabla VI.2. Composición mineralógica media de cada columna y del conjunto de la formación de Guadix. (en %)

Columna	Cuarzo	M. Laminares	Calcita	Dolomita
Río Fardes (S)	49	17	34	i
Gorafe (G)	25	39	17	19
Puntal (P) (x)	23	25	17	35
Cuevas del Campo (CC) (x)	25	50	16	9
Media aritmética de (G), (P) y (CC)	24	38	17	21
Media aritmética de (P), (CC) y (S)	38	31	21	15

i: indicios

Por su parte, el afloramiento de Gorafe se encuentra a mayor distancia de su posible área fuente, considerando como tal a la Sierra de Baza, y en consecuencia hay un sensible aumento del contenido en minerales laminares; VERA (1970 a) indica que hacia el centro de la formación de Guadix hay un dominio de los niveles de menor tamaño de partícula (arenas y lutitas), en coincidencia con la composición mineralógica encontrada por nosotros.

Los niveles correspondientes a la formación de Guadix intercalados en las series El Puntal (P) y Cuevas del Campo (CC) presentan una composición mineralógica media semejante a la de Gorafe (G), y por otra parte, cabe hacer las mismas consideraciones sobre su situación respecto de las posibles áreas fuentes. Debemos resaltar que los tramos pertenecientes a la columna de El Puntal (P) -temporalmente más modernos- están enriquecidos en carbonatos en relación con los niveles más bajos representados en la columna de Cuevas del Campo (CC).

(x) Media aritmética de los niveles de la formación de Guadix intercalados en estas columnas litológicas.

En el diagrama triangular se observa una alineación de los puntos -P-, -G-, -CG-. La composición mineralógica media deducida a partir de los datos obtenidos permite establecer como posible columna litológica "tipo", una serie con un contenido muy parecido de los tres grupos de minerales (cuarzo, laminares y carbonatos); desde el punto de vista litológico esto vendría a representar una columna en la que incidirían, prácticamente por igual, los materiales de todas las áreas fuentes posibles. Por otra parte, si tenemos en cuenta la situación de las columnas en el campo, los datos calculados para la columna "tipo" pueden estar falseados puesto que en ellas no se observa muy claramente la influencia de las zonas que bordean la Depresión por la parte septentrional. En el único caso en que se podría considerar dicha influencia sería en la columna El Puntal (P), en la que sí parece observarse influencia de los materiales subbéticos.

Del análisis de los carbonatos se puede deducir que los sedimentos de las columnas de Gorafe (G), Cuevas del Campo (CC) y El Puntal (P) muestran un aporte de los materiales alpujarrides, representados por la dolomita (supuestamente heredada) mientras que la serie Río Fardes (S) estaría más directamente influenciada por rocas del complejo de Sierra Nevada y del subbético y por tanto, los carbonatos en esta columna están representados, casi-exclusivamente, por calcita.

### VI. 1. 3. Formación de Baza.

Los puntos que representan las composiciones mineralógicas medias de las distintas columnas estudiadas en esta Formación se alinean en el diagrama ternario (figura VI. 3.) según una recta casi paralela a la base laminares-carbonatos, lo que nos señala un porcentaje en cuarzo bastante constante, en toda la cuenca. Siendo este porcentaje relativamente bajo, podemos deducir además que la sedimentación detrítica es de materiales fundamentalmente finos.

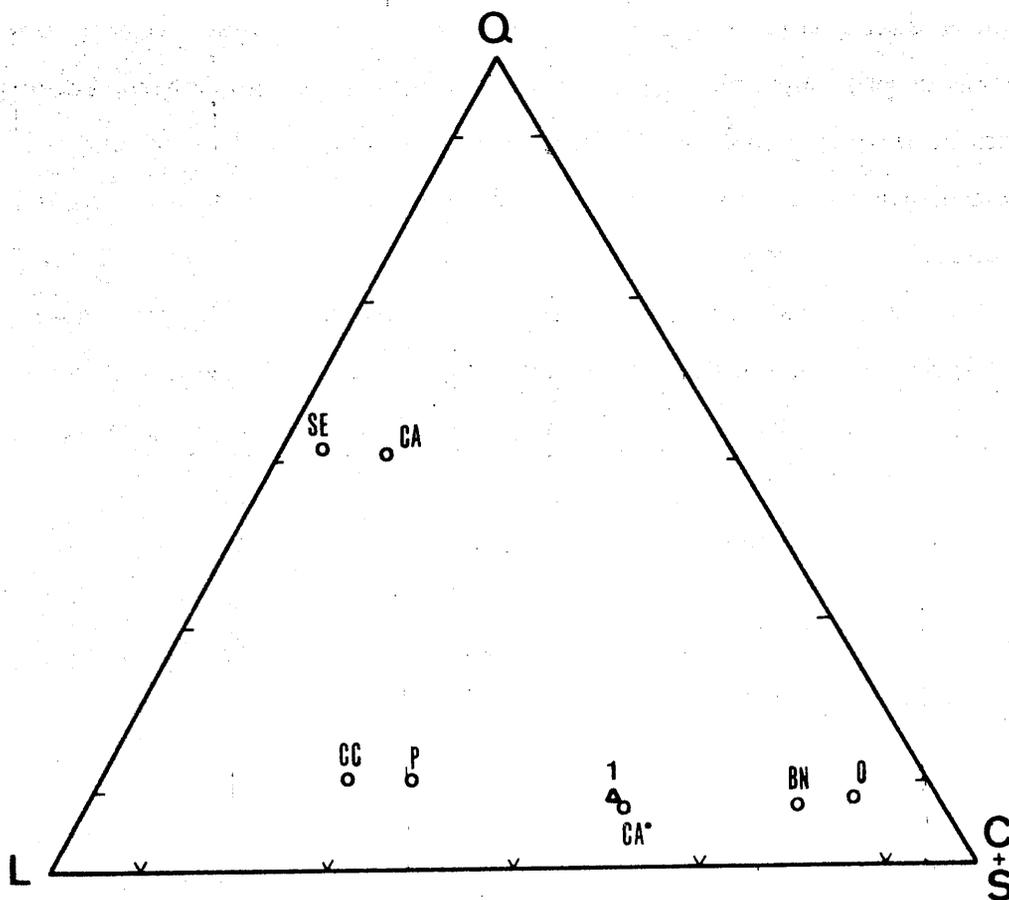


Fig. VI. 3. Composición mineralógica media de las columnas pertenecientes a la Formación de Baza. P: serie del Puntal, CC:serie de Cuevas del Campo BN: serie de Baza Norte, O:serie de Orce. CA\*:niveles de la Formación de Baza en la serie de Caniles. 1:media aritmética de la Formación de Baza. CA:serie de Caniles, SE:serie de Serón.

La distribución de puntos permite deducir dos poblaciones, una con precipitación mayoritaria de carbonatos y sulfatos que representaría una zona de la cuenca con pocos aportes y de carácter restringido (indicado esto último por la precipitación de sulfatos); y otra población en la que dominan los minerales que podría corresponder a zonas marginales de la cuenca.

En apoyo de la posición de borde de las columnas El Puntal (P) y Cuevas del Campo (CC) se puede citar la presencia de niveles de la formación - fluvial (Formación de Guadix) intercalados en distintas partes de estas dos columnas litológicas; estos tramos representarían episodios más regresivos de la historia sedimentaria de la región.

Tabla VI. 3. Composición mineralógica media de cada columna y del conjunto de la Formación de Baza (en %).

Columna	Q	M. Laminares	Calcita	Dolomita	Yeso
El Puntal (P)	11	55	21	13	-
Cuevas del Campo (CC)	11	62	7	20	i
Baza Norte (BN)	7	16	6	56	15
Orce (O)	9	9	76	6	-
Caniles (CA ) (niveles CA-1 y CA-2)	8	34	52	6	-
Media de la Formación (x)	9	35	32	21	3

En función de la disposición lineal que se observa en el diagrama y de la existencia de dos poblaciones, tan netamente diferenciadas, la composición mineralógica media, del conjunto, no es muy significativa.

Merece destacarse que la precipitación química es variable según las zonas (en Baza Norte hay carbonatos y sulfatos) mientras que en Orce los sulfatos están ausentes. La presencia de yeso en la columna litológica Baza Norte (BN) indicadora de precipitación evaporítica, permite suponer que se trata de una zona central de la Formación. Por otra parte, la presen-

(x) En el cálculo de las medias de cada grupo de minerales se han eliminado los niveles que pertenecen a la Formación de Guadix.

cia de estas sales nos señala que el medio de depósito no es un medio marino abierto, sino que es restringido con un grado de salinidad superior al del agua del mar.

El sector de Orce, donde la precipitación química es exclusivamente de carbonatos, correspondería a una zona de la cuenca de ambiente menos restringido con conexiones posibles y más directas con el mar abierto. Esto implicaría que la Depresión pudo estar comunicada con el mar abierto, no sólo por medio del valle del Almanzora según VERA (1970 a) sino también por la zona situada entre las Sierras Bermeja y Periate. Por otra parte, si se consideran los datos de MARTÍNEZ FUENTES (comunicación personal) relativos a la mineralogía del sector de Galera en la que de nuevo se observa precipitación evaporítica, cabe pensar que la columna de Orce correspondería al sector más marginal del afloramiento de la Formación de Baza, en donde los niveles de salinidad alcanzados serían inferiores.

Los aspectos que anteriormente hemos señalado concuerdan con los datos obtenidos por MARTÍNEZ FUENTES (1979) en diferentes columnas levantadas en la Formación de Baza. Los valores relativos a mineralogía global obtenidos por este autor son los siguientes:

Tabla VI.4. Mineralogía global de algunas columnas de la Formación de Baza (según datos de Martínez Fuentes, 1979).

Sector	Cuarzo	M. Laminares	Carbonatos	Yeso
Carramaíza	xx	xx	xxxx	-
Serie A	x	xx	xxx	i
Zújar	xxxx	xxxx	xx	-
Galera	xxx	xx	xxxx	xxx
Benamaurriel	x	x	xxxx	xxx

i:indicios, x:escaso, xx:medio, xxx:abundante, xxxx:muy abundante

Destacan dos columnas litológicas (Galera y Benamaurriel) con una precipitación evaporítica importante. Si consideramos estas dos columnas más la de Baza Norte (BN) parece claro que la banda de precipitación química de sulfatos en esta cuenca tiene una dirección NE-SW y que su anchura máxima pudo ser de unos 10 ó 15 km. La disposición de esta banda alargada tiene una dirección próxima a la de las directrices de las Béticas y muy especialmente del dominio Subbético.

Los niveles inferiores de la columna Caniles corresponden, por su mineralogía, a la Formación de Baza; su situación en el diagrama ternario está muy próxima a la columna "tipo" de la formación, lo cual representa un sector con una precipitación de carbonatos importante (alrededor de un 65%) - pero en la que también hay un aporte detrítico representado por los minerales laminares, lo cual indicaría un sector relativamente cercano a una zona marginal. Este hecho es lógico ya que la situación de la columna es próxima a los umbrales representados por la Sierra de Baza y Sierra de las Estancias.

#### VI. 1. 4. Formación de Serón-Caniles.

En la figura VI.3. se han representado las composiciones mineralógicas medias de las dos columnas litológicas estudiadas en esta Formación.

De su análisis se desprende que ambas series presentan un contenido mayoritario en cuarzo y minerales laminares, cuyas proporciones son muy similares. Este hecho merece destacarse ya que las distancias que existen desde una u otra columna al borde de la cuenca son diferentes. Esto se observa, incluso, en la litología de los sedimentos, ya que en Caniles el tamaño de los cantos que constituyen los conglomerados es bastante menor al que presentan los niveles de Serón. Además, en el primer caso se aprecian bastantes tramos de lutitas mientras que en la segunda serie únicamente se ha encontrado un nivel.

Tabla VI. 5. Composición mineralógica media de las columnas litológicas pertenecientes a la Formación de Serón-Caniles (en %).

Columna	Cuarzo	M. Laminares	Calcita	Dolomita
Caniles (CA)	51	37	10	2
Serón (SE)	52	43	5	i

i: indicios

Como se observa en esta tabla los carbonatos están en muy pequeñas cantidades, sobre todo en la columna de Serón donde escasamente llegan a representar el 5%. Dentro de este grupo destaca la poca relevancia que tiene la dolomita, que sólo aparece en los tramos de la mitad inferior de Caniles, en unos porcentajes que nunca superan el 10%; mientras que en Serón lo hace de una forma aislada y en cantidades extraordinariamente reducidas.

La posición en el diagrama ternario de las composiciones mineralógicas medias de estas dos columnas es indicadora de un medio de depósito en el que predomina el mecanismo de la herencia; por lo tanto, a partir exclusivamente de la mineralogía global podemos afirmar que el medio de depósito de esta formación debió ser predominantemente fluvial.

Recordemos no obstante, que en la columna de Serón se encuentra intercalado hacia el techo un nivel de calizas arrecifales, el cual nos indica de un modo bien claro el carácter marino al menos de una parte de los materiales de la serie. Más adelante, mediante el análisis de los minerales de la arcilla y de los diferentes parámetros de la illita, intentaremos llegar a una conclusión más definitiva sobre el ambiente de depósito de estas dos columnas.

### VI. 1. 5. Análisis conjunto.

El análisis comparado de la composición mineralógica media de cada una de las formaciones diferenciadas en la Depresión de Guadix-Baza, representado en la figura VI.4, permite realizar una serie de consideraciones de interés.

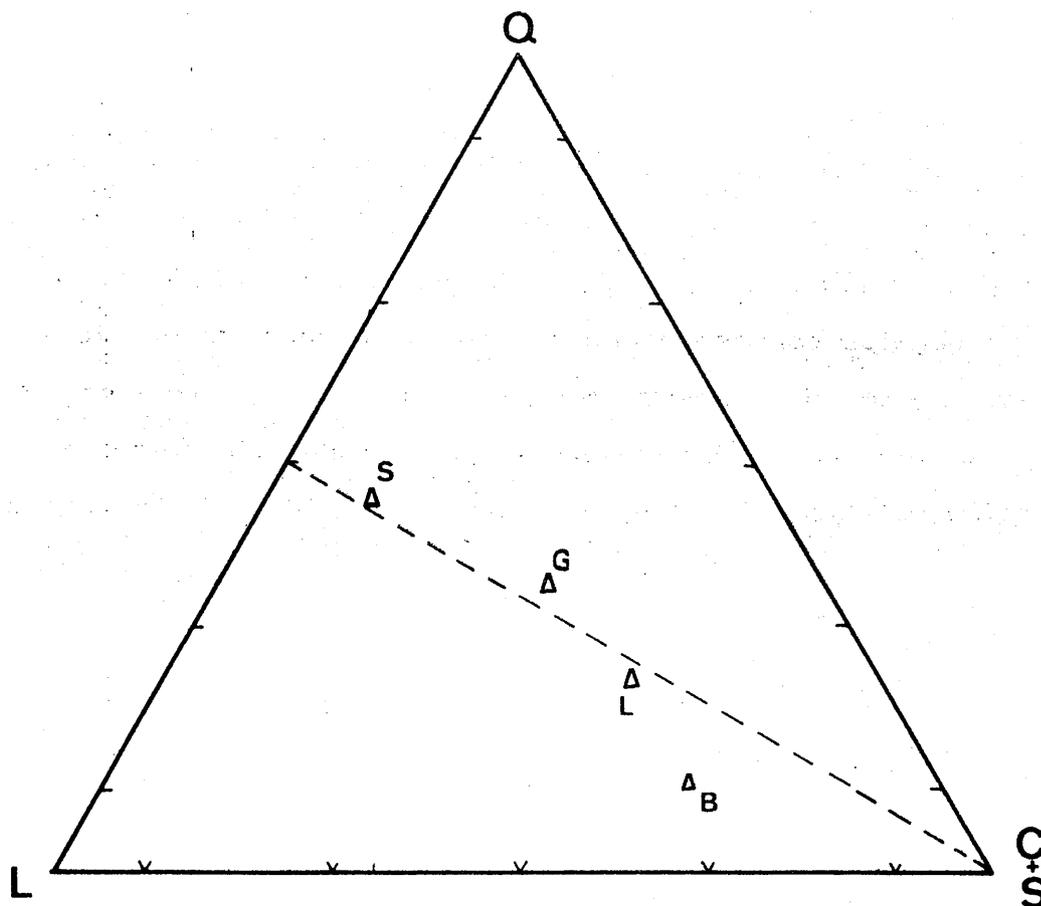


Fig.VI.4. Composición mineralógica media de las diferentes formaciones de la Depresión de Guadix-Baza.

S: Serón-Caniles, G:Guadix,  
L: lacustres, B:Baza

En primer lugar, la situación del punto que representa la media de la Formación de Guadix (G) no es correcta, si se considera el término carbonatos bajo el concepto clásico de precipitación química, ya que, en esta formación, la calcita y dolomita son mayoritariamente detríticos. Si tenemos en cuenta este aspecto su situación en el diagrama triangular debería estar próxima al lado del triángulo correspondiente a minerales heredados con lo que cam -

bjaría el esquema general de distribución de puntos.

Con esta perspectiva se puede considerar que en el diagrama ternario apa-  
recerían, claramente, dos poblaciones de puntos; una representada por una  
mineralogía correspondiente a los datos de composiciones medias de series  
en las que domina la herencia y otra población en la que domina la preci-  
pitación química.

La composición mineralógica de la población con dominio de la herencia re-  
presentaría medios de depósito en los que el ambiente sería, esencialmente,  
de carácter fluvial; mientras que la otra población, situada cerca del vér-  
tice de los carbonatos correspondería a medios de depósito químicos en los  
que existe un régimen de depósito terrígeno más o menos pronunciado. No-  
obstante, si se tiene en cuenta que en la composición mineralógica media -  
de la Formación de Baza (B) influye, en parte, la presencia de sulfatos se  
puede establecer con claridad que el medio de depósito de esta Formación -  
es diferente del de la Formación lacustre, en cuanto que las condiciones -  
de salinidad eran distintas.

Otro hecho, que parece destacarse del análisis del diagrama, es la alinea-  
ción de los puntos -que representan las composiciones mineralógicas medias  
de las diferentes formaciones- a lo largo de la bisectriz del ángulo de los  
carbonatos, lo que viene a representar una razón cuarzo a laminas bas-  
tante constante para las distintas formaciones. Esta constancia, podría ser  
consecuencia de la homogeneidad de la probable área fuente. De cualquier-  
forma, la situación del punto correspondiente a la Formación de Guadix es  
algo aleatoria puesto que, como se ha indicado anteriormente, los carbona-  
tos son fundamentalmente heredados y -en consecuencia- pueden provenir del  
desmantelamiento de materiales subbéticos con lo cual la posible área fuen-  
te se duplicaría, al menos.

La constancia en la razón cuarzo a laminares de toda la Depresión posiblemente sea consecuencia de que los diferentes tipos de rocas, exceptuándose los niveles carbonatados, de los materiales de las zonas internas de las Béticas presenten razones cuarzo/laminares muy parecidas entre ellos y por tanto en diagramas en los que adicionalmente se introduce un tercer mineral, cualquiera que sea su carácter, no tiene por qué modificar dicha razón.

Finalmente, cabe señalar que el punto que se separa más de esta bisectriz es el correspondiente a la media aritmética de la Formación de Baza (B), lo cual es lógico ya que corresponde a una formación en la que es fundamental la precipitación química, lo cual implica la aparición de minerales de la arcilla de neoformación en cantidades importantes que modificarían sensiblemente la mencionada razón cuarzo/laminares.

En la figura VI. 5. se agrupan las correlaciones efectuadas entre cuarzo y minerales laminares correspondientes a las formaciones lacustres y de Guadix. Los coeficientes de correlación no son significativos excepto en la columna de Río Fardes en la que adquiere un valor igual a la unidad. Por otra parte, este es también el único caso en que la pendiente de la recta es negativa; en los restantes casos la pendiente positiva de las rectas de regresión se pueden explicar porque la disposición de la nube de puntos es tal que una pequeña variación implicaría una pendiente de signo contrario, puesto que los porcentajes en cuarzo y laminares fluctúan entre márgenes muy estrechos.

En la figura VI. 6. se resumen las correlaciones entre cuarzo y laminares calculadas en las columnas pertenecientes a las formaciones de Baza y de Serón-Caniles.

En general, la correlación es de carácter negativo a excepción de las columnas Baza Norte y El Puntal en las que los valores van a estar muy condicionados por la precipitación química. Las únicas columnas que presentan un

valor de coeficiente de correlación próximo a la unidad son las de Serón y Caniles, como es lógico las series con contenidos en minerales de precipitación química (carbonatos y yeso) más bajos.

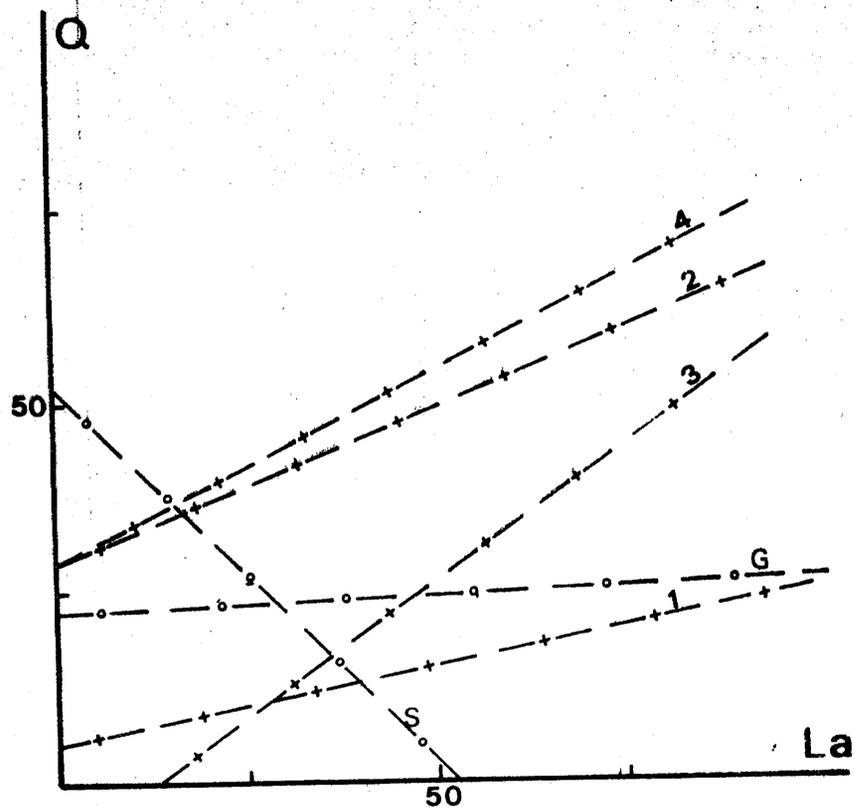


Fig. VI. 5. Correlación entre los contenidos en cuarzo y minerales laminares.

1. Campillo, 2. Estación de Huélagos,
3. Cerro de los Pinos.
4. Solana del Zamborino
5. Río Fardes
6. Gorafe

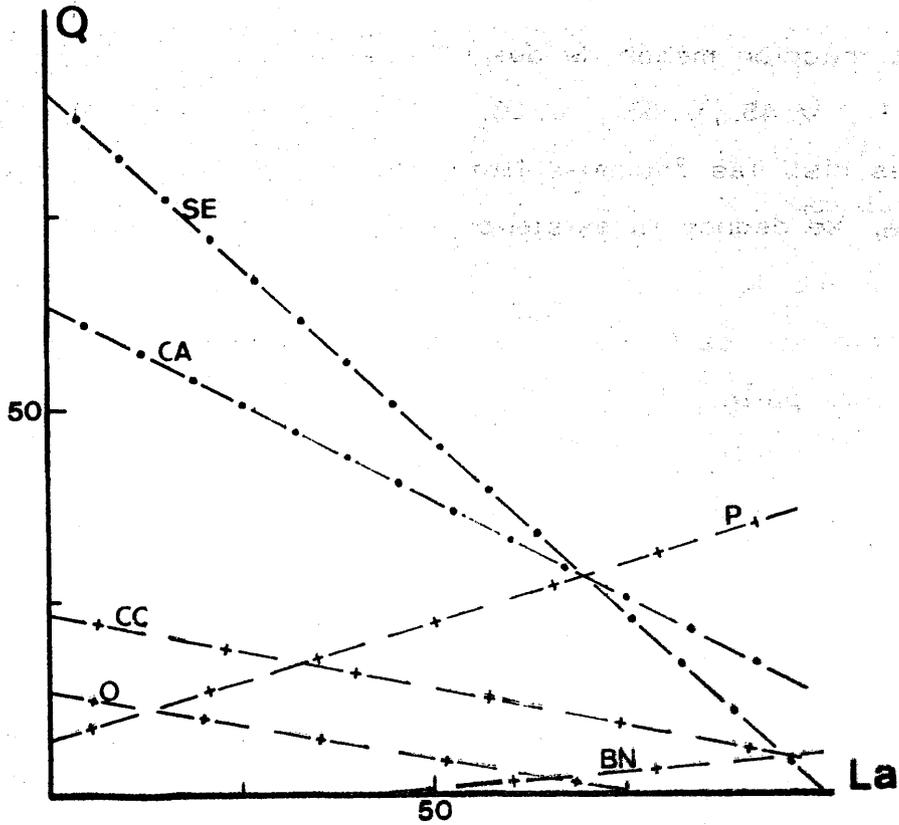


Fig. VI.6. Correlación entre los contenidos en cuarzo y minerales laminares.

P: el Puntal  
 CC: Cuevas del Campo  
 BN: Baza Norte  
 O: Orce  
 CA: Caniles  
 SE: Serón

## VI. 2. GENESIS DE LOS MINERALES DE LA ARCILLA.

### VI. 2. 1. Introducción.

De la observación de las tablas en que se expone la composición mineralógica de la fracción menor de dos micras (tablas V. 2., V. 10., V. 17., V. 27., V. 34., V. 41., V. 48., V. 55., V. 62., V. 69., V. 76. y V. 84.) correspondientes a las distintas columnas litológicas estudiadas en la Depresión de Guadix-Baza, se deduce la existencia de dos tipos de asociaciones de minerales de la arcilla: la primera, y más extendida, constituida por illita, paragonita, clorita, caolinita y montmorillonita; mientras que la segunda - contiene además paligorskita.

En ambos casos los minerales fundamentales son la illita y la montmorillonita, con o sin paligorskita; los restantes minerales se encuentran en proporciones pequeñas e incluso, ocasionalmente, pueden faltar.

Por otra parte, se pueden señalar dos hechos: en primer lugar, que la razón illita/montmorillonita es muy variable y en segundo lugar, que la paligorskita representa medios con una importante actividad química; por tanto, hemos de pensar en la existencia de, al menos, dos tipos de procesos fundamentales en el depósito de los materiales de la Depresión: herencia y neoformación.

### VI. 2. 2. Minerales heredados.

#### VI. 2. 2. 1. Micas.

Illita. La consideramos, en su totalidad, como un mineral heredado. Puede proceder, principalmente, de los materiales Béticos s. str. en los que es muy frecuente y abundante, fundamentalmente en micasquistos y fillitas; o bien, de los materiales subbéticos y prebéticos.

Seguidamente, expondremos los criterios en que nos basamos para afirmar el origen detrítico de este mineral, así como sus posibles áreas fuentes.

La illita es el mineral más abundante en los niveles de carácter detrítico más acusado. En la fracción limo supera, constantemente, el 75% de los filosilicatos; estas proporciones son netamente superiores a las que alcanza en la fracción arcilla.

Los parámetros cristaloquímicos medidos en las illitas de esta cuenca (los valores se han resumido en las tablas del capítulo V.: Resultados) coinciden, a grandes rasgos, con los de las micas de las áreas metamórficas adyacentes. Se observan, no obstante, algunas variaciones, debidas principalmente a alteraciones sufridas por estos minerales durante el transporte. Así es frecuente apreciar asimetría en las reflexiones basales (especialmente en la reflexión 0, 0, 1) hacia la zona de ángulos más bajos.

En la figura VI. 7. hemos representado la variación del valor medio del eje  $b_0$ , de las illitas de cada columna, en función de la distancia al área fuente. La medida de este parámetro, así como de los restantes, se ha realizado en la fracción de 2 a 20 micras, en la cual es el mineral fundamental.

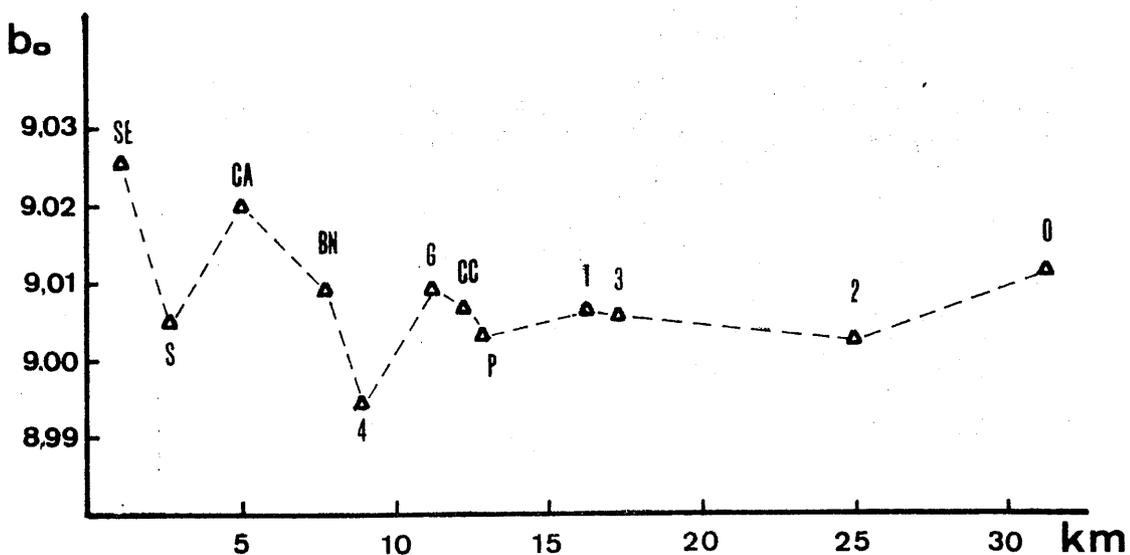


Fig. VI. 7. Relación entre el eje  $b_0$  de las illitas y la distancia al área fuente.

A pesar de que la Depresión de Guadix-Baza se encuentra limitada, en gran parte, por materiales de las zonas Subbética y Prebética, y que los relieves de la zona Bética s. str. están constituidos, fundamentalmente, por los del Complejo Nevadofilábride y del Complejo Alpujárride, hemos considerado como área fuente (para poder relacionar diversos parámetros cristaloquímicos con la distancia recorrida) estos últimos materiales por su mayor proximidad a la mayoría de las columnas y, como veremos más adelante, por la presencia en casi todas las muestras de paragonita que sólo puede proceder de ellos (o bien de las rocas del Complejo Nevadofilábride). De todas formas se ha calculado, también, la variación de los parámetros cristaloquímicos considerando como posible área fuente los restantes materiales (Nevadofilábride y Subbéticos) observándose que, en general, no existe correlación alguna; principalmente, si la posible procedencia se refiere a las rocas del Subbético.

Las distancias (en km.) se han medido en relación al contacto de los mantos alpujárrides más cercanos a cada columna, siguiendo la dirección de la red hidrográfica actual (1), por consiguiente los datos se dan por defecto.

No obstante, como lo que nos interesa es la variación relativa con la distancia, los posibles errores quedarán, de esta forma, amortiguados.

Volviendo a la figura VI. 7. observamos que existe una ligera disminución de las dimensiones del eje  $b_0$  a medida que nos alejamos del área fuente.

La disminución del eje  $b_0$  con el transporte podría interpretarse como un

---

(1) A pesar de no coincidir exactamente esta red fluvial con la existente durante el depósito de los sedimentos del Plioceno-Pleistoceno, probablemente la de entonces presentaría características muy semejantes a la actual.

efecto de hidratación semejante al encontrado por WHITE (1960) cuando - sustituye, en las moscovitas, iones potasio por hidronio. ORTEGA HUERTAS (1978) observa el mismo efecto, disminución del eje  $b_o$ , con la distancia al área fuente en las moscovitas de la "Block Formation".

En las figuras VI. 8. y VI. 9. se presentan los histogramas de distribución de frecuencias del parámetro  $b_o$  en las columnas estudiadas. Las diferencias, entre unas y otras formaciones, son muy escasas; no obstante, cabe señalar lo siguiente:

- .. En general, no existen máximos de frecuencias netos. Suele aparecer más de un máximo o la gama de valores es tan amplia, que en realidad, lo que existe son diversos histogramas.
- .. El mayor número de valores, para la Formación de Baza (P, CC, BN y O) oscila entre 9,010 y 9,015. En la columna Cuevas del Campo (CC) además de ese máximo existe otro a 9,000 A. La gama de valores es muy extensa, especialmente para Cuevas del Campo y El Puntal (P) (debemos señalar que estas dos columnas se sitúan bastante alejadas de las rocas alpujarrides).
- .. En la Formación Lacustre (-1-, -2-, -3- y -4-) no aparecen máximos bien definidos. No obstante, se puede indicar que las columnas Campillo y Cerro de los Pinos (-1-, -3-) presentan máximos para valores de 9,005 y 9,010 A, mientras que en las otras dos columnas los máximos se sitúan entre 9,000 y 9,005A.
- .. Mientras que la mayor frecuencia para la serie de Gorafe (G) - (relativamente próxima a las unidades alpujarrides que afloran en la Sierra de Baza) varía entre 9,010 y 9,015 A; en la columna de Río Fardes lo hace desde 9,000 a 9,005 A, es decir en esta los  $b_o$  son más pequeños. Esta diferencia está estrechamente relacionada con su situación, muy próxima a la zona NE de Sierra Nevada y relativamente alejada de la Sierra de Baza, y por tanto con la procedencia de los materiales que la constituyen.
- .. En las columnas correspondientes a la Formación de Serón-Cañiles (CA y SE) es donde hemos encontrado los valores de  $b_o$  - más altos. Los máximos en ambas series son superiores a 9,020 A, y en ninguna muestra hemos observado valores inferiores a 9,010 A.

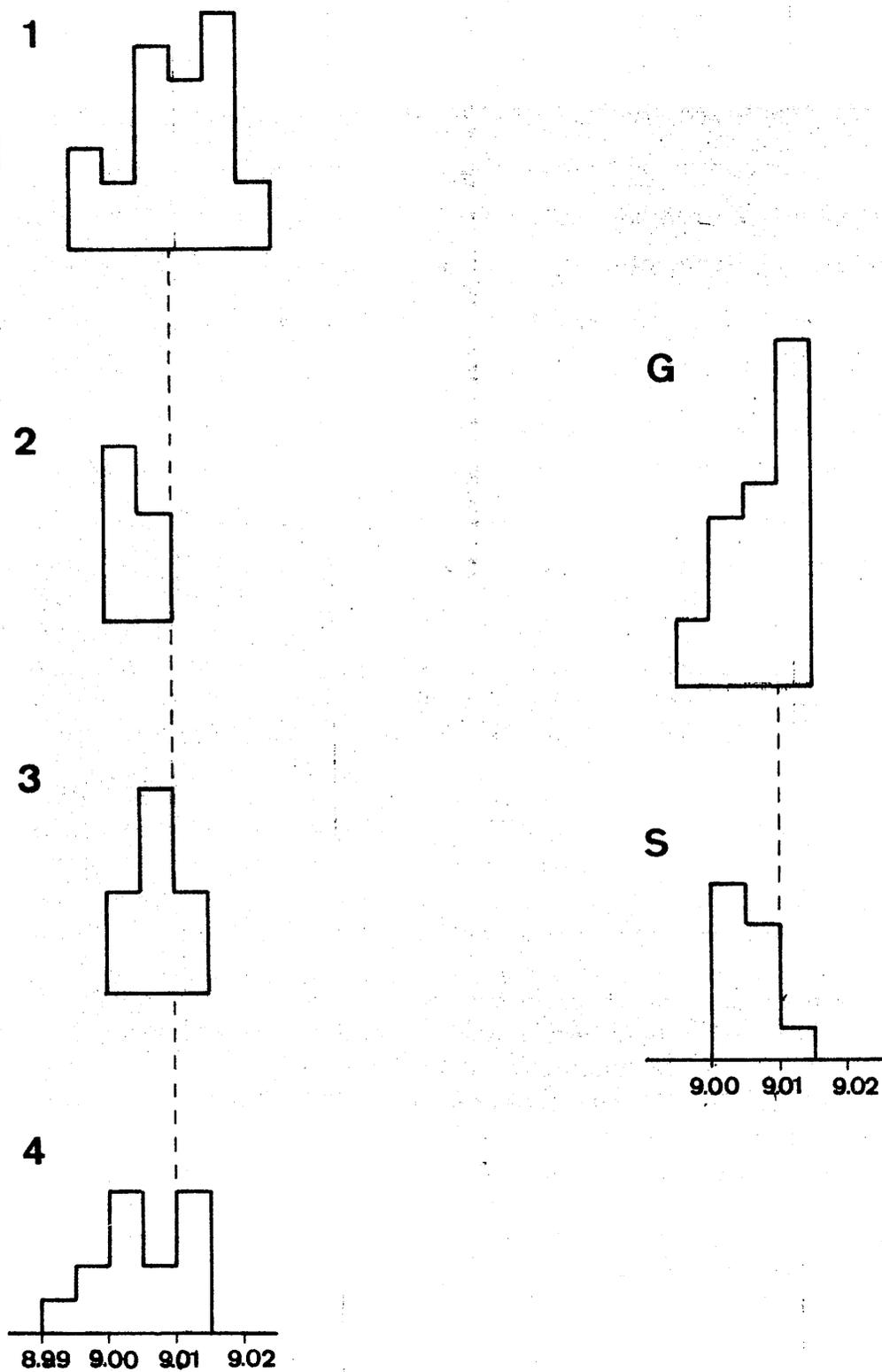


Fig.VI. 8. Histogramas de frecuencia de los valores del parámetro  $b_0$  en illtas.

1. Campillo, 2. Estación de Huélago, 3. Cerro de los Pinos  
4. Solana del Zamborino, G. Gorafe, S. Río Fardes

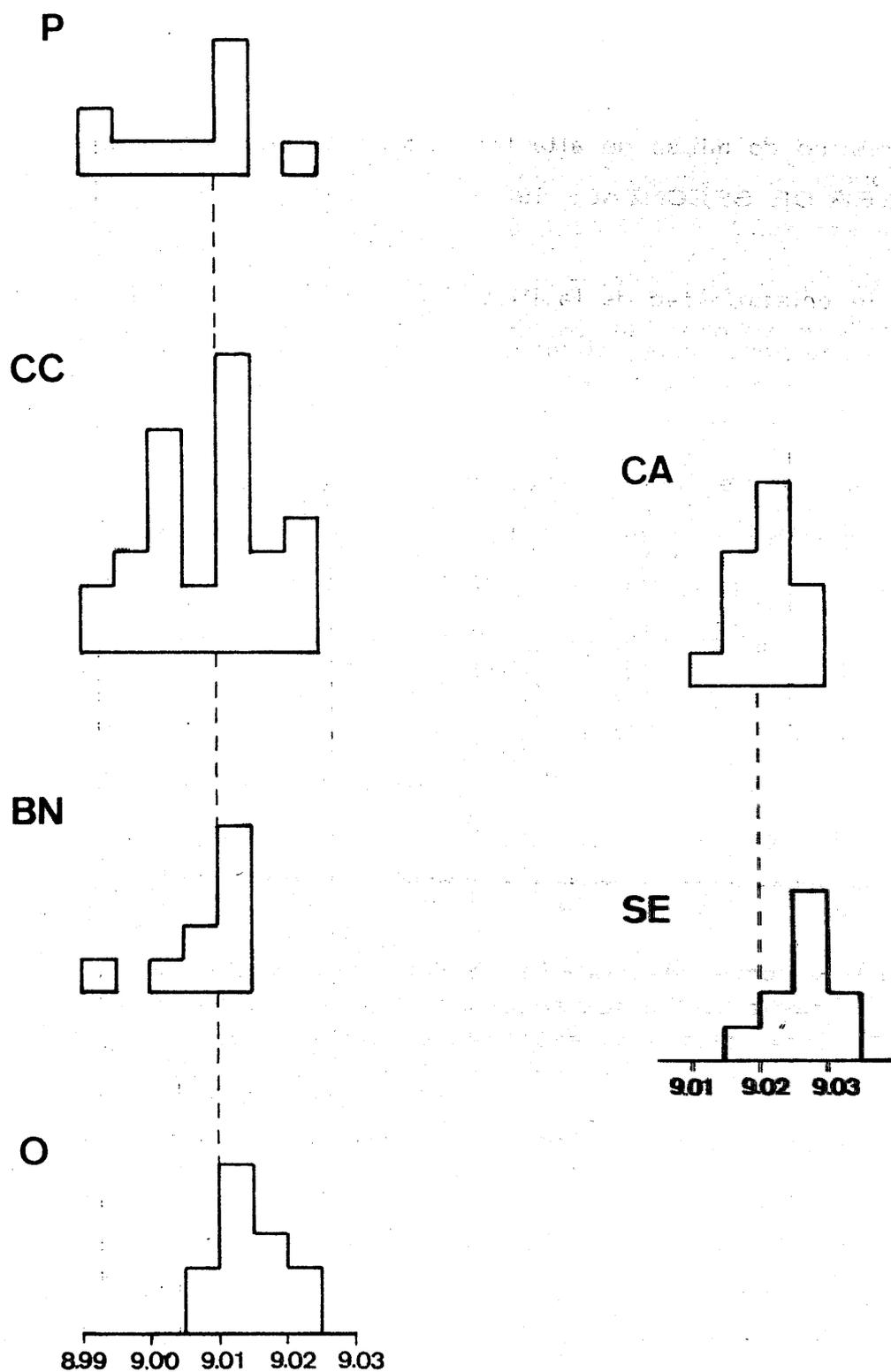


Fig. VI. 9. Histogramas de frecuencia de los valores del parámetro  $b_0$  en illitas.

P. El Puntal, CC. Cuevas del Campo, BN. Baza Norte  
O: Orce, CA. Caniles, SE. Serón

Un criterio adicional que apoya el origen detrítico de las illitas es la casi total ausencia del politipo 1Md (determinado según el método de VELDE y HOWER, 1963). El politipo presente, en las muestras estudiadas, es el  $2M_1$  característico de micas de alta temperatura (YODER y EUGSTER, 1955; DUNOYER DE SEGONZAC, 1969).

En cuanto a la cristalinidad de la illita (índice de Kubler) la gama de valores encontrados para cada columna se expone en la figura VI. 10.

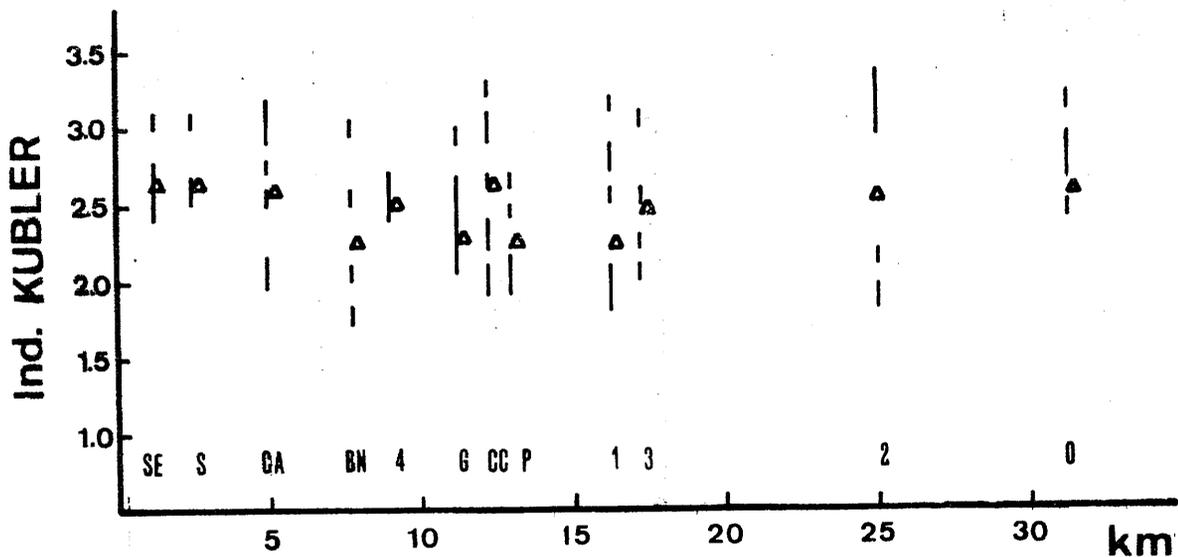


Fig. VI. 10. Valores de cristalinidad (índice de Kubler) y media aritmética en cada columna litológica ( $\Delta$ ). Los valores se expresan en mm.

En la figura se observa que el índice de Kubler oscila entre límites muy amplios (desde 1,70 hasta 3,40 mm). A pesar de tales divergencias, se aprecia cómo en las columnas de las formaciones de Guadix y de Serón-Caniles (S, G, CA y SE) las variaciones son más restringidas. En la serie de Caniles (CA) los valores próximos a 2 mm. corresponden a los niveles más bajos que, como ya se indicó, pertenecen a la Formación de Baza. En Solana del Zamborino (4) los márgenes de variación también son muy estrechos, aún cuando PEÑA (1976) supone que pertenece a la Formación Lacustre. La pequeña variación del índice de Kubler en esta serie

se debe , primordialmente, a que únicamente se ha podido medir la cristalinidad en tres muestras correspondientes a niveles detríticos.

En la figura VI. 10. también hemos representado los valores medios de la cristalinidad de la illita para cada columna. Se observa que en las series correspondientes a las formaciones lacustres y de Baza las medias presentan valores inferiores a 2,5 mm., mientras que en las de carácter detrítico estos valores se sitúan por encima de dicho valor (incluso para los niveles intercalados en las primeras columnas).

La excepción a esta tendencia general la constituyen las columnas de Cuevas del Campo, Orce y Gorafe. En la primera los niveles detríticos intercalados influyen en que el valor medio del índice sea algo más alto; en el caso de Orce creemos que parte de las illitas pueden proceder, por su proximidad, de materiales subbéticos y por tanto ser illitas de cristalinidad más pobre que las de materiales metamórficos. En el caso opuesto, se sitúa la columna de Gorafe, la cual siendo detrítica presenta, sin embargo, un índice medio inferior a 2,5 mm. Este hecho pensamos que puede deberse a tres factores:

- .. La presencia masiva de niveles detríticos relativamente groseros (arenas y conglomerados) implicaría una cristalinidad más elevada, ya que cuanto mayor es la granulometría más alta es la cristalinidad de las illitas que se encuentran en ellos (DUNOYER DE SEGONZAC, 1969).
- .. La relativa proximidad de esta serie respecto a la Unidad de Hernán Valle (Unidad Alpujarride diferenciada en la Sierra de Baza, por DELGADO, 1978). Las rocas de esta Unidad presentan un grado de metamorfismo más alto que el resto de las unidades alpujarrides de esta sierra lo que implicaría, de acuerdo con KUBLER (1964, 1966 y 1968), WEBER (1972) y MARTIN RAMOS (1976), una cristalinidad más elevada para las micas de la Unidad de Hernán Valle.
- .. El último factor a considerar, en esta columna, es que en sus niveles más bajos la illita aparece junto a paligorskita, lo que parece indicar que existió, durante ese período de depósito una importante actividad química que actuaría en el sentido de agra-

dar la red tipo mica.

Una adecuada valoración de las consideraciones expuestas, tanto de carácter general, como las particulares, permite suponer que las illitas aportadas por los relieves circundantes (fundamentalmente los materiales alpujárrides) sufrieron un ligero proceso de degradación al que se sobreimpuso, en la zona de mayor actividad química, un segundo proceso en sentido inverso que explicaría el grado de cristalinidad más alto que presentan las illitas de esta Formación. No obstante, es conveniente tener en cuenta que los márgenes de variación son relativamente pequeños para el conjunto de todas las muestras como consecuencia de que el área de procedencia es bastante homogénea.

A partir de la fórmula de SCHERRER (1918), modificada por WEBER et al. (1976) se ha calculado el tamaño medio de cristalito de las illitas.

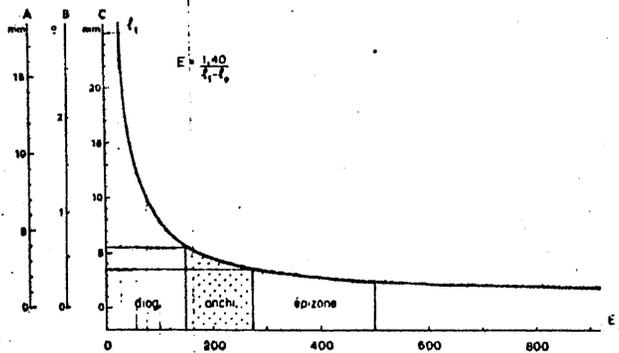


Fig. VI. 11. Correspondencia entre diversos índices de cristalinidad y espesor aparente (E) de los cristalitos.

A: índices de Kubler, B. anchura expresada en grados.

C: índices de Dunoyer de Segonzac.

$l_1$  y  $l_0$ : anchuras medidas en radianes para las illitas estudiadas y muestra patrón.

En la mayoría de las muestras, los valores se corresponden con un metamorfismo de epizone. También se han encontrado tamaños que corresponden-

rían a anquizona. Este hecho no debe inducir a error y en lugar de considerar que se haya alcanzado este grado de diagénesis tan elevado en la cuenca, se debe suponer que existió un proceso de degradación de las filitas metamórficas, que en un principio, presentarían una cristalinidad mayor.

En las figuras VI. 12. y VI. 13. se han resumido los histogramas de frecuencia de los valores del espaciado basal  $d(0, 0, 10)$  de las filitas, con objeto de dar una visión de conjunto y comparar con otros autores.

Se pueden hacer los siguientes comentarios:

- .. en la mayoría de las columnas la máxima frecuencia de datos se dispone alrededor de 1,994 Å. Únicamente, en la serie El Puntal (P) y Serón (SE) los máximos se agrupan para valores ligeramente superiores (alrededor de 2,002 Å).
- .. los márgenes de variación, excepto en Campillo (-1-) son bastante estrechos.

En general no se observa una relación significativa entre los valores del parámetro  $b_0$  de las filitas y los correspondientes espaciados basales. MARTIN RAMOS y RODRIGUEZ GALLEGO (1976) afirman que en los mantos Alpujarrides el comportamiento del espaciado basal de las moscovitas no es coherente con la variación del parámetro  $b_0$ , hecho que atribuyen a la existencia de efectos adicionales a los de fengitización. Los valores medios, indicados por estos autores, en filitas y micasquistos de estos mantos son de 1,9946 y 1,9948 Å, respectivamente. Este hecho apoya de nuevo, la hipótesis que veníamos arrastrando, basada en consideraciones anteriores, en relación con los materiales alpujarrides como área fuente.

No obstante, en las muestras correspondientes a la serie de Serón (SE), se aprecia una clara correlación, de carácter positivo, entre los dos parámetros indicados. Esta correlación podría justificarse teniendo en cuenta

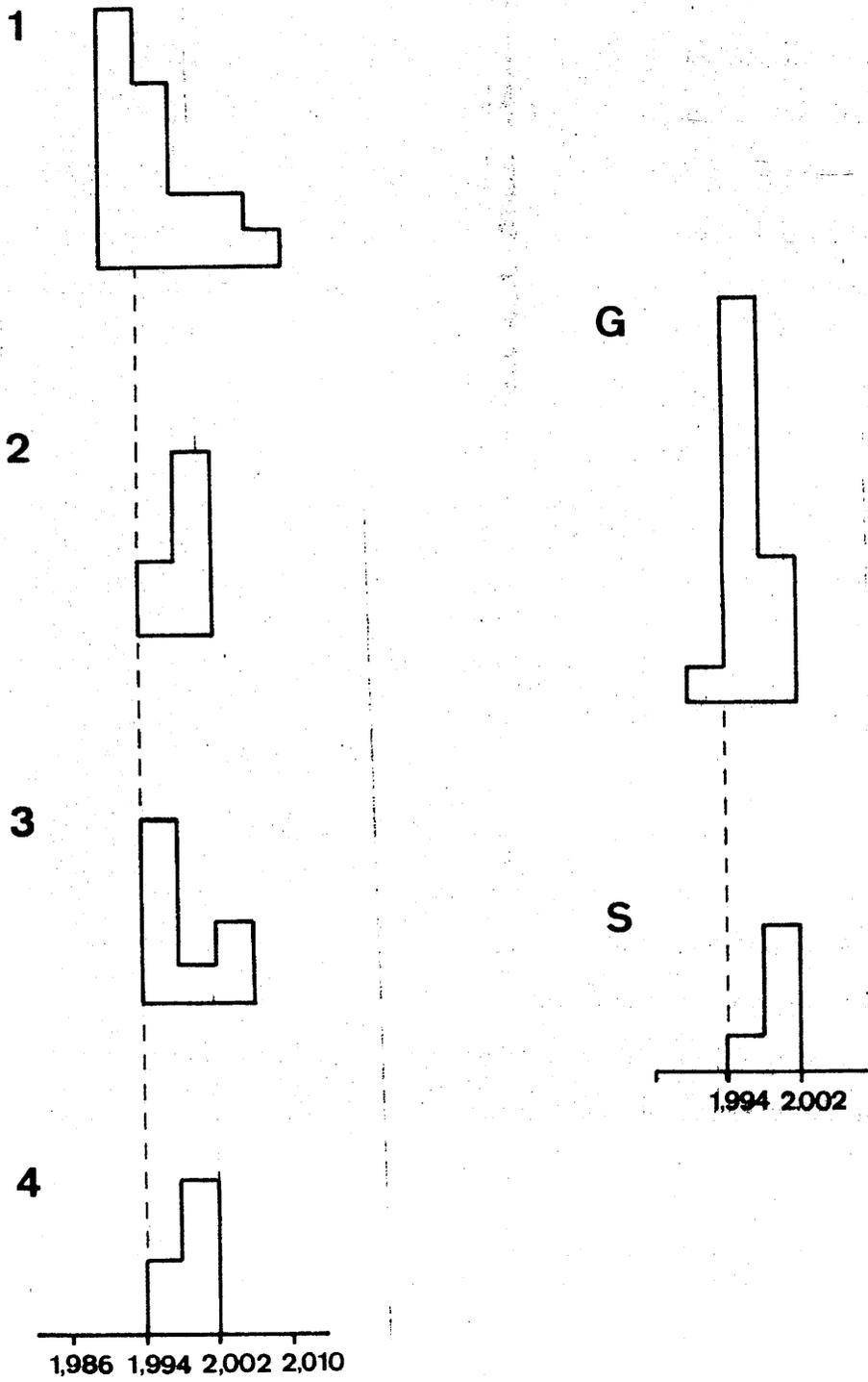


Fig. VI. 12. Histogramas de frecuencia de los valores del espaciado basal  $d(0, 0, 10)$  de las illitas.

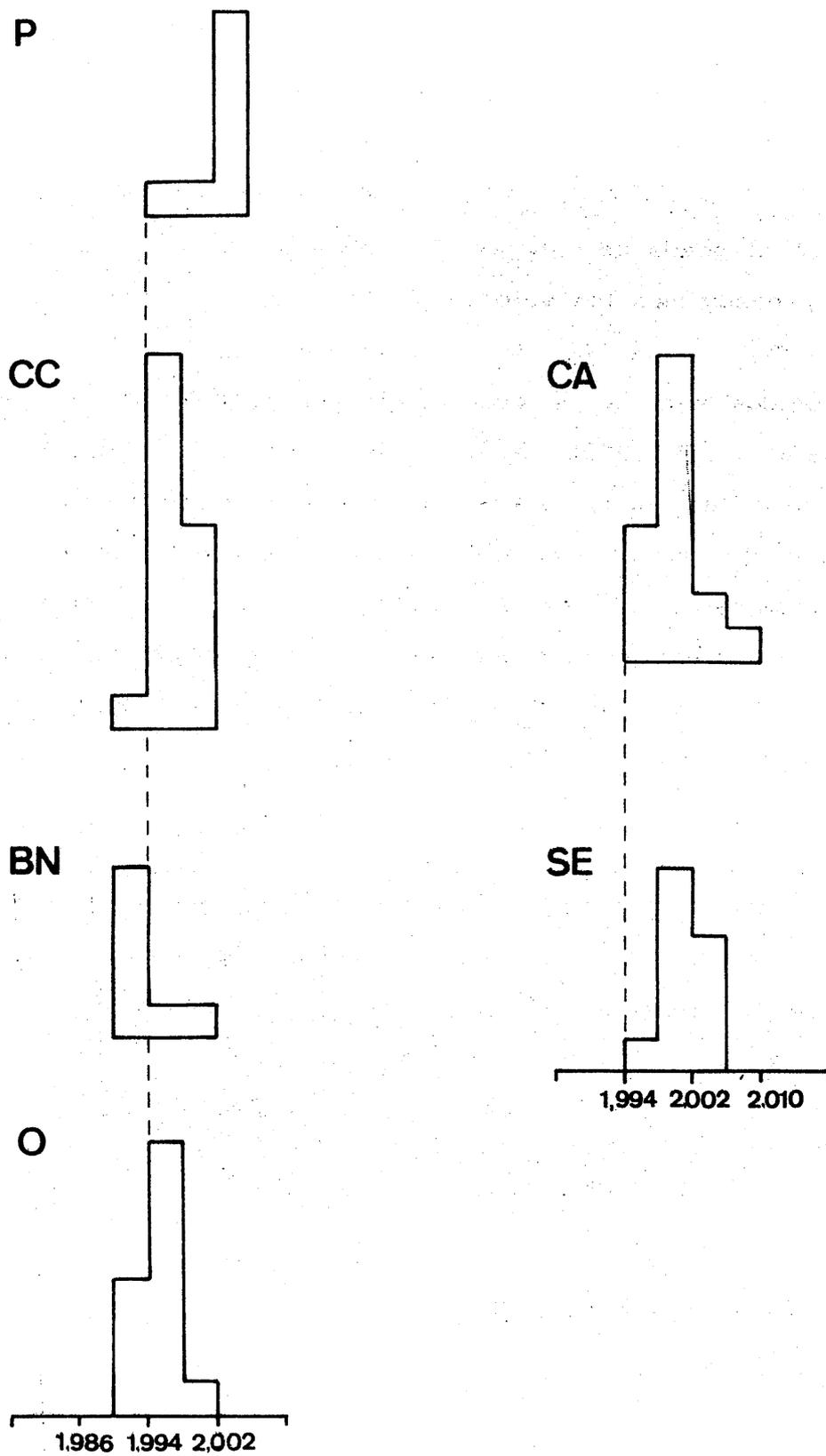


Fig. VI. 13. Histogramas de frecuencia de los valores del espaciado basal  $d(0, 0, 10)$  en las illitas.

ta que el comportamiento de las illitas de esta columna es diferente al resto de las series estudiadas y que podría corresponder a un comienzo de transformaciones significativas de las illitas heredadas.

En relación con el grado de paragonitización ( $\text{Na}/\text{Na}+\text{K}$ ) de estas micas, en la tabla VI.6., resumimos los valores medios para cada columna (1).

Los datos obtenidos mediante la ecuación propuesta por MARTIN RAMOS y RODRIGUEZ GALLEGO (1976), deben considerarse con precaución, pues en nuestro caso las illitas pueden presentar un cierto grado de sustitución de potasio por hidronio, consecuencia del proceso sedimentario; este efecto hace crecer el espaciado basal de las illitas y enmascara la presencia de sodio cuando se intenta determinar por métodos difractométricos. Por tanto, es posible que los porcentajes de sodio, que realmente tengan las micas, sean mayores que los calculados.

---

(1) El valor entre paréntesis significa el número de niveles, de cada columna, en los que existe cierto grado de sustitución de potasio por sodio.

Tabla VI. 6. Valores medios del grado de paragonitización y sustituciones tetraédrica y octaédrica de las illitas en cada columna.

SERIE	Na/Na+K	Si	Al <sup>IV</sup>	Al <sup>VI</sup>	Fe+Mg
Campillo (-1-)	0, 04	12, 64	3, 36	6, 97	1, 03
Estación de Huélago (-2-)	0, 00	12, 56	3, 44	7, 12	0, 87
Cerro de los Pinos (-3-)	0, 00	12, 58	3, 42	7, 08	0, 92
Solana del Zamborino (-4-)	0, 00	12, 23	3, 77	7, 54	0, 46
Rfo Fardes (S)	0, 00	12, 55	3, 45	7, 13	0, 87
Gorafe (G)	0, 01	12, 61	3, 39	7, 02	0, 98
El Puntal (P)	0, 00	12, 54	3, 46	7, 15	0, 85
Cuevas del Campo (CC)	(3) 0, 01	12, 64	3, 36	6, 98	1, 02
Baza Norte (BN)	(4) 0, 12	12, 69	3, 31	6, 89	1, 11
Orce (O)	(5) 0, 01	12, 77	3, 23	6, 74	1, 26
Caniles (CA)	(11) 0, 17	12, 97	3, 02	6, 37	1, 63
Serón (SE)	0, 00	13, 18	2, 82	6, 01	1, 99

Del examen de la tabla VI. 6. se desprende que unicamente existe cierto grado de paragonitización en dos columnas, Caniles (CA) y Baza Norte (BN). En las restantes, o es cero o prácticamente no se presenta (máximo de 0, 04 en Campillo -4-).

Las columnas Caniles y Baza Norte son relativamente próximas a la zona oriental de la Sierra de Baza, sector en el que los materiales del complejo nevadofilábride tienen una importante representación. Por otra parte, si observamos la red fluvial actual y admitimos que durante el depósito de los materiales que rellenan la Depresión su disposición pudo ser similar, ambas columnas estarían influenciadas por aportes de materiales muy parecidos.

Por lo tanto, si admitimos que las rocas del complejo nevadofilábride han soportado un grado de metamorfismo más alto que los materiales alpujárnides y que la cantidad de sodio presente en las moscovitas y fengitas metamórficas aumenta con la temperatura podemos suponer que los materiales del citado complejo han constituido el área fuente de varios tramos de las columnas Caniles y Baza Norte.

En la tabla VI. 6. también se representan los valores medios, para cada columna litológica, del grado de sustitución tetraédrica y octaédrica (grado de fengitización) en las illitas. Con estos datos se han construido las figuras VI. 14. y VI. 15.

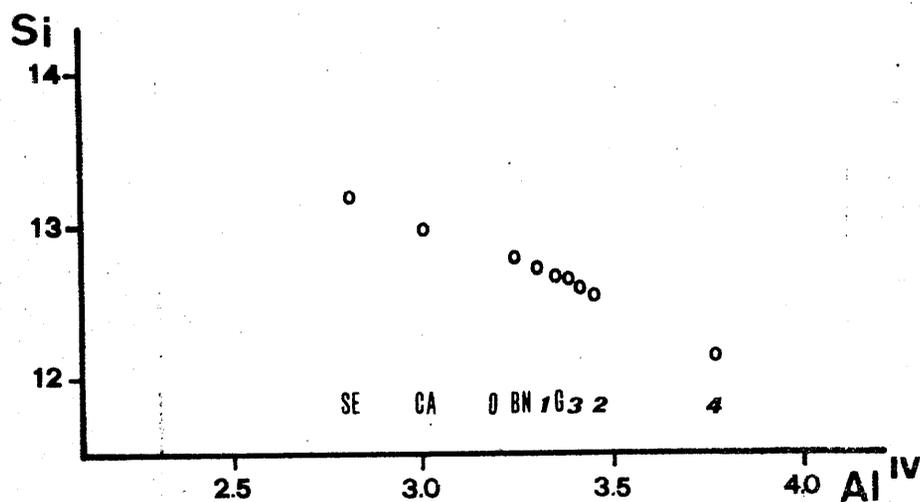


Fig. VI. 14. Valores medios de la sustitución de Si por Al<sup>IV</sup> en diferentes columnas litológicas.

SE. Serón, CA. Caniles, O. Orce,  
 BN. Baza Norte, 1. Campillo, G. Gorafe,  
 3. Cerro de los Pinos, 2. Estación de Huélago  
 4. Solana del Zamborino

(En el punto nº 2 coinciden las series de Río Fardes -S- y El Puntal -P-).

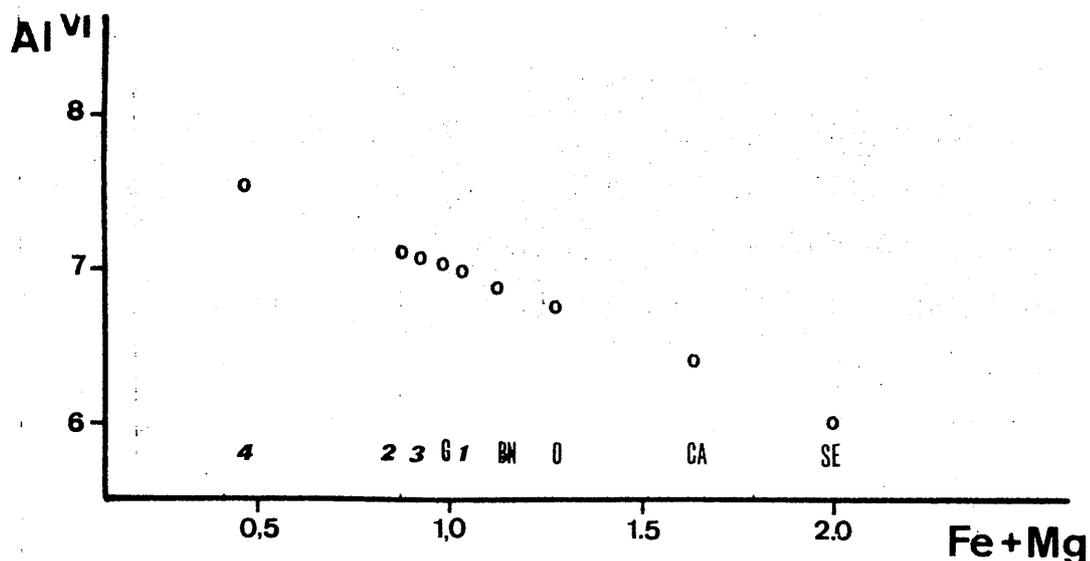


Fig. VI. 15. Valores medios de la sustitución de  $Al^{VI}$  por  $Fe + Mg$  en las diferentes columnas litológicas.

(Explicación de la figura igual que en la número VI. 13.).

Los resultados obtenidos, en todas las columnas, son muy parecidos. Los márgenes de variación de la sustitución de Si por  $Al^{IV}$  y de  $Al^{VI}$  por Fe y Mg son, en general, muy estrechos. Únicamente las columnas Serón y - Solana del Zaborino se desvían, un poco, de la tendencia general. En el primer caso se observa una razón Si/Al muy alta en la capa tetraédrica, - comparada con las restantes series; mientras que en el segundo esta razón es bastante menor.

De nuevo se plantea, para la serie Serón, el hecho de su desviación significativa de comportamiento respecto de las demás columnas, que hace suponer que las micas de esta serie hayan sufrido un proceso sedimentario diferente del resto. En relación a la columna Solana del Zaborino el menor valor de la razón Si/Al se justificaría, teniendo en cuenta que sólo se han podido analizar tres muestras correspondientes a los niveles detríticos.

### Paragonita.

Este mineral aparece en las distintas columnas de esta cuenca, de forma casi sistemática, pero en proporciones relativamente bajas. Tales cantidades parecen inferiores a lo que cabría esperar en función de la abundancia de este mineral en algunas de las rocas de los complejos de Sierra Nevada y Alpujarride. No obstante, debemos de tener en cuenta que el porcentaje relativo de minerales minoritarios está condicionado por el de mayoritarios y en consecuencia, se puedan obtener conclusiones falsas sobre el contenido real de alguno de estos minerales minoritarios, en este caso la paragonita, comparado con el correspondiente contenido en los materiales del área fuente.

La paragonita ha sido considerada, durante bastante tiempo, como un mineral raro (HARDER, 1956); sin embargo, en los últimos años son cada vez más frecuentes las citas de este mineral en formaciones metamórficas; así, en cuanto a los materiales que rodean la Depresión de Guadix-Baza, NIJHUIS (1964) la encuentra en paragénesis con glaucofana, epidota, albita y clorita en los micasquistos de la Serie Filábride (Sierra de los Filabres). PUGA (1969) la cita como constituyente de los micasquistos de la serie Filábride en Sierra Nevada. En los materiales correspondientes a los mantos alpujarrides también es mencionada por diferentes autores: GONZALEZ et al. (1970), OROZCO (1972), GALLEGOS y RODRIGUEZ GALLEGOS (1973), ALI (1974).

Los posibles procesos genéticos de la paragonita en las rocas de la zona Bética han sido mencionados por GONZALEZ et al. (1970), PUGA (1969), MARTIN RAMOS (1976). Por otro lado, ninguno de los autores que han estudiado los materiales subbéticos cercanos a la Depresión de Guadix-Baza, menciona la presencia de paragonita (DORRONSORO, 1969; ARANA y COLETO, 1974).

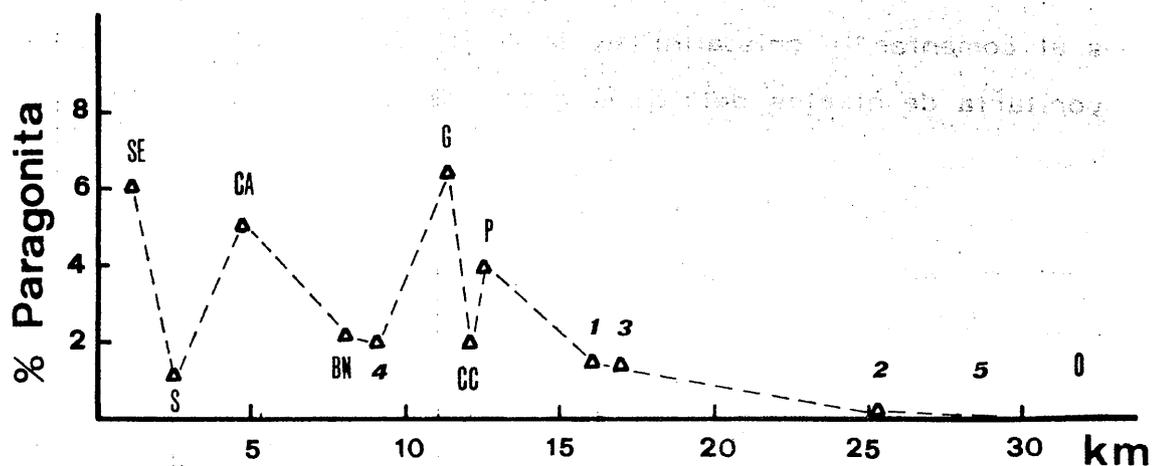


Fig. VI. 16. Variación del contenido medio en paragonita de cada columna en función de la distancia al área fuente (fracción menor de 2 micras).

En la figura VI. 16. se ha representado la variación de paragonita en relación con la distancia al área fuente, considerando como tal área los materiales alpujárrides. Se observa, cómo existe una tendencia general a disminuir las proporciones de paragonita con la distancia al área fuente. En la fracción limo también se observa esta tendencia general aunque no está tan bien definida.

En la figura VI. 16. se aprecia que tres columnas no siguen el esquema propuesto, son: Río Fardes (S), Gorafe (G) y El Puntal (P). La anomalía de las dos primeras creemos que puede deberse a su situación especial dentro de la cuenca. Así, Río Fardes se localiza muy cerca de materiales subbéticos y maláguides, por lo que las rocas procedentes de estas dos zonas no aportan paragonita, y, por otra parte, los materiales alpujárrides que afloran en los relieves más próximos a esta serie pertenecen a los mantos de -

La Plata, Carbonales y Alagurara (nomenclatura de NAVARRO VILA, 1976) que han sufrido un metamorfismo relativamente alto (andalucita-biotita-estauroлита), en el que la paragonita es inestable.

En el caso de la serie de Gorafe podemos invocar los mismos hechos que ya vemos al comentar la cristalinidad de la illita, especialmente la presencia mayoritaria de niveles detríticos groseros (esta circunstancia implicaría un transporte relativamente corto).

En la columna El Puntal debemos tener en cuenta que hay intercalaciones de niveles detríticos correspondientes a la Formación de Guadix y, por otra parte, el total de muestras estudiadas no es muy elevado (Cuevas del Campo tiene, también, intercalaciones fluviales pero representan cuatro muestras de un total de veinte, por lo que la influencia de estos niveles detríticos en la media del contenido en paragonita quedaría más atenuado que en el caso de El Puntal).

El análisis comparado del incremento angular entre las reflexiones 0, 0, 10 de illita y paragonita de los materiales de la Depresión con el correspondiente a las rocas de la zona interna de las Béticas (MARTIN RAMOS, 1976) se pueden extraer conclusiones acerca de las posibles áreas fuentes.

Los resultados parciales y los diagramas correspondientes figuran en el Capítulo V. En la figura VI. 17. hemos representado los márgenes de variación del incremento angular ( $\Delta 2\theta$ ), así como la media aritmética de este valor para cada columna ( $\Delta$ ).

En principio, cabría esperar que los límites de variación del incremento angular fueran pequeños en el conjunto de los materiales de la Depresión respecto a los valores obtenidos en el área fuente. Sin embargo, si se compara esta figura con la VI. 10. (cristalinidad de la illita) se observa a grandes rasgos, un comportamiento muy semejante. Así, se aprecia cómo -

la mayor dispersión de los valores corresponde a las mismas columnas - (Cuevas del Campo y Campillo), y por otra parte que los márgenes de variación más estrechos se presentan, en general, en las columnas de marcado carácter detrítico. Además, la posición de las medias aritméticas de ambos parámetros, es semejante.

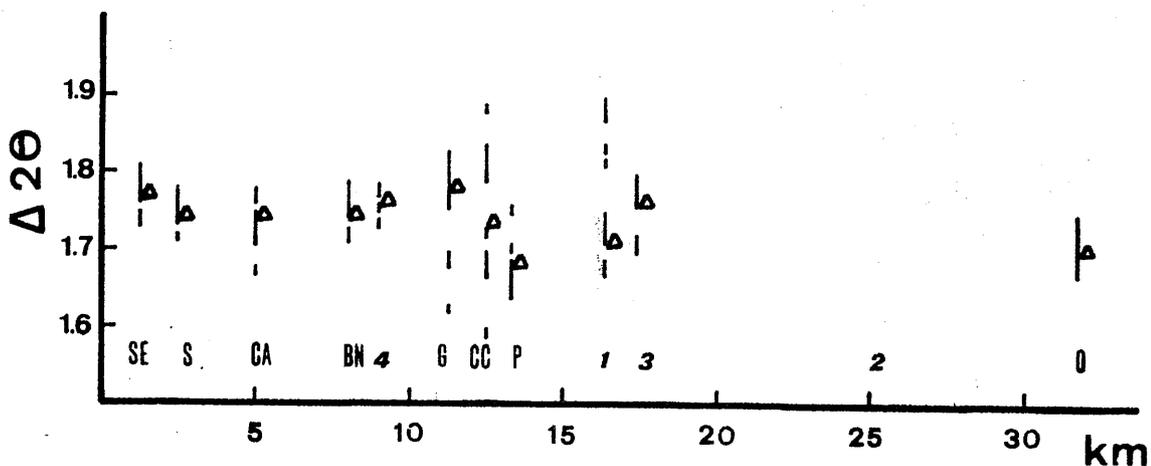


Fig. VI. 17. Variación de la medida  $\Delta 2\theta$  y su media aritmética en cada columna.

Sobre la base de las consideraciones de MARTIN RAMOS (1976) acerca del significado de la medida del  $\Delta 2\theta$  en las rocas de las zonas internas de las Béticas, cabría pensar que este parámetro es independiente de las fluctuaciones químicas en la cuenca sedimentaria. Sin embargo, nosotros encontramos que los menores valores medios de dicho parámetro se presentan en los sedimentos con clara influencia química, en los que ha habido una mayor actividad iónica, frente a los típicamente detríticos en los que el proceso dominante es la herencia.

Pese a lo dicho anteriormente, parece posible comparar nuestros resultados con los obtenidos por MARTIN RAMOS (1976) para las rocas del área fuente, ya que las diferencias del incremento angular entre unos y otros materiales son muy pequeñas.

<u>COLUMNA LITOLÓGICA</u>	<u>UNIDAD (ES) DE PROCEDENCIA</u>
Campillo (-1-)	Filitas alpujárrides y Manto del Veleta
Cerro de los Pinos	Filitas alpujárrides
Solana del Zamborino	Filitas alpujárrides
Río Fardes (S)	Filitas alpujárrides y Complejo nevado-filábride.
Gorafe (G)	Idem.
El Puntal (P)	Idem.
Cuevas del Campo (CC)	Idem.
Baza Norte (BN)	Idem.
Orce (O)	Filitas alpujárrides
Caniles (CA)	Filitas alpujárrides y Manto del Veleta
Serón (SE)	Idem.

Del análisis del cuadro anterior deducimos que la mayoría de los materiales proceden de las filitas alpujárrides, ya que los valores encontrados del incremento angular correspondientes al Complejo nevado-filábride son muy escasos.

Finalmente, en las figuras VI. 18. a VI. 21. se han representado las relaciones existentes entre los espaciados basales  $d(0, 0, 10)$  de la illita y la paragonita.

En cada una de las figuras se han agrupado las muestras correspondientes a una misma formación; mientras que en la figura VI. 22. se recogen los valores de todas las formaciones representadas por áreas de diferente rayado. Como podemos observar, en todos los casos hay una correlación positiva - entre ambos parámetros lo que se puede interpretar como que ambas micas han sufrido procesos similares. Estos procesos, fundamentalmente, repre -

sentarían el inicio de la hidratación de ambas micas, con el correspondiente incremento del espaciado basal.

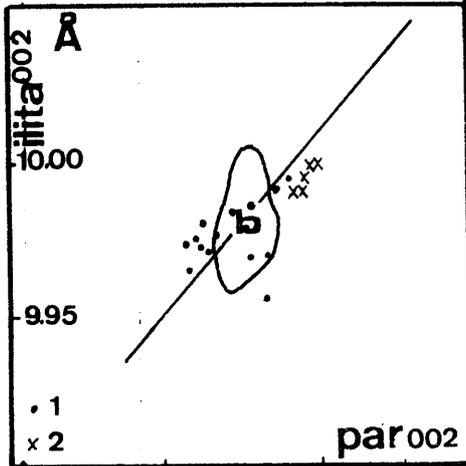


Fig VI.18

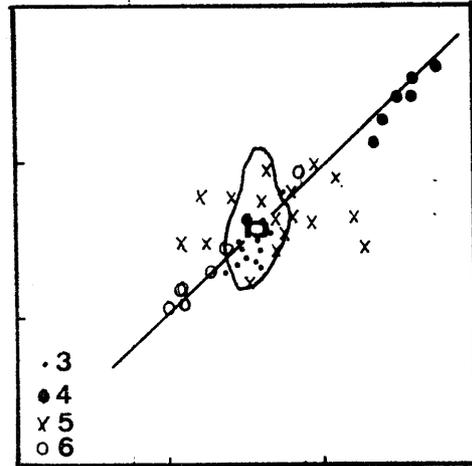


Fig VI.19

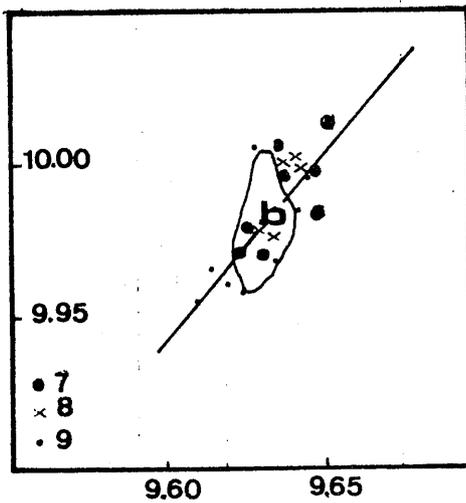


Fig VI.20

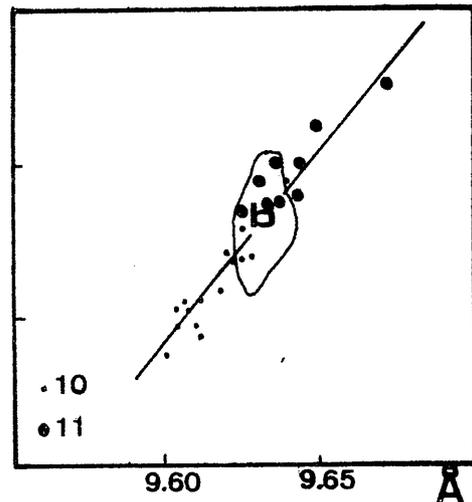


Fig VI.21

Relación entre los espaciados basales de illita y paragonita. 1. Gorafe, 2. Río Fardeas, 3. Orce, 4. El Puntal, 5. Cuevas del Campo, 6. Baza Norte, 7. Cerro de los Pinos, 8. Solana del Zamborino, 9. Campillo, 10. Caniles, 11. Serón. El área bajo la curva corresponde a los valores obtenidos por Martín Ramos (1976) para filitas alpujarrides. b, bari-centro.

De las figuras VI. 18. a VI. 21. también parece deducirse que la variación del espaciado de ambas micas es una consecuencia de la distancia a fuente, mientras que en las formaciones donde la actividad química es importante parece influir otros factores en la variación de este espaciado.

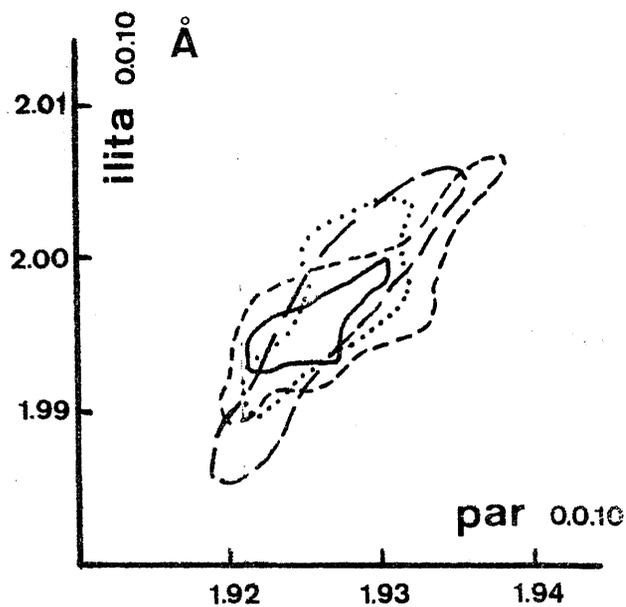


Fig. VI. 22. Relación entre el conjunto de valores de los espaciados basales de Illita y paragonita para cada Formación.

- Formación de Guadix
- Formación de Baza
- · — · — Formación de Serón-Caniles
- ..... Formación Lacustre

En relación con la figura VI. 22. podemos observar que los contornos correspondientes a cada una de las formaciones se superponen, lo que de nuevo, — apoya la hipótesis de un área fuente común, bastante homogénea, que podrían ser, primordialmente, los materiales alpujarrides de la Sierra de Baza; si — bien, en algunas columnas la desviación apreciada representaría, localmente, influencia de otros materiales de la misma área fuente.

#### VI. 2. 2. 2. Clorita.

Es también un mineral heredado con un grado de cristalinidad variable de unas series a otras. Teniendo en cuenta que hemos supuesto como área fuente principal, los materiales de las zonas internas de las Béticas según hemos deducido del análisis de los anteriores minerales, podemos suponer que también esta especie mineralógica procede de la misma zona. Algunos estudios de DELGADO (1979) y LOPEZ AGUAYO (com. pers.) en esta zona han puesto de manifiesto la presencia de cloritas de distinta composición que han sido clasificadas como sheridanita, clinocloro y ripidolita, lo que indica un contenido variable en Al y Fe.

Las cloritas encontradas en nuestras muestras, aunque no han podido ser estudiadas en detalle, posiblemente correspondan a las mismas especies reseñadas en el área fuente; de acuerdo con los datos de GRIM (1953) y PETRUK (1964) - sobre la intensidad de las distintas reflexiones basales de orden par e impar, - podemos suponer que en la Depresión probablemente domine la ripidolita, seguida de cerca por la sheridanita. En trabajos posteriores intentaremos realizar un análisis sistemático de las cloritas, con objeto de aportar nuevos datos acerca de su comportamiento en los materiales de la Depresión de Guadix-Baza. En este sentido puede ser muy interesante determinar si las cloritas del Trías - subbético, caracterizadas por DORRONSORO (1969) están más o menos bien representadas en el área estudiada por nosotros.

#### VI. 2. 2. 3. Caolinita.

En relación con este mineral la pequeña proporción en que habitualmente se presenta en las distintas series, así como el hecho de que, al menos, en dos de las formaciones de la Depresión la actividad química (en medios probablemente básicos) ha sido importante nos induce a pensar que sea un mineral heredado.

El área fuente de la que puede proceder es aleatoria; no obstante, de acuerdo con todos los hechos ya mencionados cabe pensar que proceda fundamentalmente de la zona sur. Diversos trabajos entre los que destacan los de GONZA

LEZ et al. (1970), ALI (1974), ARANA y COLETO (1974), y más recientemente ORTEGA et al. (1979) han puesto de manifiesto la presencia de caolinita en los materiales de los complejos alpujárride y de Sierra Nevada. Por otra parte, estos últimos autores han resumido los posibles mecanismos de formación de este mineral en el área fuente; quizás convenga recordar que la caolinita probablemente derivaría de micas y feldespatos. Los mecanismos que explican la transformación de estos minerales han sido propuestos por GARRELS y HOWARD (1959), KELLER (1964), BAILY (1972), HUANG (1973), LA IGLESIA et al. (1976), entre otros.

Un hecho que se debe destacar es la ausencia de caolinita en los niveles correspondientes al área de Solana de los Paradores, ausencia que podría interpretarse como el resultado de una transformación de dicho mineral hacia términos probablemente micáceos, en función de la alta actividad química desarrollada en el área y representada por los elevados porcentajes de pailigorskita.

### VI. 2. 3. Minerales de neoformación.

#### Paligorskita.

Se trata de un mineral típico de precipitación química en cuencas alcalinas con fuerte concentración iónica y precipitación de carbonatos; MILLOT (1964) lo consideraba como ejemplo característico de neoformación en cuencas, tanto marinas como continentales, que presentaban un carácter básico con abundancia de sílice y magnesio. De acuerdo con ello, su presencia en diversas columnas de la Depresión de Guadix-Baza indicaría que, al menos, en determinadas zonas de la misma se habría producido un importante proceso de precipitación química, el cual implicaría medios acuosos estables en el tiempo, con una concentración iónica importante.

Los modelos de precipitación de paligorskita propuestos por diferentes autores varían según el tipo de cuenca que se considere. Así, MILLOT (1964, revisado en 1970) indica que en cuencas endorreicas la secuencia mineralógica, desde el borde hacia el centro de las miamas, es la representada en el siguiente esquema.

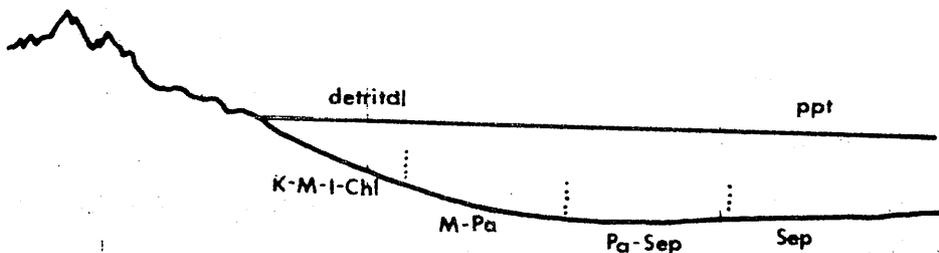


Fig. VI. 23. Corte de una cuenca sedimentaria que contiene minerales fibrosos. (Según Millot, 1964).

Dicho esquema ha sido modificado posteriormente por HUERTAS et al. (1970) en el sentido de que, al menos, algunas de las esmectitas presentes sean también producto de precipitación química. Estos autores proponen el esquema que se adjunta en la figura VI. 24.

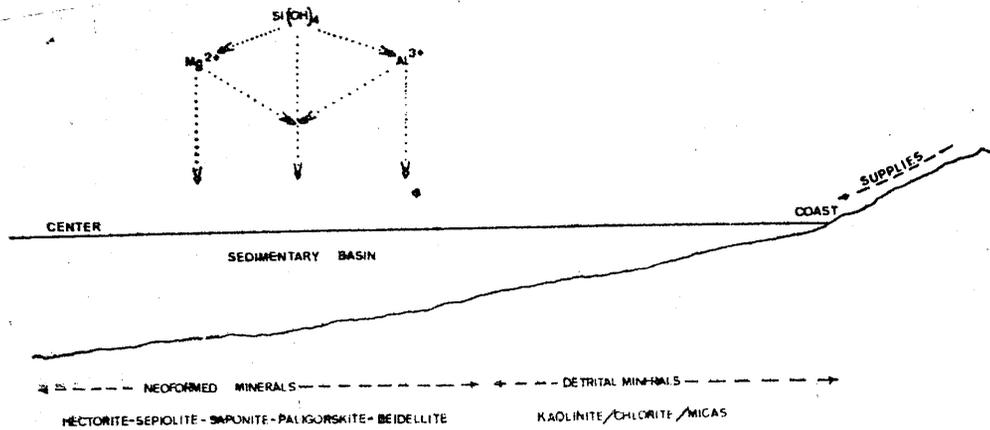


Fig. VI. 24. Esquema de una secuencia ideal (geoquímica y mineralógica) de depósito de minerales de la arcilla en cuencas sedimentarias básicas. (Según HUERTAS et al. 1970).

De acuerdo con los cálculos realizados por WOLLAST et al. (1968) los minerales fibrosos pueden formarse por precipitación directa en presencia de importantes concentraciones de sílice y magnesio, para pH altos. Según estos autores, soluciones más o menos concentradas, de cualquier área, al entrar en cuencas evaporíticas (con exceso de la evaporación sobre la precipitación) producen un aumento de la concentración iónica y en consecuencia del pH, y en presencia de sílice suficiente puede precipitar montmorillonita, paligorskita y sepiolita.

WEABER y BECK (1977), por su parte, desarrollan un modelo de sedimentación química en ambientes perimarineros; destacan, dichos autores, que la precipitación de paligorskita parece estar ligada a condiciones algo diferentes de las típicamente marinas, con valores del pH comprendidos entre 8 y 9, que corresponden a cuencas con ambientes algo restringidos. Por

otra parte, sugieren que no se produce precipitación directa de la paligorskita. En consecuencia, su presencia es el resultado de la transformación de un mineral previo, posiblemente la montmorillonita, en aquellos medios en que hay un incremento de la concentración de sílice y magnesio. Los valores de  $\log (SiO_4/H_4)$  a partir de los cuales la montmorillonita podría transformarse en paligorskita se sitúan alrededor de -4,29.

No obstante, los trabajos de LA IGLESIA (1978) sobre síntesis de sepiolita y paligorskita parecen invalidar parcialmente la teoría propuesta por WEABER y BECK (opus citada), en el sentido de que hay precipitación directa de paligorskita en los márgenes de pH indicados (8 a 9), siempre que la razón entre las concentraciones de sílice y alúmina se sitúe alrededor de la unidad, no teniendo lugar esta precipitación cuando esta razón es superior a dos.

De estos hechos parece deducirse que la actividad del ión Al en solución frente a la del Si y Mg es la determinante de la precipitación de paligorskita frente a otros minerales.

La exposición que hemos realizado sobre las condiciones de formación de la paligorskita nos permite establecer alguna precisión acerca del carácter de algunas formaciones de la Depresión de Guadix-Baza; así, podemos indicar claramente que los valores de pH alcanzados no debieron, inicialmente, ser superiores a 9, y que las condiciones de salinidad fueron superiores a las correspondientes a medios marinos abiertos.

#### VI. 2. 4. Minerales de doble origen.

##### Montmorillonita.

Este mineral se encuentra, sistemáticamente, en todas las columnas litológicas estudiadas en la Depresión de Guadix-Baza. No obstante, su abun-

dancia relativa es diferente de unas formaciones a otras; normalmente en las de Guadix y Serón-Caniles se encuentra en porcentajes inferiores a los de las otras dos formaciones en las que la actividad química está claramente representada por la presencia de otros silicatos de neoformación (paligorskita) y de sulfatos y carbonatos. Por tanto, cabe pensar que la montmorillonita puede tener un doble origen; de una parte, puede ser considerada como un mineral heredado, en aquellos casos en que las columnas son de carácter fundamentalmente detrítico, mientras que puede ser, al menos parcialmente, de neoformación en los otros casos.

La procedencia de la montmorillonita de herencia es de difícil determinación, no obstante, siguiendo el criterio deducido para la herencia de la illita y paragonita cabe pensar que el área fuente principal sea la correspondiente a las estribaciones montañosas al Sur de la Depresión y que corresponden a los Complejos Alpujárride y Nevadofilábride. La génesis de la montmorillonita en dichos materiales podría ser debida al desarrollo de posibles suelos en esta área en los que se produjeron procesos de degradación de mica y otros filosilicatos a montmorillonita por intermedio de interestratificados diversos, según mecanismos expuestos por diferentes autores (MARTIN VIVALDI y MACEWAN, 1958; DROSTE, 1962; VENIALE y VAN DER MAREL, 1963; MILLOT, 1964; NAGASAWA y TSUZUKI, 1972; NISHIYAMA y SHIMODA, 1975; SUDO y SHIMODA, 1978, etc.).

Aunque se supone como área fuente principal las ya indicadas, no se puede excluir la posible influencia de otros relieves que rodean actualmente a la Depresión, correspondiente a los materiales Subbéticos y Prebéticos.

En las figuras VI. 25. y VI. 26. se han representado el índice de Biscaye y el grado de hinchamiento de la montmorillonita con la distancia a la posible área fuente. Podemos destacar que en relación con el índice de Biscaye cabe decir que su variación no está claramente definida con la distancia al área fuente. No obstante, analizando las columnas de acuerdo-

con la Formación a que pertenecen se observa claramente que este índice disminuye con la distancia en el caso de las Formaciones de Guadix y Serón-Caniles, básicamente detríticas; lo que podría ser un dato a favor del origen heredado para la montmorillonita en estas dos formaciones. En las columnas correspondientes a las otras dos formaciones, el comportamiento de este índice parece independiente de la posición de cada columna con respecto al área fuente, su valor medio -en cada caso- parece estar más ligado a su situación con respecto a las áreas con mayor o menor actividad química dentro de las formaciones lacustres o de Baza; este hecho parece un claro indicio de que hay también montmorillonita de neoformación ligada como indicábamos anteriormente a dos de las formaciones de la Depresión de Guadix-Baza y cuya significación discutiremos posteriormente.

En relación con el comportamiento del grado de hinchamiento de la montmorillonita con la distancia las consideraciones que podemos realizar son semejantes pero de signo contrario que las establecidas para el índice de Biscaye; así podemos ver que en las columnas de las Formaciones Guadix y Serón-Caniles hay un aumento de este grado de hinchamiento con la distancia. Una excepción a esta tendencia está representada por la montmorillonita de la columna de Río Fardes cuyo grado de hinchamiento es anormalmente alto en relación con la distancia al área fuente considerada (Sierra de Baza); este hecho podría estar en relación con su cercanía a los materiales maláguides y subbéticos de Sierra Arana que pudieron actuar como posibles áreas fuentes de este mineral, con un comportamiento, en consecuencia, diferente. En las columnas de las formaciones lacustres y de Baza, la variación del grado de hinchamiento es aleatoria en relación con la distancia al área fuente, sin que en ningún caso se pueda establecer conclusiones de interés en relación con el comportamiento de este parámetro.

A la luz de todos los datos anteriormente expuestos podemos decir claramente que, al menos, en una proporción importante la montmorillonita es de origen químico en gran parte de las series de las formaciones de Baza y lacústres. Aunque no hemos indicado hasta este momento los porcentajes en que se encuentra este mineral, en las distintas series, se observa claramente que en las dos formaciones que estamos considerando, el contenido de este mineral es más elevado que en las formaciones de Guadix y Serón-Caniles lo que puede interpretarse como un dato adicional en apoyo de este segundo origen.

Las condiciones de depósito que se pueden derivar de la presencia de este mineral están recogidas -entre otros- por HUERTAS et al. (1970), WEBER y BECK (1977)- al analizar tanto ambientes sedimentarios correspondientes a cuencas endorreicas como a los de tipo perimarinero. De acuerdo con los datos aportados por estos autores podemos indicar que el proceso de precipitación de este mineral se produce en medios alcalinos en los que el pH debe situarse en valores inferiores a 8.

Teniendo en cuenta -además- que la secuencia de depósito encontrada por nosotros en estos medios comienza por la montmorillonita para concluir en el depósito de paligorskita podemos suponer que se trata de montmorillonita en sentido estricto. El grado de hinchamiento, relativamente alto, que se observa para la inmensa mayoría de las series de las formaciones lacústres y de Baza apoyaría esta hipótesis.

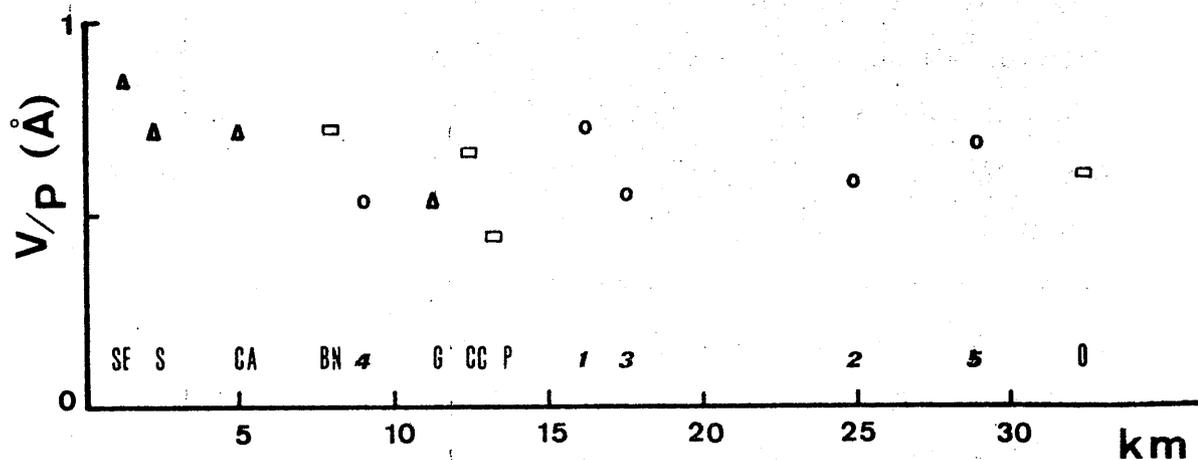


Fig. VI. 25. Variación de la cristalinidad de la montmorillonita con la distancia al área fuente.

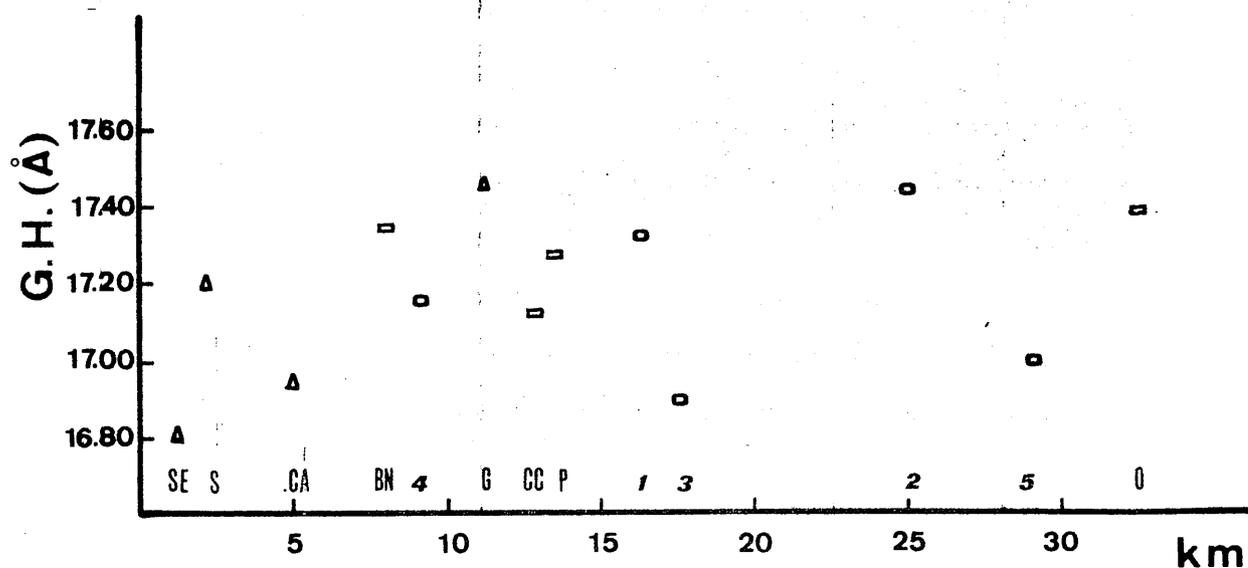


Fig. VI. 26. Relación entre el grado de hinchamiento (G.H.) y la distancia al área fuente.

1. Cãmpillo, 2. Estaci3n de Hu3lago, 3. Cerro de los Pinos, 4. Solana del Zamborino, 5. Solana de los Paradores, S. R3o Fardes, G:Gorafe, P:El Puntal, C.C:Cuevas del Campo, BN:Baza Norte, O:Orce, CA:Caniles, SE:Ser3n.

### VI. 2. 5. Transformaciones.

Las transformaciones pueden ser de dos tipos: degradaciones o agradaciones. Depende de que el medio en que se producen sea un medio abierto o un medio confinado. Estas son las dos grandes vías que existen en la evolución de los silicatos en la superficie de la corteza terrestre (MILLOT, 1967).

LUCAS (1962) demuestra la existencia de transformaciones por agradación. PAQUET (1969) y TARDY (1969) establecen los mecanismos mineralógicos y geoquímicos de las degradaciones por alteración superficial. Por último, DUNOYER DE SEGONZAC (1969) indica la presencia de agradaciones en la diagénesis.

Los interestratificados son los testigos indiscutibles de las transformaciones; que estas sean resultado de procesos degradantes o de agradación, depende de las condiciones del medio en que se producen (LUCAS, 1962).

En nuestras muestras hemos encontrado interestratificados de tres tipos: clorita-montmorillonita, illita-clorita e illita-montmorillonita. En el capítulo de resultados se ha expuesto con detalle las muestras y columnas en las que aparecen. En todos los casos se encuentran en cantidades muy reducidas; representan, por tanto, meros testimonios de la existencia de procesos de meteorización y alteración química, conectado con fenómenos de edafización de los que han derivado interestratificados.

ORTEGA HUERTAS (1978) recopila una serie de esquemas genéticos válidos para los interestratificados detectados por él en sedimentos y paleosuelos de la "Block Formation" (Depresión de Granada). Señalaremos que el área fuente de estos materiales es básicamente la misma que en nuestro caso; es decir, las rocas del Complejo de Sierra Nevada y eventual-

mente los materiales subbéticos y maláguides.

De todas formas, no podemos asegurar que parte de los interestratificados detectados en nuestras muestras no sean debidos a transformaciones por-  
 agradación ya que por una parte son muy numerosos los autores que ci-  
 tan fenómenos de agradación en sedimentos actuales (DIETZ, GRIM et al.  
 1949; GRIM y JHONS, 1954; POWER, 1957, 1959; NELSON, 1960, etc.),  
 y por otra existen zonas en la Depresión donde el medio de sedimentación  
 tiene una concentración iónica elevada; debido a esto los interestratifica-  
 dos van a tender a reconstruir las micas y las cloritas de origen (MILLOT,  
 1964). Así, la adsorción de Mg por interestratificados desordenados -  
 clorita-montmorillonita puede dar lugar a la formación de corrensita y de  
 clorita; mientras que la adsorción de K provoca una ilitización progresiva  
 de los interestratificados desordenados ilita-montmorillonita.

Por otra parte la presencia de iones tales como carbonatos o cloruros, -  
 provocan la precipitación de minerales silicatados, lo que frena las trans-  
 formaciones (LUCAS, 1962).

Sin embargo, nos inclinamos a creer que los interestratificados de nues-  
 tras muestras -al menos una gran parte- deben su origen a procesos de  
 alteración de filosilicatos en el área fuente (clorita e ilita, principalmen-  
 te); es decir, son debidos a transformaciones por degradación. Conside-  
 ramos este origen como el más factible por su casi total ausencia en las  
 columnas que presentan una mayor actividad química (-1-, -2-, -3-, -5-, -  
 y BN) y, sin embargo, son bastante más frecuentes en los niveles detri-  
 ticos.

### VI. 3. EVOLUCION DE LAS FORMACIONES.

#### VI. 3. 1. Formación lacustre.

En las columnas de esta Formación aparecen las dos asociaciones de minerales de la arcilla ya indicadas anteriormente. En la primera asociación los porcentajes de la illita varían entre 21 y 66%, mientras que la montmorillonita lo hace desde 10 a 65%. Para la segunda asociación mineralógica los márgenes de variación, para estos dos filosilicatos, oscilan entre 22-43% y 13-53% respectivamente, mientras que la paligorskita, en este caso, varía desde indicios a un 42%. En cualquiera de ambas asociaciones los restantes minerales de la arcilla nunca superan, individualmente, el 15%.

Teniendo en cuenta, por una parte, las conclusiones a las que se ha llegado en el apartado anterior (ver VI. 2.) en el que se ha tratado de la génesis de los minerales de la arcilla y por otra, las variaciones tanto cuantitativas como cualitativamente de estos minerales a lo largo de las columnas podemos intentar establecer la evolución de los materiales que constituyen estas dos Formaciones, denominadas como Formación de Gorafe-Huélago (VERA, 1970 a) y Formación de Solana del Zamborino (PEÑA, 1976).

En la columna Estación de Huélago observamos que la asociación mineralógica dominante es la que contiene paligorskita y únicamente hay tres niveles en los que este mineral no aparece, pero en los que el porcentaje relativo de montmorillonita es superior a 45%. En esta situación es lógico suponer que la actividad química ha sido preponderante a lo largo de toda la columna.

En la mitad inferior de la columna Campillo la asociación presente es la que contiene paligorskita; en los restantes niveles, en los que no se encuentra este mineral, las cantidades de montmorillonita, son -sistemáticamente- superiores al 36%.

En Cerro de los Pinos los niveles inferiores presentan paligorskita mientras que en los superiores la paragénesis mineral dominante es la primera. Se aprecia una importante diferencia entre los tramos E-56 y E-55 y los tramos S-11 y S-12 (todos relacionados en la columna) en cuanto al contenido en montmorillonita; así, en los dos primeros los porcentajes de este mineral son superiores al 52% mientras que en los segundos son inferiores al 18%. Este contraste que se refleja, también, en un importante aumento en el contenido de illita en S-11 y S-12, significaría que a la altura de estos niveles se produjo un sensible cambio en el medio de depósito que pasó a ser claramente fluvial y en el que todos los minerales son heredados.

En Solana del Zamborino los niveles superiores presentan la segunda asociación mineralógica mientras que en los dos tramos inferiores aparece la primera con notables diferencias en el contenido de montmorillonita; así en el nivel S-15, este mineral representa el 41% mientras que en S-16 (que se sitúa encima del nivel anterior) solamente llega a ser el 16%. Esta diferencia en porcentajes de montmorillonita implicaría que durante el depósito de estos dos niveles se produjo una regresión hacia un medio más somero en el que de nuevo la asociación es típicamente característica de procesos de herencia.

Por último, en los dos niveles de la columna Solana de los Paradores en los que se ha realizado un muestreo distribuido en una superficie de 100 m<sup>2</sup>, para determinar la importancia del afloramiento, se encuentra la segunda de las asociaciones mineralógicas. En este punto de la Depresión, es donde la paligorskita se presenta en mayores proporciones (desde 40% en la muestra E-21-A hasta 75% en E-21-F).

Además de haber establecido, en función de la distribución de las distintas paragénesis a lo largo de las columnas de esta Formación los niveles claramente detríticos (posiblemente fluviales) en los que no se producen prácticamente procesos de neoformación de minerales de la arcilla, parece evidente otra conclusión referente a la posible existencia de dos lagos (PEÑA, 1976) o bien a una evolución de la posición del lago con el tiempo.

La presencia de paligorskita en los niveles inferiores de las columnas Campillo y Cerro de los Pinos parece indicar que en una primera etapa ambos afloramientos constituyeron una zona relativamente central del lago; esta zona podría evolucionar hacia el SW ya que este mineral justamente deja de aparecer en los niveles superiores de estas dos columnas y sin embargo, aparece constantemente en los de las series Estación de Huélago (-2-), Solana del Zamborino (-4-) y Solana de los Paradores (-5-).

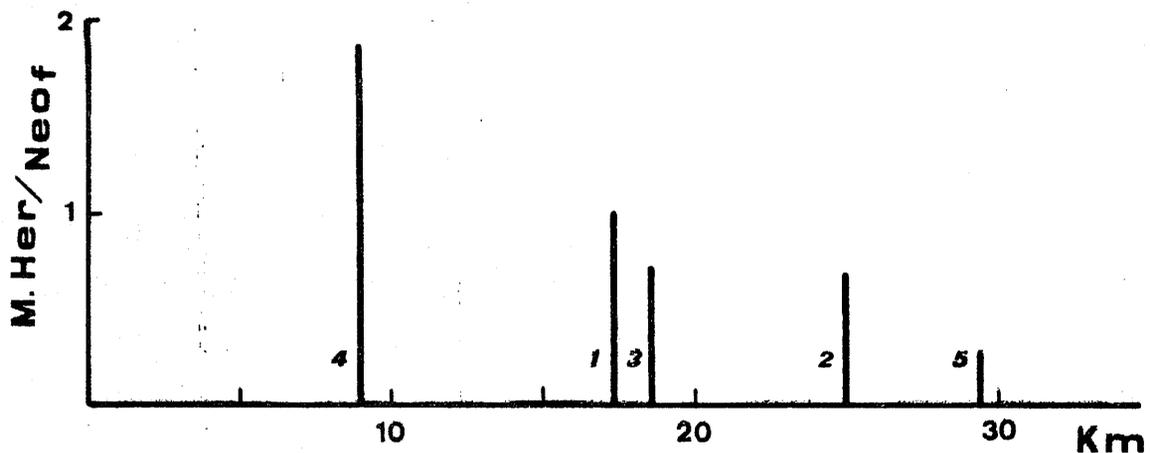


Fig. VI. 27. Razón minerales heredados/minerales neofomados con la distancia al área fuente.

Del análisis de la razón minerales heredados a minerales neofomados en función de la distancia a la posible área fuente (figura VI. 27.) se confirma que para esa formación el área fuente fundamental está situada al sur de la misma y está constituida por los materiales característicos de la Sierra de Baza.

Se observa que con la distancia al área fuente hay una disminución de la razón minerales heredados a neofomados lo cual implica que los aportes deberían proceder, en su mayoría, de esta zona.

Tabla VI. 7. Composición mineralógica media de las fracciones menor de dos micras en cada columna y en la Formación Lacustre. (%).

Columna	Ilita	Parag.	Clorita	Caol.	Montmor.	Palig.
Campillo (-1-)	39	1	3	7	42	8
Estación de Huélago(-2-)	33	-	8	1	50	9
Cerro de los Pinos(-3-) (x)	30	1	6	-	42	21
Solana del Zamborino(-4-)	46	2	8	9	22	13
Solana de los Paradores (-5-)	21	-	1	-	23	56
Media de la formación	34	1	5	3	35	22

(x) no se incluyen los niveles S-11 y S-12 pertenecientes a la Formación de Guadix

Con estos datos se ha construído la figura VI. 28. En el diagrama triangular hay una alineación de las columnas con dos extremos, el primero corresponde a Solana del Zamborino (-4-) y el otro a Solana de los Paradores (-5-) o en su defecto a Estación de Huélago (-2-) (si no se considera la anterior por estar formada unicamente por dos niveles). Entre estos dos puntos las series intermedias representan zonas con una precipitación química creciente.

Si se analizan estos datos en función de su posición con respecto al área fuente (ver figura VI. 27.) se observa que, con carácter sistemático, las columnas más cercanas a la actual Sierra de Baza presentan una razón de minerales de la arcilla heredados a neoformados creciente lo que se puede interpretar como que el área fuente más probable se encuentra, efectivamente, al S-SE de la Formación. También se observa que los porcentajes de clorita más caolinita disminuyen a medida que las columnas se encuentran a mayor distancia de los materiales Béticos s. str.

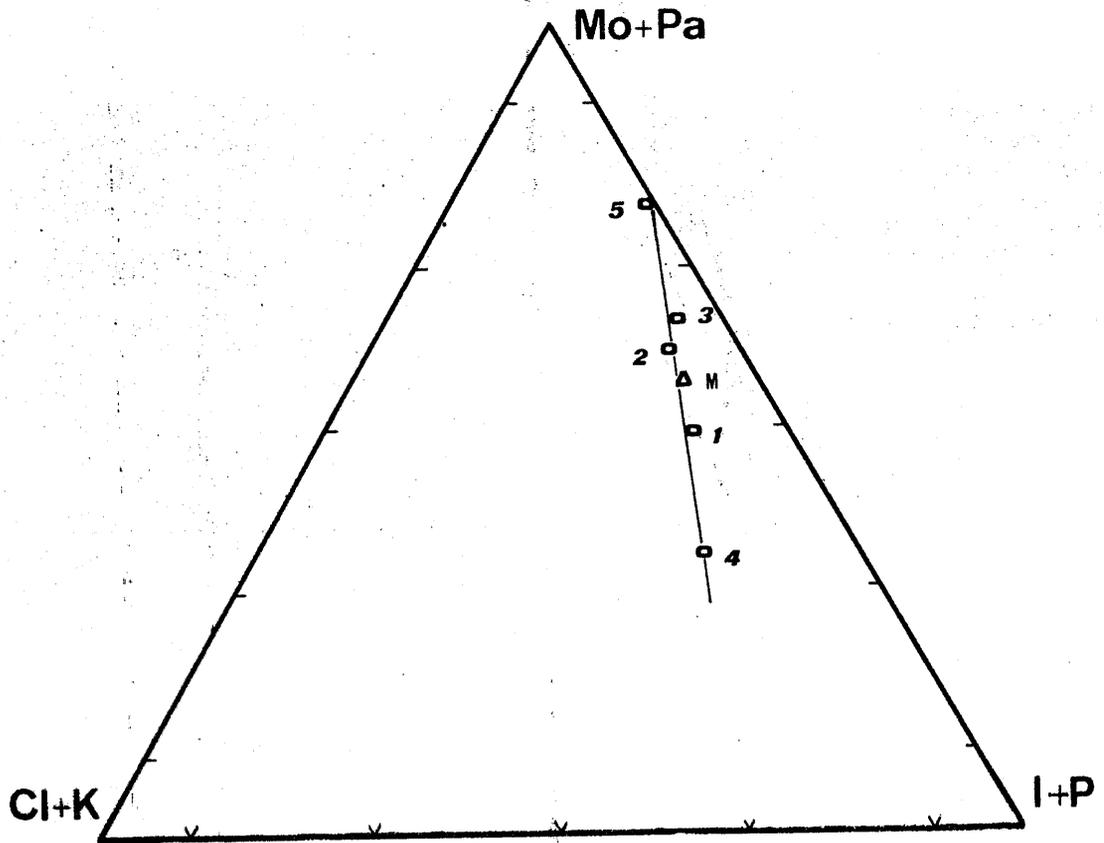


Fig. VI. 28. Composición mineralógica media en minerales de la arcilla de las siguientes columnas:

1. Campillo, 2. Estación de Huélago,
3. Cerro de los Pinos, 4. Solana del Zamborino, 5. Solana de los Paradores, M. Composición media de la Formación Lacustre.

(Fracción menor de 2 micras)

La presencia constante de paragonita en los distintos niveles de esta Formación así como los resultados obtenidos sobre grado de fengitización y paragonitización de las micas y medidas de los parámetros  $b_0$ , cristalinidad y  $\Delta 2\theta$  confirman esta hipótesis de que el área fuente dominante corresponde a materiales Béticos s. str. situados al S-SE de la Depresión.

Un hecho de interés dentro de esta Formación, lo constituye la presencia de fluorita y celestina en tres niveles calizos situados en la mitad inferior de la columna de Campillo (niveles E-13, E-15 y E-17). Las cantidades en que se encuentra la fluorita en la fracción menor de dos micras de estos niveles varían desde un 2% hasta un 44%; mientras que en la fracción limo lo hace desde cantidades no cuantizables hasta el 37%. En relación con la celestina no hemos realizado cálculos sobre su contenido, ya que carecíamos de datos acerca de su poder reflectante relativo. Ahora bien, estimamos que las cantidades son a lo sumo del mismo orden en que se encuentra la fluorita. Algunas observaciones interesantes que ya resaltábamos en el capítulo de resultados (ver V.2.1. columna de Campillo) son las siguientes: 1º. los términos entre los cuales están intercalados estos niveles calizos carecen de ambos minerales; 2º. se observa una marcada disminución de la concentración de ambas especies al subir en la columna; 3º. existe un ligero incremento en los porcentajes de fluorita y celestina en la fracción menor de dos micras respecto a la fracción de tamaño limo, y 4º. según podemos observar en las microfotografías correspondientes (láminas I, II, VI y VII) se trata de cristales idiomorfos con tamaño medio de grano entre 0,1 micras y 5 micras.

Teniendo en cuenta todos estos hechos parece posible suponer que tanto la fluorita como la celestina son productos de procesos simultáneos con el depósito de los carbonatos si bien para el caso específico de la celestina podría también suponer un proceso de carácter diagenético como responsable de su presencia.

Efectivamente, de acuerdo con los datos de STRUBELT (1965) la solubilidad de la fluorita en agua crece con la salinidad, de forma que para temperaturas próximas a 25°C la solubilidad es de 9,13 mg. por litro de agua y sin embargo cuando el agua contiene una concentración 2N de ClNa la solubilidad de la fluorita crece hasta 27 mg./litro.

No obstante, KÜHN (1968) establece que cuando aguas de tipo marino se evaporan se produce una serie de influencias contrapuestas sobre la solubilidad de la fluorita, llegándose, cuando la concentración sobrepasa en cuatro veces la del agua del mar, a una solubilidad de solamente 4 mg./litro. Para concentraciones ligeramente superiores a esta, se produce la precipitación de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  y  $\text{SO}_4\text{Ca}$  creciendo en ese punto la solubilidad de la fluorita por remoción del Ca. Como resultado final se observa que hay un margen de concentración muy limitado para que sea posible la precipitación de fluorita en carbonatos. Ahora bien, si hay periódicamente aporte de aguas dulces a la cuenca salina puede aumentar el margen de precipitación de fluorita.

Teniendo en cuenta las consideraciones anteriores acerca del proceso de precipitación de la fluorita, su presencia debería extenderse también a los niveles intercalados con E-13, E-15 y E-17. Su ausencia en ellos podría interpretarse bien por un aumento del producto de solubilidad de la fluorita, ya que en la remoción continua de Ca de la solución impide que se alcance el mencionado producto de solubilidad.

Por su parte, la aparición de celestina en esta área parece deberse también a un proceso de precipitación química. Su presencia en los niveles carbonatados, puede justificarse analizando comparativamente los productos de solubilidad de los minerales implicados, que se recogen a continuación:

Celestina:  $3,8 \times 10^{-7}$

Estroncianita:  $1,6 \times 10^{-9}$

Anhidrita:  $3,7 \times 10^{-5}$

Calcita:  $4,7 \times 10^{-9}$

Yeso:  $1,9 \times 10^{-4}$

Aragonito:  $6,9 \times 10^{-9}$

Fluorita:  $3,9 \times 10^{-11}$

Considerando tales productos de solubilidad cabe pensar que la estroncianita debería precipitar previamente a la celestina. Ahora bien, tanto la calcita como su polimorfo, el aragonito, son más insolubles que la estroncianita por lo que en un medio tal como el que observamos la remoción de los iones  $\text{CO}_3^{2-}$  para la formación del carbonato cálcico, podría impedir que se alcance el pro

ducto de solubilidad de la estroncianita. Teniendo en cuenta además que hay una presencia de iones  $\text{SO}_4^{=}$  en la cuenca podemos fácilmente justificar que en esta situación precipitaría celestina.

Otro proceso que podríamos invocar para su génesis sería el debido a la acción de organismos (teoría propuesta por IMREH e IMREH, 1961).

Estos autores estudian la celestina de rocas terciarias de la cuenca de Transylvania. Demuestran que el estroncio de la celestina sedimentaria proviene de calizas en las que se ha acumulado debido a los caparazones de moluscos ricos en aragonito, por lo que representa una precipitación sinéctica con la roca encajante. El mecanismo que proponen estos autores es el siguiente:

- .. la fuente de Sr de la celestina es la roca sedimentaria más rica en estroncio, es decir la caliza.
- .. en el curso de la diagénesis los caparazones experimentan transformaciones debido a la acción de aguas circulantes que contienen  $\text{O}_2$ ,  $\text{CO}_2$  y  $\text{SO}_4^{=}$ . El  $\text{CO}_2$  disuelto en el agua ataca los caparazones, los disuelve y transporta bajo forma de  $\text{Sr}(\text{HCO}_3)_2$  y de  $\text{Ca}(\text{CO}_3\text{H})_2$ . El  $\text{SO}_4^{=}$  resultante de la oxidación de la pirita se transforma en sulfato de calcio que por reacción con  $\text{Sr}(\text{CO}_3\text{H})_2$  da lugar a la celestina y calcita.

En nuestro caso existen hechos por los que se podría pensar en un origen similar.

- .. la celestina aparece como constituyente de bancos calizos.
- .. presencia de gasterópodos. PEÑA (1976) cita la existencia de *Hydrobia*, *Bythinia*, *Succinia*, *Helicella*, entre otros. Son organismos que fijan estroncio (COX; 1960).
- .. los citados organismos poseen una masiva representación en los niveles que se ha detectado la celestina.

La ausencia de celestina en los niveles intercalados entre los ya reseñados podría justificarse teniendo en cuenta una probable fluctuación de la concentración iónica.

El problema básico que se plantea, en relación con la presencia de la fluorita y celestina en estos niveles es el de la procedencia de los iones  $\text{Sr}^{2+}$  y  $\text{F}^{-}$  implicados en el proceso. Dos son las hipótesis que se pueden establecer: la primera supone que ambos iones procedan del área fuente supuesta para toda la Formación; en este sentido ARANA (1973) encuentra en los materiales de Sierra Nevada una anomalía geoquímica importante, positiva en el contenido de Sr. Para el fluor podría suponerse procesos de disolución de las fluoritas existentes en la Sierra de Baza. Los iones  $\text{F}^{-}$ , también, podrían proceder de la alteración de micas biotíticas (el fluor en las micas se encuentra reemplazando a iones  $\text{OH}^{-}$  y  $\text{O}^{2-}$ . Su contenido en biotitas puede llegar incluso a un 2%). Otro posible origen de estos iones sería a partir de la alteración y destrucción de huesos y dientes; de esta forma se liberarían iones de fluor que irían a incorporarse al agua de la laguna. El contenido en fluor de los huesos oscila entre 0,2 y 0,65%; y en el esmalte de los dientes de 0,33 a 0,59%.

- El fluor también podría estar ligado a algún tipo de manifestación termal; en este sentido debemos señalar la existencia, relativamente cercana de las aguas termales de Baños de Alicum. PEÑA (com. pers.) indica que el lago pudo alimentarse en sectores muy localizados por surgencias de aguas termales.

Nos inclinamos a pensar que este último sería el origen más probable de los iones de  $\text{F}^{-}$  y  $\text{Sr}^{2+}$  aceptando que una pequeña parte de los primeros sea debida a disolución de las fluoritas que se encuentran en los relieves cercanos.

### VI. 3. 2. Formación de Guadix.

En las columnas de esta Formación, así como en los niveles pertenecientes a la misma intercalados en series de otras formaciones, la principal asociación de minerales de la arcilla encontrada es la constituida por los siguientes filosilicatos: illita, paragonita, caolinita, clorita y montmorillonita. La segunda asociación mineralógica (aquella que contiene además paligorskita) únicamente aparece en los tres niveles más bajos de la columna litológica de Gorafe (G), en la que, por otra parte, la montmorillonita alcanza los porcentajes más altos en relación al conjunto de la Formación de Guadix.

La illita es siempre el constituyente principal en esta Formación. Sin embargo, se observan notables diferencias en su contenido de unos puntos a otros; sus porcentajes oscilan entre 21-81%. Los restantes minerales (paragonita, caolinita y clorita) se encuentran siempre pero en contenidos mucho más bajos; ninguno de ellos representa aisladamente más del 15%.

A partir de la distribución de los minerales de la arcilla en cada columna y teniendo presente las conclusiones a que se ha llegado en el apartado anterior intentaremos determinar la evolución genética de los sedimentos que constituyen esta Formación.

En la parte inferior de la columna de Gorafe (niveles G-15, G-16 y G-17) está presente la segunda asociación mineralógica. Los porcentajes de paligorskita oscilan entre 9 y 19%, mientras que los de montmorillonita lo hacen desde 21 a 58%. Se observa que cuando aumenta el contenido de la paligorskita disminuye el de la montmorillonita, esto nos lleva a suponer una interdependencia en la génesis de estos dos minerales. La illita, en esta parte de la columna no supera el 44% del contenido en minerales de la arcilla.

En el resto de la columna debemos destacar la ausencia de paligorskita así como las pequeñas variaciones en porcentajes relativos que experimentan -

tanto la montmorillonita como la illita, siguiendo ambos minerales un comportamiento similar, con un fuerte predominio del segundo. La montmorillonita varía entre 4-17%, mientras que el segundo lo hace desde 65 a 81%. Destaca, pues, si comparamos con los niveles más bajos el brusco aumento del contenido en illita. La paragonita, clorita y caolinita aparecen sistemáticamente, siendo este último el que se presenta en menores proporciones (entre 2 y 7%).

A partir de estos hechos se infiere claramente que la desaparición de la paligorskita nos marca la transición de un medio de depósito con una destacable actividad química (presencia de paligorskita y elevados contenidos en montmorillonita), posiblemente de tipo lacustre a un medio en el que dominan los minerales detríticos (sedimentación fluvial s.l.). La granulometría de los distintos niveles está de acuerdo con este esquema. Así, observamos como al ascender en la columna, los niveles de arenas y lutitas con lentejones de conglomerados intercalados, van siendo progresivamente sustituidos por un mayor dominio de los niveles de conglomerados. Como resumen, podemos concluir que en este punto de la cuenca existió una clara regresión.

En la columna de Rfo Fardes (S) aparece exclusivamente la primera asociación mineralógica. Los porcentajes, tanto de illita como de montmorillonita, son muy uniformes a lo largo de toda la serie. En relación a la columna de Gorafe se observa que los contenidos de este último mineral son algo mayores, oscilan entre 15-22%; lo mismo podríamos indicar de la clorita. Sin embargo, el mineral fundamental es la illita, cuyo contenido medio en la columna puede evaluarse en un 64%. Señalaremos la casi total inexistencia de paragonita.

A la vista de estos resultados podemos concluir que el medio de depósito de los materiales que constituyen esta columna, ha sido claramente de tipo fluvial s.l.

En los niveles pertenecientes a la Formación de Guadix (1) que se encuentran intercalados en las columnas de Cerro de los Pinos, El Puntal y Cuevas del Campo la asociación mineralógica encontrada está constituida por: illita, paragonita, caolinita, clorita y montmorillonita. Es decir, la misma - que en el caso de Río Fardes y en la casi totalidad de los niveles de la - columna de Gorafe.

Los porcentajes de illita varían sensiblemente de unos puntos a otros; entre 68-76% en los niveles intercalados en la serie Cerro de los Pinos, y bastante inferiores, en general, en los dos casos restantes. La montmorillonita presenta contenidos que están en relación inversa a los de illita; así, - en Cerro de los Pinos oscilan entre 10-18% mientras que en el Puntal lo - hace desde 28 a 34%. De los restantes minerales la clorita es el único que aparece en todos los niveles, ya que la caolinita y paragonita faltan en dos tramos situados en la zona más baja de Cuevas del Campo.

En todos los casos la asociación de minerales es típica de procesos de he rencia, por lo tanto estos niveles indican etapas, dentro de las columnas - en que se encuentran intercalados, en las que se produjo una regresión - hacia un medio más somero.

En la tabla VI. 8. hemos representado los contenidos medios de los minera les de la arcilla en cada columna así como la media aritmética de la For - mación de Guadix. Los datos se han calculado en la fracción menor de dos micras.

---

(1) Recordemos que esta distinción entre niveles pertenecientes a la Formación de Guadix o Formación de Baza ha sido determinada por criterios exclusivamente estratigráfico-sedimentológicos, por RODRIGUEZ FERNANDEZ (1976) y PEÑA (com. pers.).

Tabla VI. 8. Porcentajes medios de los diferentes minerales de la arcilla en cada columna y media aritmética de la Formación de Guadix.

Columna	Ilita	Parag.	Clorita	Caolin.	Montm.	Palig.
Gorafe (G)	67	7	7	3	14	2
Río Fardes (S)	64	1	12	5	19	-
El Puntal (P)	49	5	7	8	31	-
Cuevas del Campo(CC)	55	2	9	4	30	-
Cerro de los Pinos (3)	72	6	5	3	14	-
Media de la Formación de Guadix	61	4	8	5	22	-

Con los datos reseñados en la tabla anterior se ha construído la Figura VI. 29, que expresa gráficamente estos resultados. La situación de los puntos en el diagrama ternario corresponden a sedimentos en los que domina claramente - los minerales de herencia (principalmente ilita); esto nos indica de nuevo, el carácter detrítico de estas columnas que puede corresponder a un medio esencialmente fluvial. Los puntos que más se alejan de este esquema corresponden a los niveles intercalados en las columnas El Puntal (P) y Cuevas del Campo (CC); este hecho se debe exclusivamente a que presentan mayores contenidos en montmorillonita circunstancia que creemos está relacionada con - su mayor proximidad a los materiales del Subbético en los cuales predominan las rocas calcáreas, con el consiguiente desarrollo de suelos conteniendo - montmorillonita.

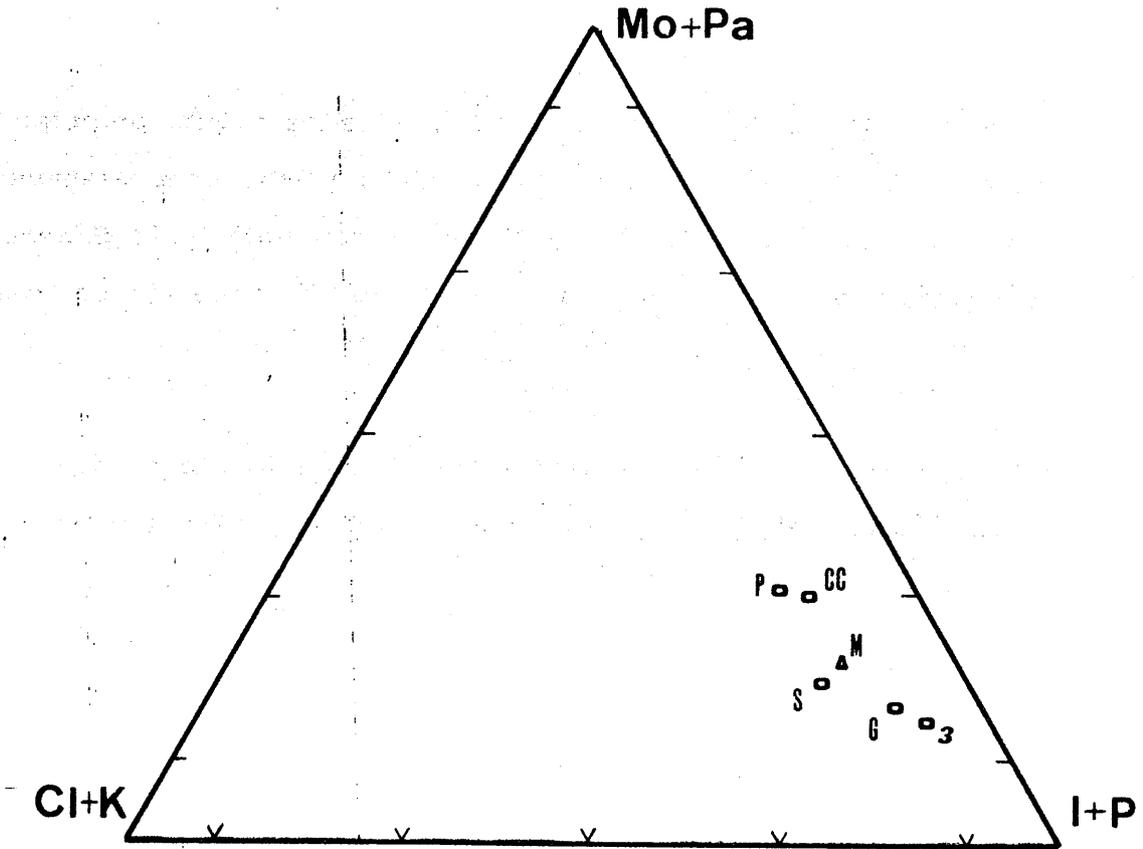


Fig. VI. 29. Composición mineralógica media en minerales de la arcilla de las siguientes columnas:

P. El Puntal, G. Gorafe,  
S. Río Fardes, CC. Cuevas del  
Campo. 3. Cerro de los Pinos  
M. Composición media de la  
Formación de Guadix

El área fuente de los sedimentos que constituyen esta Formación (1) es esencialmente los materiales de las zonas internas de las Béticas. A esta con -

(1) Nos referimos exclusivamente a las zonas estudiadas por nosotros, ya que no descartamos que en áreas más septentrionales de esta Formación tengan una importante influencia los relieves subbéticos.

clusión llegábamos anteriormente, cuando discutíamos los resultados obtenidos de los diferentes parámetros cristaloquímicos de las illitas (grado de fengitización, índice de Kubler,  $b_0$ , incremento angular entre la illita y la paragonita...). A pesar de esto veíamos que existían ciertas peculiaridades para cada columna. Así, en el caso de Gorafe, el área fuente principal serían las rocas alpujárrides de la Sierra de Baza y más concretamente, la Unidad de Hernan-Valle (Unidad Alpujárride diferenciada en la Sierra de Baza por DELGADO, 1978); llegábamos a esta conclusión a partir del estudio de la cristalinidad de las illitas de esta serie.

En cuanto a la columna de Río Fardes, aunque el área fuente principal haya podido ser las rocas del complejo Nevadofilábride creemos que parte de los aportes procederían del Complejo Maláguide y del Subbético, nos basamos para hacer este razonamiento en los porcentajes tan pequeños de paragonita existentes en esta serie.

### VI.3.3. Formación de Baza.

De las dos asociaciones de minerales de la arcilla establecidas para los materiales de la Depresión de Guadix-Baza, en la Formación de Baza domina la constituida por illita, montmorillonita, paragonita, clorita y caolinita. En las columnas donde aparece esta asociación, la illita varía entre 37-81%, mientras que la montmorillonita lo hace entre 4-63%, siendo estos dos minerales los fundamentales. Los restantes filosilicatos se presentan en conjunto, en porcentajes inferiores al 20%.

Cuando aparece la asociación de minerales de la arcilla que contiene paligorskita los márgenes de variación de illita y montmorillonita se modifican sustancialmente ya que la paligorskita puede alcanzar en algunos niveles, proporciones de hasta el 65%.

En esta situación podemos tratar de analizar la evolución de la Formación de Baza a través del análisis de las diferentes columnas levantadas.

En la columna El Puntal domina la paragénesis característica de medios fluviales en los que el mecanismo de sedimentación es fundamentalmente la herencia. Efectivamente, en esta serie, en general, la montmorillonita se presenta en porcentajes inferiores al 18%, excepción hecha de los niveles P-7 y P-9 en donde sus porcentajes son superiores al 30%. No obstante, en esta columna aparecen también niveles en los que está claramente puesto de manifiesto la precipitación química ya que en ellos se presenta la segunda asociación de minerales de la arcilla que incluye la paligorskita; así el nivel P-6 muestra un porcentaje de paligorskita superior al 30%.

De acuerdo con los datos anteriores y teniendo en cuenta, además, los resultados de mineralogía de la muestra total, esta columna puede interpretarse como una serie de borde de la Formación de Baza, en la que desde el punto de vista de los minerales de la arcilla el mecanismo fundamental es el de la herencia, salvo en el tramo P-6 en donde la precipitación química de silica-

tos junto a carbonatos es relativamente importante; mientras que desde el punto de vista del contenido en carbonatos es una columna donde estos minerales son los más característicos.

En la columna Cuevas del Campo, como ya se ha indicado reiteradamente, existen niveles que corresponden a la Formación de Guadix (de acuerdo con los resultados de RODRIGUEZ FERNANDEZ, 1976; PEÑA, com. pers.). Efectivamente, la existencia de la paragénesis de minerales de la arcilla característica de la Formación de Guadix aparece al menos en cinco niveles de esta columna, intercalados a lo largo de toda ella. En estos tramos, el porcentaje de montmorillonita es inferior al 10% mientras que la illita supera siempre el 50%, siendo lo más frecuente alrededor del 75%.

Por otra parte, la presencia de paligorskita en la mitad inferior de la columna y los elevados contenidos en montmorillonita, de diferentes niveles de esta parte de la serie, permite suponer que alternando con los niveles de carácter fluvial, anteriormente indicados, se produce un proceso más o menos importante de precipitación química.

De acuerdo con la mineralogía de la columna se pueden establecer, al menos, tres ciclos alternantes que comenzarían en los niveles detríticos, lo que representaría fluctuaciones en el medio de depósito o bien importantes cambios en la dinámica de transporte, siendo los tramos con mayor contenido en minerales detríticos episodios de mayor energía mecánica.

No obstante, en la parte superior de la columna la presencia de sulfatos con carácter creciente, indicarían que en la etapa final esta serie corresponde a zonas donde las fluctuaciones reseñadas se van amortiguando progresivamente.

Independientemente de las consideraciones anteriores cabe realizar otras, referentes a la ausencia sistemática de paligorskita a partir del nivel CC-22; teniendo en cuenta que tanto en la zona superior de la columna como en la inferior hay precipitación química representada por la paligorskita y montmorillonita parece razonable suponer que existen ligeras variaciones del pH del medio, el cual podría oscilar entre valores de 7,5 y 9; y también, que disminuye la concentración de magnesio en el medio lo cual viene indicado por la desaparición de la paligorskita y la disminución de los porcentajes de dolomita.

A lo largo de casi toda la columna Baza Norte la asociación mineralógica dominante es la constituida por: illita, montmorillonita, paragonita, caolinita y clorita. Los minerales más abundantes son los dos primeros. Sus contenidos medios en la serie son muy similares (44 y 40% respectivamente). El único tramo en el que aparece paligorskita (BN-3) se sitúa encima de un banco de margas con yeso (BN-4).

Tanto la litología como la composición mineralógica nos indican que los sedimentos de esta columna se depositaron en un medio acuoso. Entre los tramos BN-3 y BN-4 se observa una variación importante de la composición mineralógica cuantitativa, concordante con un posible cambio en la concentración iónica del medio.

Este cambio está representado esencialmente por una disminución de la concentración de sulfatos debido probablemente a una variación de las condiciones climáticas. Durante esta etapa el volumen de agua aportado a la cuenca sería más elevado. Posteriormente las condiciones climáticas volverían a ser semejantes precipitando de nuevo sulfatos, si bien en cantidades inferiores.

En la columna de Orce aparece exclusivamente la segunda paragénesis; es decir aquella en que el mineral de la arcilla más característico es la pa -

ligorskita. Los porcentajes de illita son relativamente uniformes a lo largo de toda la columna. La montmorillonita -sin embargo- presenta notables diferencias en contenidos de unos tramos a otros, varía entre 4 y 41%. La paligorskita es, casi siempre, el mineral mayoritario; sus porcentajes oscilan desde 21 a 65%.

Teniendo en cuenta estos datos y los relativos a la mineralogía global (destaca la ausencia de yeso en toda esta columna) podemos indicar algunas conclusiones sobre la génesis de estos materiales. Así, a partir de los minerales de la arcilla deducimos que era un medio químico básico con un pH que posiblemente oscilaría entre 8 y 9, y con una precipitación continua de montmorillonita y paligorskita. Por otra parte, la concentración iónica en este sector de la cuenca no llegó a alcanzar unos niveles suficientes como para poder precipitar sulfatos aunque sí los de carbonatos. Se advierte que en la cuenca, en general, hay una dolomitización importante (sobre todo en Baza Norte); sin embargo, en la zona de Orce esta es notablemente menor; este hecho pensamos que se debe a que el Mg precipita en forma de paligorskita y por tanto en el medio dispone de menor cantidad. Esto, indirectamente, también apoyaría la hipótesis de que la dolomita en el conjunto de la cuenca es primaria. De todas formas hay fluctuaciones ya que como se advierte en el nivel existe un contenido elevado en dolomita.

En la tabla VI.9. se han resumido los porcentajes medios de los minerales de la arcilla en cada columna así como la media aritmética de la formación de Baza. Estos valores se refieren a la fracción menor de dos micras.

Tabla VI.9. Contenidos medios de los diferentes filosilicatos en cada columna y media aritmética de la Formación de Baza. (%).

Columna	Ilita	Parag.	Clorita	Caol.	Montm.	Palig.
El Puntal (P) (x)	66	4	9	5	11	5
Cuevas del Campo (CC) (x)	49	2	5	4	29	11
Baza Norte (BN)	44	3	5	7	39	2
Orce (O)	40	1	7	3	15	36
Caniles (CA-1 y CA-2) (CA*)	45	4	6	8	37	1
Media de la Formación de Baza	50	2	6	5	23	14

(x) Se han excluído los tramos pertenecientes a la Formación de Guadix

En la figura VI.30. se han representado gráficamente los resultados expuestos en la tabla anterior.

Del análisis global de esta tabla y figura podemos destacar algunos datos de interés.

Así observamos que los procesos de precipitación química de mayor entidad en la Formación de Baza se desarrollan fundamentalmente en la zona oriental, constituyendo la serie de Baza Norte, posiblemente la zona central de la formación, al menos, durante un período de tiempo importante.

Por otra parte, el sector de Orce presenta unas características un tanto especiales. En el apartado VI.1.3. indicábamos a partir de la composición mineralógica global que este sector podría representar la posible zona a través de la cual se realizaba una conexión de la Formación de Baza con el mar abierto. Considerando, ahora, los datos que nos proporcionan los minerales de la arcilla esta hipótesis puede ser tanto mantenida como desechada en

función de que la composición mineralógica observada en esta Formación representa tanto medios perimarinicos s.l. como medios lacustres salobres.

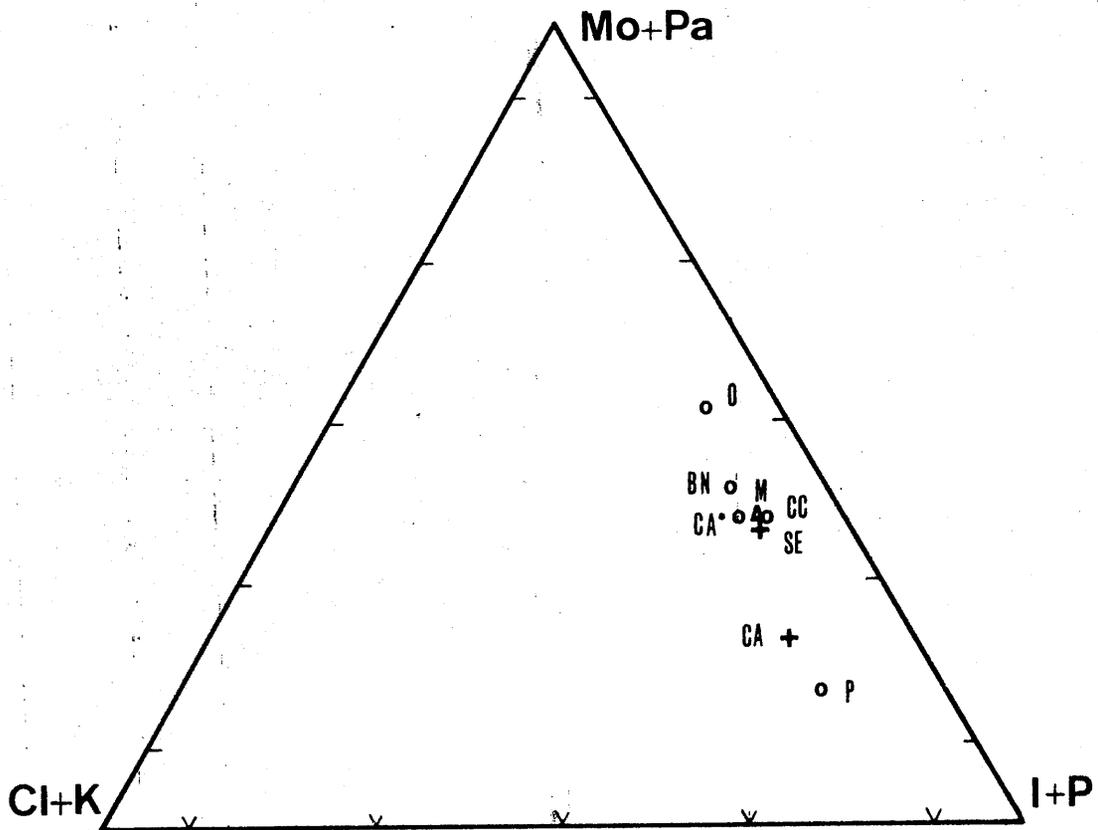


Fig. VI. 30. Composición mineralógica media en minerales de la arcilla de las siguientes columnas.

P. El Puntal, CC. Cuevas del Campo, BN. Baza Norte, O. Orce, CA\*. Caniles, M. Media de la Formación de Baza.

El hecho primordial que nosotros podemos establecer es el de una precipitación química importante tanto de evaporitas como de minerales de la arcilla que apoya la idea de un depósito acuoso estable a lo largo del tiempo y de extensión relativamente importante en la que los procesos de evaporación tienen entidad suficiente como para permitir la precipitación de sulfatos. Otro hecho es que el sector de Orce representa una zona marginal en relación con el de Baza Norte. Ahora bien, según nuestros datos toda la columna de Orce es característica de un medio de depósito bajo lámina de agua que, en

algún momento pudo corresponder a un inicio de cambio hacia medio sub - aéreo. Supuesto que la formación correspondiera a un medio perimarino la mineralogía de Orce permite suponer que esta área correspondería a la zona de cierre de la comunicación con el mar abierto.

Finalmente, en relación con Cuevas del Campo y El Puntal, tales series - se situarían en la zona más noroccidental de la Formación presentando intercalaciones fluviales representadas por algunos de sus niveles. De cualquier forma, los tramos donde la precipitación química es claramente observable también contienen un componente detrítico importante, lo que permite suponer que gran parte de los aportes detríticos a la cuenca de sedimentación, constituida por la Formación de Baza procederían de cursos cuya dirección sería W-E.

El área fuente de los materiales de esta Formación pensamos que sería - fundamentalmente la zona Bética s. str. Este hecho se ha puesto de manifiesto anteriormente cuando discutimos el origen de los diferentes minerales de la arcilla. Así, al analizar el grado de paragonitización de las illitas - concluimos que una parte de los sedimentos de la serie Baza Norte procederían de rocas del complejo Nevado-Filábride representadas en la Sierra de los Filabres. En el sector de Orce las illitas presentan, en general, menores tamaño y cristalinidad en función de su mayor distancia a la probable área fuente constituida por los mismos materiales que para la serie de Baza Norte. En el sector representado por las columnas Cuevas del Campo y El Puntal las características que presentan los minerales de la arcilla, - fundamentalmente las illitas, permiten suponer que en esta zona la influencia de los materiales del Subbético puede ser importante. De cualquier forma - pensamos que la mayoría de minerales detríticos presentes en cualquier sector de esta Formación proceden de rocas metamórficas representadas en los umbrales situados al sur de la Depresión.

#### VI. 3. 4. Formación de Serón-Caniles.

En los materiales de esta Formación se presenta con carácter dominante la asociación mineralógica constituida por illita, montmorillonita, paragonita, caolinita y clorita. La paligorskita aparece asociada a estos filosilicatos; únicamente en tres niveles de la columna de Caniles. Estos niveles, que son los más bajos de la serie, ya indicábamos anteriormente que correspondían a la Formación de Baza, teniendo en cuenta su litología, ya que son materiales esencialmente carbonatados. De cualquier forma la paligorskita siempre se encuentra en cantidades menores, poco representativas.

La illita es el filosilicato más abundante en esta Formación. Sus porcentajes oscilan entre 36 y 71%. Le sigue en importancia la montmorillonita, que al igual que la illita está presente en todos los niveles. No obstante, sus contenidos presentan notables diferencias de unos tramos a otros, especialmente en la serie de Caniles. El resto de los minerales de la arcilla, paragonita, caolinita y clorita siempre están presentes pero en proporciones bastante escasas. Ninguno de ellos representa más del 15% de la fracción arcilla, excepto la caolinita y únicamente en dos niveles correspondientes a Caniles.

Seguidamente intentaremos determinar el medio de depósito así como la posible evolución genética de los sedimentos que constituyen las columnas muestreadas en esta Formación; mediante la asociación mineralógica presente en cada caso, así como de los resultados obtenidos en el estudio de los diferentes parámetros de las micas.

Como ya se ha indicado en los tres niveles más bajos de la serie de Caniles aparecen indicios de paligorskita; por otra parte, los contenidos en montmorillonita son relativamente elevados (34-50%).

La illita en estos tres niveles se encuentra en proporciones muy uniformes (alrededor del 44%). En los restantes tramos de esta columna la paligorskita ya no aparece, mientras que la illita y montmorillonita presentan notables diferencias en cuanto a contenidos de unos niveles a otros, aunque no son lo suficientemente acusados para reconocer una secuencia mineralógica con diferentes ritmos. Así, la illita varía entre 19-71%, y la montmorillonita desde 2 a 70%. La paragonita, clorita y caolinita aparecen constantemente, en proporciones bastante uniformes a lo largo de toda la columna; únicamente la caolinita presenta oscilaciones acusadas de unos puntos a otros (falta en dos niveles mientras que en otros dos supera contenidos del 18%). Se observa frecuentemente, una relación inversa entre los contenidos de este mineral y los de la montmorillonita.

A partir de la relación de estos hechos se deduce que en la parte inferior de la columna Caniles existe cierta actividad química, indicada por la presencia de paligorskita así como de montmorillonita en cantidades bastante elevadas. Esta actividad química se realiza en un medio básico, con un pH que oscila entre 7 y 8. Posteriormente, el medio pasa a ser regresivo (desaparece la paligorskita y, en general, disminuyen los contenidos de montmorillonita) depositándose el resto de los sedimentos de esta serie en un régimen de tipo fluvial s.l. Las oscilaciones de montmorillonita nos pueden indicar pequeñas variaciones en el medio pasando de claramente fluvial a depósito de bordes, en otros casos. No debemos olvidar, de todas formas, que los menores contenidos de montmorillonita se corresponden con proporciones relativamente elevadas de caolinita, y la relación inversa; si a esto añadimos que los niveles con contenidos altos de montmorillonita no presentan prácticamente carbonatos podríamos pensar que las oscilaciones sean debidas a variaciones climáticas, o bien a desmantelamiento de determinados tipos de rocas del área fuente en épocas determinadas, que incidirían en la mineralogía de zonas muy localizadas de la cuenca. Nos inclinamos a pensar que las oscilaciones de los porcentajes de montmorillonita y caolinita en la columna de Caniles se deberían a estos dos últimos factores mencionados.

En la columna de Serón encontramos, exclusivamente, la siguiente asociación mineralógica: illita, montmorillonita, paragonita, caolinita y clorita. En sentido vertical no se observan diferencias en la composición cuantitativa de estos minerales de la arcilla, de unos tramos a otros. En general, la illita es el mineral más abundante, sus contenidos varían entre 36 y 60%. La montmorillonita es el que presenta los contenidos más uniformes en toda la serie, alrededor del 40%. Se observa una relación inversa entre los contenidos de estos dos minerales, esto nos puede indicar una interdependencia en la génesis de ambos minerales. El resto de los filosilicatos (paragonita, caolinita y clorita) aparecen sistemáticamente, en proporciones muy similares de unos niveles a otros.

Aparentemente, por la mineralogía parece que el mecanismo fundamental, en el depósito de los sedimentos que constituyen esta columna, ha sido la herencia. Sin embargo, existen ciertos hechos que nos hacen dudar seriamente de esta afirmación. Así, observamos que la montmorillonita aparece sistemáticamente en proporciones superiores a los de Caniles y en general, a los de todos los niveles que pertenecen a la Formación de Guadix, cuyo medio de depósito podría ser asimilable al de esta columna.

Por otro lado, la presencia de calizas arrecifales nos indica el carácter marino, al menos de una parte, de los sedimentos de la serie. En este medio marino, algo restringido, se explicaría la anomalía en cuanto a los contenidos en montmorillonita, ya que podría ser -al menos parcialmente- de neoformación.

El hecho más significativo en esta supuesta formación de Serón-Caniles (definida como tal por VERA, 1970 a), es la sensible variación de los diferentes parámetros cristaloquímicos de una columna a otra. Además, se observa que los correspondientes a las illitas de Caniles se asemejan a los de las micas de las series de la Formación de Guadix, sin embargo no sucede lo mismo con los de las illitas de Serón.

A pesar de que las distancias a la posible área fuente de las dos columnas, son semejantes observamos que los espaciados basales de las illitas de Serón son notablemente mayores que para las illitas de Caniles; algo similar sucede con la paragonita. Este hecho nos puede indicar que el proceso de illitización, en ambas micás, ha sufrido un mayor desarrollo en la serie de Serón que en la de Caniles.

En relación con los valores de  $b_0$ , cabría decir que las micás de Serón son las que presentan mayor grado de fengitización; supuesto este hecho, el espaciado basal medio debería ser el más pequeño; sin embargo, es el más elevado de toda la Depresión. Esta correlación positiva que existe entre estos dos parámetros (eje  $b_0$  y espaciado basal) se puede interpretar como resultado de un proceso de degradación más avanzado que en las restantes columnas.

Un análisis comparado del índice de Kubler, entre estas dos columnas (Caniles y Serón) nos lleva, también, a idénticas conclusiones, ya que el valor medio del índice de Kubler de las illitas de Serón es más elevado, lo cual representa menor grado de cristalinidad.

Si partimos del supuesto de que los ambientes de depósito son sensiblemente semejantes la variación significativa de los parámetros cristaloquímicos que existe entre una y otra columna nos puede indicar que el depósito en Serón se produjo cierto período de tiempo antes que en Caniles lo que dio lugar a que los parámetros de las illitas en este sector presentan las características especiales ya indicadas. Por tanto podemos concluir que estas dos series no son correlacionables y no constituyen una formación.

Recientemente PEÑA en su Tesis Doctoral (com. pers.) encuentra una discordancia entre los materiales de la columna de Caniles y los de Serón; considera que la edad de estos últimos es Mioceno frente a la edad Pleistoceno que correspondería a Caniles.

De acuerdo con todas las consideraciones expuestas hasta aquí podemos concluir los puntos siguientes:

- .. El concepto de Formación de Serón-Caniles debe desecharse.
- .. La columna de Caniles puede compararse perfectamente a la Formación de Guadix.
- .. Sobre esta base, es difícil admitir que la Formación de Baza estuviera conectada con el mar abierto por el valle del río Alámanzora - ya que materiales asimilables a los de Caniles se extienden claramente desde la Sierra de Baza a la Sierra de las Estancias cerrando la Formación de Baza por el Sur.

En la tabla VI. 10. se resumen los contenidos medios de los minerales de la arcilla en las columnas Caniles y Serón. Los datos están referidos a la fracción menor de dos micras.

Tabla VI. 10. Composición mineralógica de la fracción menor de 2 micras (%).

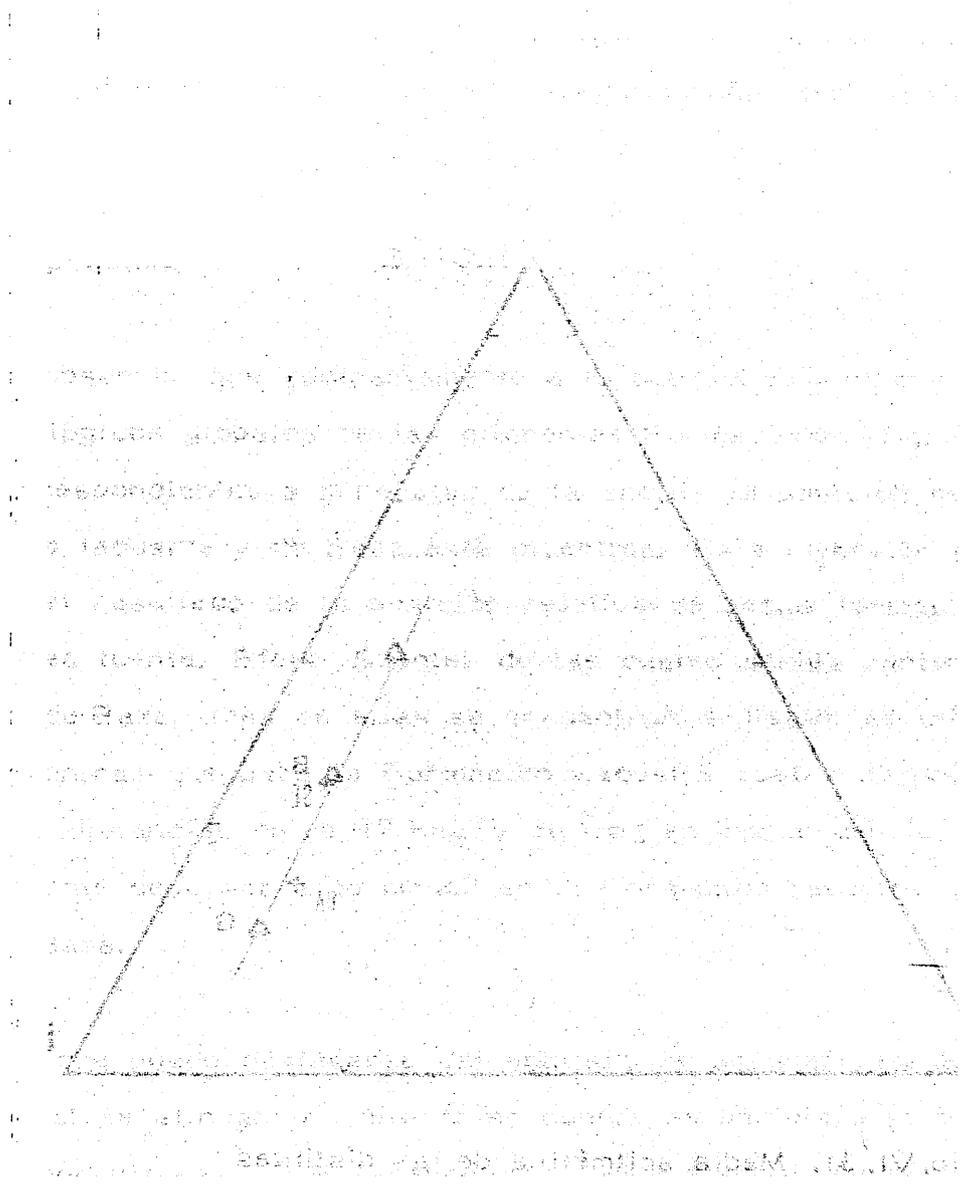
Columna	Ilita	Paragon.	Clorita	Caol.	Montm.	Pallgorskita
Caniles (x)	54	5	6	8	27	-
Serón (SE)	47	6	5	5	37	-

(x) Se han excluido los datos relativos a los dos niveles más bajos de la columna (CA-1 y CA-2).

Con los datos representados en la tabla anterior se han situado estas dos columnas en un diagrama triangular (ver figura VI. 30.).

En dicho diagrama la ubicación de los puntos nos indica un mayor dominio del mecanismo de la herencia en Caniles (CA) respecto de Serón (SE). Incluso debemos señalar que la situación del punto CA coincide casi exactamente, con la del punto que representa la composición mineralógica media de la Formación de Guadix (ver figura VI. 29.). Sin embargo, la situación de Serón (SE) está muy próxima a la media de la Formación de Baza. Estos hechos nos indican, una vez más, que existen unas diferencias importantes entre ambas columnas.

El área fuente para ambas columnas es muy similar. A partir de los valores del incremento  $2\theta$  entre los espaciados  $d(0, 0, 10)$  de illita y paragonita- llegábamos a la conclusión de que los sedimentos que constituyen estas dos series procedían de las filitas alpujarrides y de las rocas del Manto del - Veleta, estando mucho más representados los valores correspondientes a - aquellos que a estos.



### VI. 3. 5. Consideraciones generales.

A la vista de los resultados descritos en los anteriores apartados, se observan notables diferencias entre las distintas formaciones que constituyen la Depresión de Guadix-Baza; e incluso entre sectores de una misma formación.

En la figura VI. 31. se han representado en un diagrama ternario las medias aritméticas de la mineralogía de la fracción arcilla en las diferentes formaciones.

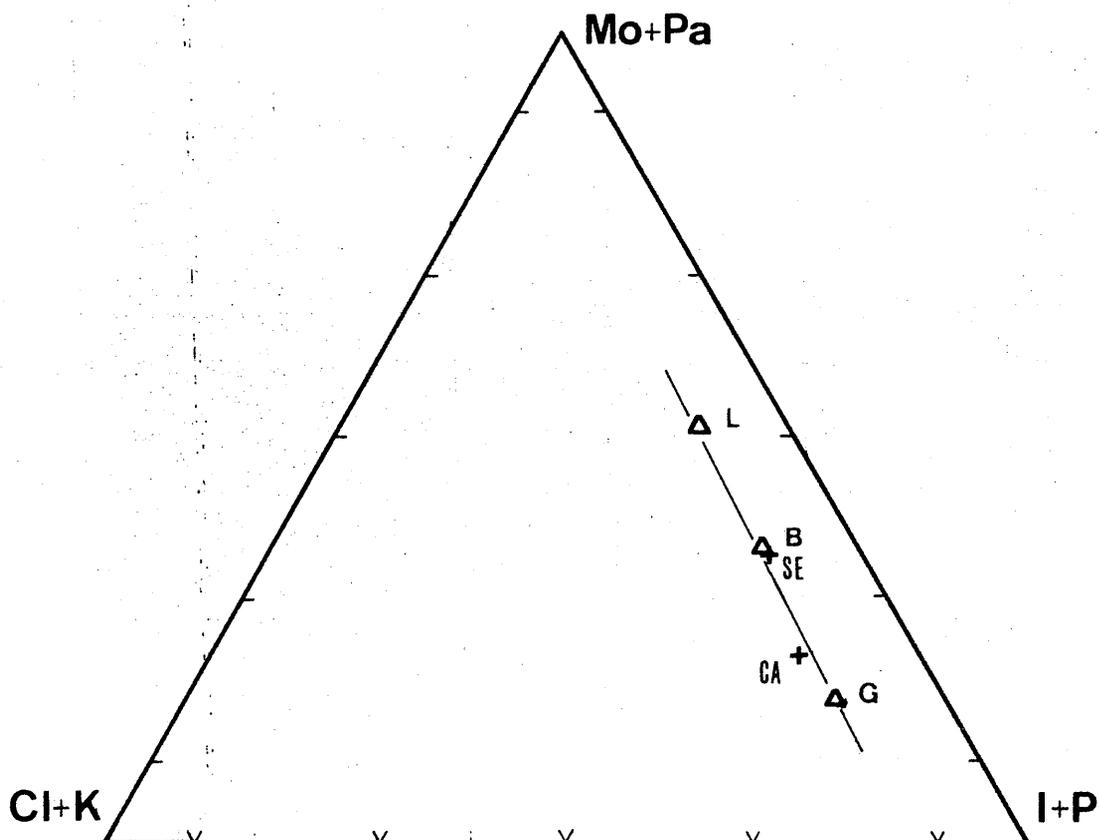


Fig. VI. 31. Media aritmética de las distintas formaciones en minerales de la arcilla.

L: lacustre, B: Baza  
G: Guadix, SE: Serón  
CA: Caniles

previamente al análisis de este diagrama debemos señalar que las columnas de Caniles y Serón se han representado individualmente ya que como hemos

indicado anteriormente creemos que no constituyen una formación.

La disposición de los puntos se realiza según una recta cuyos extremos están constituidos de una parte por la Formación de Guadix, de carácter predominantemente detrítico y de otra parte por la Formación lacustre en la que hay un ligero dominio de los minerales de neoformación. No obstante, debemos recordar al respecto, que parte de la montmorillonita es heredada y que en consecuencia también para esta Formación lacustre el contenido en minerales heredados probablemente sea superior al de neoformados. La mayor proporción de minerales heredados frente a neoformados es una consecuencia de la cercanía de los relieves que probablemente constituyeron el área fuente de la Depresión.

Sorprende observar que contrariamente a lo que sucedía al analizar las medias mineralógicas globales de las diferentes Formaciones (fig. VI. 4.), en las medias correspondientes a minerales de la arcilla la posición relativa de las Formaciones lacustre y de Baza está invertida. Esta inversión puede ser perfectamente el resultado de la posición relativa de ambas formaciones con respecto al área fuente. Efectivamente, de las cuatro series pertenecientes a la Formación de Baza, tres de ellas se encuentran a distancias inferiores a los 13 kms. mientras que para la Formación Lacustre cuatro de las cinco columnas están a distancias entre 17 km. y 30 km.; en consecuencia, la influencia del área fuente debe ser algo menor en la Formación lacustre que en la Formación de Baza.

Otro hecho que puede destacarse del análisis del diagrama es que la recta, según la cual se alinean los diferentes puntos es paralela a la base montmorillonita-paligorskita----- illita-paragonita. Esta disposición nos señala claramente que en todas las formaciones, los porcentajes de clorita más caolinita son bastante uniformes, lo que apoyaría, de nuevo, la hipótesis de que el área fuente es común para todas ellas (recordemos, en este mismo sentido, la ordenación de los puntos que representaban las composiciones medias de la mi-

neralología global a lo largo de la bisectriz del ángulo de los carbonatos, (ver fig. VI.4.). Este área fuente se situaría al sur de la actual Depresión ya que los contenidos en clorita y caolinita más parecidos a los obtenidos en las distintas formaciones de la cuenca sedimentaria son las de las rocas de la zona Bética s. str.

La Depresión de Guadix-Baza presenta cierta complejidad en cuanto a los diferentes tipos de depósitos observados. Así, hemos diferenciado dos medios lacustres y uno predominantemente fluvial. Los dos medios lacustres presentan distinta entidad y desarrollo, pudiendo uno de ellos ser asimilado a un ambiente de depósito perimarinó.

Esta complejidad es más aparente que real ya que, como hemos visto, hay una probable área fuente común para toda la cuenca y por tanto la mineralogía es muy uniforme, apareciendo diferencias claras unicamente cuando se producen neoformaciones. La importancia de estos procesos está condicionada por la estabilidad temporal de la lámina de agua que pensamos sería diferente en las Formaciones lacustre y de Baza. En este sentido podemos destacar que estableciendo la razón entre paligorskita y montmorillonita como representativa de la importancia de los procesos de neoformación los valores para la Formación de Baza son tres veces superiores a los de la Formación lacustre. Por otra parte, las importantes diferencias de contenido en sulfatos entre estas dos formaciones apoyaría también la hipótesis de una distinta duración en el tiempo de la lámina de agua.

En el caso de la Formación de Baza, donde los sulfatos tienen una potencia considerable, dicha lámina sería estable mientras que en la Formación lacustre las fluctuaciones serían más continuas.

Un problema adicional es la procedencia de los iones sulfato, que incide directamente sobre la hipótesis genética que se considere. Supuesto un medio perimarinó para la Formación de Baza, el cual implica un cierto grado de co

nexión con el mar, la procedencia de los iones sulfato quedaría perfectamente justificada. Más difícil resulta explicar la existencia de estos importantes niveles evaporíticos, si se supone que la Formación de Baza se desarrolló en un ambiente lacustre endorréico. En este caso, además de la necesaria persistencia de la lámina de agua ya reseñada, debemos tratar de determinar la procedencia de los iones. En ciertas zonas de la Depresión se conocen fenómenos de diapirismo que nos permitirían pensar que parte de los sulfatos procederían de tales áreas. Teniendo en cuenta su localización sería lógico suponer que los aportes se realizarían hacia la cuenca que dio lugar a la Formación lacustre. La inexistencia de sulfatos en esta Formación, se justificaría, de una parte, por la fluctuación de la lámina de agua que impediría alcanzar el producto de solubilidad de los sulfatos, y de otra parte, por la posible conexión de esta Formación con la de Baza en la que finalmente se produciría el depósito evaporítico. PEÑANA (com. pers.) sugiere una posible conexión, entre ambas formaciones, por la zona más septentrional de la Depresión.

Ahora bien, estas manifestaciones diapíricas en ningún momento podrían justificar el volumen de sulfatos de la Formación de Baza, por lo que habría que suponer aportes de otras zonas. En este sentido, debemos señalar también la existencia de yeso en filitas permowerfenenses de complejo alpujárride, si bien estos niveles son poco representativos tanto por su extensión como por su potencia.

Todas estas consideraciones no resuelven por completo el problema de la importante presencia de sulfatos en la Formación de Baza que, sin embargo, quedaría resuelto si se considera como hipótesis probable la que sugiere que esta Formación se depositó en un medio perimarinero.

A menudo la mineralogía de las arcillas se ha intentado utilizar con fines de correlación estratigráfica pero las publicaciones no son muy numerosas. Los resultados más espectaculares han sido obtenidos en zonas que presentan formaciones que se extienden a lo largo de períodos de tiempo muy largo. Desgraciadamente este no es nuestro caso ya que estos depósitos tienen

una duración relativamente pequeña y gran variación de facies; por otra parte, la asociación de minerales de la arcilla, en general, es muy uniforme. - Únicamente en sectores muy localizados, y en base a numerosas columnas - ciertos minerales nos permitirían hacer correlaciones entre tramos. Así, la fluorita y celestina en zonas muy locales de la Formación lacustre.

En relación a las condiciones climáticas existentes durante el depósito de los materiales de la Depresión de Guadix-Bazá, los minerales de la arcilla nos pueden aportar algunos datos, sobre todo los filosilicatos de neoformación - (montmorillonita y paligorskita).

En el conjunto de los tramos detríticos estudiados los porcentajes relativos - de montmorillonita y caolinita experimentan pocas variaciones, siguiendo el - conjunto de ambos minerales un comportamiento similar con un fuerte predo - minio de la montmorillonita. Este hecho nos señala que se trata de aportes - procedentes, en parte, de suelos montmorilloníticos desarrollados en condicio - nes de un lavado deficiente. Así, bajo un régimen climático medianamente - húmedo, en el que las lluvias alternaran con períodos de sequía, se pudieron producir degradaciones de las micas que dieran lugar, fundamentalmente, a la formación de montmorillonitas. Estas condiciones están de acuerdo con las ex - puestas por KELLER (1970). Alternando con las etapas de formación de los - suelos, debieron existir etapas de desmantelamiento de los mismos, dando lu - gar a que llegara a la cuenca gran cantidad de montmorillonita, caolinita (en menor proporción) y otros minerales detríticos.

En las épocas de formación de montmorillonita y caolinita en el área fuente, - correspondientes a períodos húmedos, se producía en la cuenca de depósito, - la precipitación de montmorillonita de neoformación y de paligorskita. WEA - BER y BECK (1977) indican al respecto que la humedad es una condición más importante que la temperatura para que se produzca la formación de pali - gorskita. Estos mismos autores señalan que los márgenes de paleolatitud (pa - ra el hemisferio Norte), en los que se encuentra paligorskita varían desde 0° a 45°.

Por último, señalemos que el predominio en conjunto de minerales detríticos en esta cuenca sedimentaria así como la similitud de sus parámetros cristaloquímicos respecto de los minerales de la probable área fuente, nos indican que los procesos de erosión en esta zona fueron fundamentalmente de tipo físico, consecuencia, posiblemente, de la existencia de relieves importantes.

Por otra parte, se observa una gran similitud entre esta cuenca y la Depresión de Granada. Así, en la Formación de Guadix y sobre todo en sus sectores más marginales encontramos unos resultados similares a los de ORTEGA HUERTAS (1978) para la "Block Formation"; mientras que en las facies más centrales la mineralogía es semejante a la encontrada por HUERTAS (1969) en la Depresión de Granada. En ambos casos destaca la ausencia de sepiolita y saponita que se puede atribuir a una concentración insuficiente de iones magnesio.

Esta similitud es lógica si tenemos en cuenta que ambas cuencas sedimentarias reciben gran parte de los aportes de los mismos materiales.

#### VI.4. GRADO DE DIAGENESIS.

Trataremos a continuación de deducir el grado de diagénesis a que han sido sometidos los materiales pliocenos-pleistocenos de la Depresión de Guadix-Baza, a partir de las asociaciones de minerales de la arcilla. Consideramos como diagénesis (siguiendo la definición de CORRENS, 1967, en DUNOYER DE SEGONZAC, 1969) el conjunto de mecanismos que ocurren en una zona enmarcada por la sedimentación y el metamorfismo.

Los minerales arcillosos, de estructura hojosa, ricos en agua, de pequeño tamaño, presentan una gran sensibilidad a los cambios químicos y a las condiciones termodinámicas. Evolucionan fácilmente en los medios que atraviesan y son -en fin- precisos testigos geológicos (DUNOYER DE SEGONZAC, 1969).

La illita, como mineral de la arcilla con mayor extensión en los sedimentos, es posiblemente el que más información nos puede proporcionar al respecto.

En los materiales de la Depresión este mineral, como ya hemos indicado anteriormente, presenta unos valores de determinados parámetros cristaloquímicos, entre los que destacan el índice de Kubler, el politipo dominante y el tamaño de cristalito, que corresponden a procesos de metamorfismo de bajo grado (anquizona y epizona). Ahora bien, el hecho de ser minerales heredados a partir de materiales metamórficos en proceso de erosión, fundamentalmente física, impide que tales minerales puedan ser utilizados como indicativo del grado de diagénesis salvo que se considere con carácter negativo. Desde este punto de vista los valores de parámetros cristaloquímicos encontrados indican que prácticamente no han ocurrido importantes procesos de diagénesis.

En este mismo sentido la presencia de montmorillonita y especialmente la de paligorskita es claramente indicativa de que los procesos de diagénesis ocurridos son de muy pequeña entidad. Conviene señalar a este respecto que ESQUEVIN (1956 y 1960), y más recientemente VELDE (1977) encuentran que la estabilidad térmica de la paligorskita es pequeña, en sus experiencias determinan que tal mineral no se forma por encima de  $80^{\circ}$  C. En relación con la montmorillonita su límite térmico es algo más amplio pero según gran número de autores deja de ser estable por encima de  $100^{\circ}$  C. Indicaremos en este sentido que MUFLER y WHITE (1969) observan la desaparición de la montmorillonita a unos  $90^{\circ}$  C en la cuenca plio-cuaternaria del lago Salton.

Aunque caolinita y clorita son también minerales que nos pueden ayudar a determinar el grado de diagénesis sufrido por los sedimentos en el presente caso son poco representativos puesto que de una parte se presentan en cantidades menores y de otra son minerales claramente heredados de las áreas fuentes circundantes por lo que su composición química y caracterís-

ticas cristalquímicas reflejan las correspondientes a estos minerales en el área fuente.

En resumen, de acuerdo con los datos discutidos anteriormente y teniendo en cuenta las paragénesis presentes podemos concluir que los sedimentos plioceno-pleistocenos de la Depresión de Guadix-Baza, en sus diferentes formaciones, prácticamente no han sufrido ningún proceso importante de diagénesis.

The first part of the report deals with the general situation of the country and the position of the various groups. It is followed by a detailed analysis of the economic situation and the role of the different sectors. The report concludes with a series of recommendations for the government and the private sector.

The second part of the report is devoted to the study of the various groups and their interests. It is followed by a detailed analysis of the economic situation and the role of the different sectors. The report concludes with a series of recommendations for the government and the private sector.

The third part of the report is devoted to the study of the various groups and their interests. It is followed by a detailed analysis of the economic situation and the role of the different sectors. The report concludes with a series of recommendations for the government and the private sector.

The fourth part of the report is devoted to the study of the various groups and their interests. It is followed by a detailed analysis of the economic situation and the role of the different sectors. The report concludes with a series of recommendations for the government and the private sector.

**VII. CONCLUSIONES**

## VII. CONCLUSIONES.

Como resultado de la investigación realizada se pueden destacar las siguientes conclusiones:

1. La mineralogía de los materiales estudiados está constituida por: calcita, dolomita, cuarzo, yeso y minerales laminares. De todos ellos, el yeso es el único que no aparece de forma casi constante; sus mayores contenidos se encuentran en la zona central de la Formación de Baza. La calcita y el cuarzo han de considerarse como minerales mayoritarios en todas las columnas. La dolomita es el mineral más abundante, únicamente en Baza Norte.
2. La composición mineralógica media de cada una de las formaciones diferenciadas por VERA (1970 a), en la Depresión de Guadix-Baza, es la siguiente:
 

Formación Lacustre: 25% Q, 38% carbonatos, 36% minerales laminares  
 Formación de Guadix: 31% Q, 36% carbonatos, 33% minerales laminares  
 Formación de Baza: 9% Q, 56% carbonatos, 35% minerales laminares
3. Se constata que la razón cuarzo/minerales laminares para todas las formaciones es similar. Este hecho lo atribuimos, en primer lugar a la posibilidad de una área fuente común para todas las formaciones de la Depresión, al menos en los sectores muestreados; y en segundo lugar a la homogeneidad de este área fuente.
4. Los minerales de la arcilla encontrados son los siguientes: illita, montmorillonita, paragonita, caolinita, clorita, paligorskita e interstratificados. A partir de su distribución en las columnas se han diferenciado dos asociaciones mineralógicas: una de ellas, constituida por illita, montmorillonita, paragonita, caolinita y clorita; la otra, por todos estos filosilicatos más la paligorskita. En cualquier caso los minerales principales son illita, montmorillonita y paligorskita (cuando aparece).
5. En función de su origen hemos establecido tres categorías de minerales:
  - a) detríticos o heredados: illita, paragonita, clorita y caolinita.
  - b) neoformados: paligorskita
  - c) doble origen: montmorillonita
6. La illita presenta unos valores de cristalinidad (índice de Kubler) muy similares para toda la Depresión (varía entre 1,7 y 3,4 mm). La cristalinidad más alta dentro de los márgenes tan estrechos en que varía, aparece en las columnas correspondientes a las formaciones lacustres y

de Baza. Este hecho pensamos que se debe a que las illitas, en estos casos, han sufrido un cierto grado de transformación (agradación) al encontrarse en unos medios de elevada concentración iónica. El tamaño de cristalito de las illitas (calculado según el método de Weber et al., 1976) les hace corresponder a un metamorfismo de epizona y en algunas muestras, a anquizona.

7. Se observa que los valores del parámetro  $b_0$  de la illita disminuyen al aumentar la distancia al área fuente. Este hecho se atribuye fundamentalmente a la meteorización (hidratación) de los retículos durante el transporte previo a su depósito.
8. Existe cierto grado de fengitización en las illitas. Se ha puesto de relieve al analizar los valores del eje  $b_0$  y el grado de sustitución de Si por Al<sup>IV</sup> y de Al<sup>VI</sup> por Fe y Mg. Por ambos métodos se concluye que este grado de fengitización es muy similar al encontrado en las moscovitas del área fuente por Martín Ramos (1976).
9. A partir de las medidas del incremento  $2\theta$  entre las reflexiones  $d(0, 0, 10)$  de illita y paragonita se han asignado áreas de procedencia para los materiales de cada columna. En la mayoría de las medidas corresponden a rocas del Complejo Alpujarride. En algunos casos aislados, a materiales del Complejo Nevadofilábride.
10. Del análisis comparado de los parámetros correspondientes a illita y paragonita se deduce que las transformaciones ocurridas en ambos minerales son similares.
11. La cristalinidad de la montmorillonita, en general, es bastante elevada. Se observa como disminuye con la distancia al área fuente, en las columnas de origen fluvial s.l. Por el contrario, en estas mismas columnas, el grado de hinchamiento aumenta.
12. La presencia de paligorskita nos indica que los valores de pH alcanzados en la Depresión no debieron ser superiores a 9 y que las condiciones de salinidad fueron diferentes a las correspondientes a medios marinos abiertos.
13. En función de la distribución de los minerales de la arcilla en cada formación se han establecida sus medios de depósito así como la evolución genética de los materiales que los constituyen.

13 a. Las formaciones Gorafe-Huélago y Solana del Zamborino (Formación lacustre) corresponden a un medio de depósito esencialmente lacustre, en el que existió una importante actividad química. De la distribución de los minerales se infiere que o bien existieron dos lagos diferentes o bien hubo una evolución de la posición del lago con el tiempo, hacia el SW.

Del análisis de la razón minerales heredados a minerales neoformados en función de la distancia a la posible área fuente se concluye que para esta formación el área fuente fundamental se sitúa al sur de la misma y está constituida por los materiales de la Sierra de Baza.

13 b. La formación de Guadix presenta un dominio total de minerales detríticos (ilita fundamentalmente) lo cual nos indica que el medio de depósito de los materiales que constituyen esta formación fue claramente fluvial s.l. El área fuente principal consistió en las rocas del complejo de Sierra Nevada. Para la columna de Gorafe pensamos que la unidad de Hernán Valle (Sierra de Baza); y para Río Fardes, además del complejo indicado, el Maláguide y los materiales del Subbético aunque estas dos áreas en bastante menor proporción.

13 c. Los sedimentos de la Formación de Baza se depositaron en un medio acuoso, químicamente básico y con un pH que oscilaría entre 8 y 9. Su salinidad sería mucho más elevada que la de la Formación lacustre (mayor desarrollo de yesos). El área fuente fundamental pudieron ser las rocas del Complejo Alpujárride y en zonas muy localizadas por relieves subbéticos.

13 d. De acuerdo con el resultado del análisis mineralógico para las columnas de Serón y Caniles concluimos que no existe la Formación definida por VERA (1970 a), como Formación de Serón-Caniles. Efectivamente, mientras que para la columna de Caniles se establece un medio de depósito claramente fluvial, en el caso de Serón hay serios indicios de que tales sedimentos pudieron desarrollarse en un medio de tipo marino. Adicionalmente, se ha establecido que los materiales de la columna de Serón han sufrido un proceso de transformación más profundo que los correspondientes al Plioceno-Pleistoceno de la Depresión, por lo que consideramos que probablemente estos materiales sean anteriores.

13 e. Como consecuencia de lo anterior se considera que la columna de Caniles forma parte de la Formación de Guadix.

14. De acuerdo con la distribución de las asociaciones de minerales de la arcilla establecidas para los sedimentos de esta Depresión, se concluye que las características de la Formación lacustre y de Baza son diferentes en cuanto a extensión y permanencia de la lámina de agua. En la Formación lacustre existió una fluctuación de esta lámina de agua mientras que en la Formación de Baza, el medio acuoso fue permanente.

Por otra parte, la presencia de sulfatos en la Formación de Baza, en cantidades relativamente importantes, plantea el problema del tipo de medio en el que se produjo la precipitación evaporítica. Supuesto el medio como perimarinero la existencia de los sulfatos queda perfectamente justificada. En cualquier otro caso, la cantidad de sulfatos existentes plantea el problema de su procedencia.

Si se acepta como hipótesis más probable, para la Formación de Baza, la de carácter perimarinero, la posible conexión con el mar debió ocurrir a través de la zona de Orce ya que la conexión por el Sur, a través del corredor del río Almanzora, ha sido claramente desechada.

15. Se ha puesto de manifiesto la presencia de fluorita y celestina en elevadas proporciones (fracciones arcilla y limo) en la Formación lacustre. Ambos minerales se encuentran ligados a carbonatos y su origen creemos que es a partir de procesos de precipitación química, aunque en el caso de la celestina podría también suponerse un proceso de carácter diagenético (acción de organismos).
16. La procedencia de los iones fluor y estroncio podría ser:
- del área fuente supuesta para toda la Formación. Existe en los materiales de Sierra Nevada un contenido en estroncio particularmente elevado. Los iones fluor podrían proceder de la alteración de micas biotíticas; de la alteración y destrucción de huesos y dientes de herbívoros, o bien de la disolución de las fluoritas existentes en la Sierra de Baza.
  - no se descarta el que ambos tipos de iones podrían estar ligados a algún tipo de manifestación termal. En este sentido señalaremos la presencia relativamente cercana de las aguas termales de Alicún de Ortega.

- 17. Del estudio de los parámetros cristalográficos y cristaloquímicos de las micas, así como de la presencia de montmorillonita y pailigorskita se concluye que el grado de diagénesis sufrido por los sedimentos de la Depresión de Guadix-Baza no sobrepasó la diagénesis precoz.

- AGUIRRE, E. (1958 b). Notas sobre la estratigrafía de las depresiones andaluzas. *Est. Geol.* vol. XIV-38, p. 121-126.
- AGUIRRE, E. (1961). Gisements *Elephas meridionalis Nesti* dans la province de Grenade (Espagne)". *C. R. Ac. Cs. de Paris.* t. 252, p. 1184-1185.
- AGUIRRE, E. (1968). Revisión sistemática de los Elephantidae. Por su morfología y morfometría dentaria. *Est. Geol. Inst. Lucas Mallada.* vol. XXIV.
- ALBEE, A. L. (1962). Relationships between the mineral association chemical composition and physical properties of the chlorite series. *Amer. Min.* vol. 47, p. 851-870.
- ALI, M. (1974). Estudio geológico del sector Juviles-Tímar-Cástaras. Tesis de Licenciatura. Univ. Granada. Memoria inédita.
- ALVARADO, M. M. y SAAVEDRA, J. L. (1966). Estudio geológico del extremo nordeste de la provincia de Granada. *Bol. del I. G. M. E.* t. LXXVII, p. 98-140.
- ARANA CASTILLO, R. (1973). Investigaciones mineralógicas en Sierra Nevada Tesis Doctoral. Secret. Publ. Univ. Granada. 2t.
- ARANA CASTILLO, R. (1973). Petrología y mineralizaciones de la unidad de las Víboras (Cordilleras Béticas). *Cuad. Geol.*, vol. 2, p. 49-88.
- ARANA CASTILLO, R. y COLETO MORENO, A. (1974). Minerales de la arcilla en algunos niveles carbonatados alpujarrides al N. y NW. de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas). *Est. Geol.* vol. XXX, p. 385-388.
- BAILY, B. (1972). Introducción a la Petrología. Ed. Paraninfo. 437 pp.
- BARAHONA, E. y LINARES, J. (1970). Changes in clay mineral composition in sediments from southern Spain. *Proc. Reun. Hispano-Belga de Minerales de la arcilla.* p. 219-222.
- BARAHONA FERNÁNDEZ, E. (1974). Arcillas de ladrillería de la provincia de Granada: evaluación de algunos ensayos de materias primas. Tesis Doctoral. Univ. Granada. Secret. Publicaciones. 398 pp.
- BISCAYE, P. E. (1965). Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic and adjacent seas and oceans. *Bull. Geo. Soc. Amer.* vol. 76, p. 803-832.

- BOTELLA, M.; PORTA, J. y VERA, J.A. (1975). El yacimiento de la Solana del Zamborino, resultado de la primera excavación. Cuad. Preh. Univ. Granada., vol. 1.
- BRADLEY, W.F. (1961). The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. G. Brown Mineralogical Society. Londres.
- BRINDLEY, G.W. (1961). Chlorite minerals. In: The X-Ray identification and crystal structures of clay minerals. Miner. Soc. p. 242-296.
- BRINDLEY, G.W. y SANDALAKI, Z. (1963). Structure composition and genesis of some long-spacings mica-like minerals. Am. Min. vol. 48. p. 138-149.
- BROWN, G. (1961). The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. Min. Soc. (Clay Mineral Group). Londres.
- BURST, J.F. (1959). Postdiagenetic clay mineral environmental relationship in the Gulf coast Eocene. Clay and Clay Min. (6th. Nat. Conf. 1957). p. 327-341.
- CASAS, J.; PEÑA, J.A. y VERA, J.A. (1975). Interpretación geológica y estratigráfica del yacimiento de la Solana del Zamborino. In "Botella, Porta y Vera", op. cit.
- CHATERJEE, N.D. y FROESE, E. (1975). A thermodynamic study of the pseudobinary join muscovite-paragonite in the system  $KAlSi_3O_8 - NaAlSi_3O_8 - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ . Amer. Min. vol. 60, p. 985-993.
- CIPRIANI, C.; SASSI, F.P. y VITERBO-BASSANI, C. (1968). La composizione delle miche chiare in rapporto con la constanti reticolari e grado metamorfico. Red. Soc. Ital. Min. Petrol. vol. 24, p. 153-187.
- COLOM, G. (1951). Estudio sobre las microfaunas de algunas cuencas marinas internas mio-pliocenas de la Cordillera Subbética. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. 49, p. 157-192.
- CORRENS, C.W. (1967). Diagenese und fossilisation. In. R. Brinkmann Lehrbuch der Allgemeinen Geologie, p. 171-213.
- COX, L.R. (1960). Gastropodo in Moore Molusca I. I. Invertebrate Paleontology. Univ. Kansas Press. XXII, 351 pp.
- DELGADO, F. (1978). Los Alpujárrides de la Sierra de Baza. Tesis Doctoral. Univ. de Granada.

- DIEBOLD, F.E.; LEHMISH, J. y HILTROP, C.L. (1963). Determination of calcite dolomite quartz and clay content of carbonate rocks. *J. Sed. Petrol.* vol. 33, p. 124-139.
- DIETZ, R.S. (1941). Clays minerals in recent marine sediments. *These Univ. Illinois. Résumé in Amer. Min.* (1942), t. 27.
- DORRONSORO, C.F. (1969). Estudio mineralógico del Trías Germánico Andalus. Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada. (Memoria inédita).
- DROSTE, J.B. (1956). Alteration of clay minerals by weathering in Wisconsin tilss. *Bull. Geol. Soc. Am.* vol. 67, p. 911-918.
- DROSTE, J.B.; BHATTACHARYA, N. y SUNDERMAN, J.A. (1962). Clay mineral alteration in some Indiana soils. *Clays and Clay Min.* (9th. Conf. Nat.), p. 329-342.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1969). Les minéraux argileux dans la diagenèse: passage au métamorphisme. *Mém. Serv. Carte Géol. Alsace Lorraine.* vol. 29, p. 320.
- ESQUEVIN, J. (1956). Synthèse de phyllites zincifères. *Bull. Group. Fr. des Argiles.* vol. VIII, p. 17-22.
- ESQUEVIN, J. (1960). Les silicates de zinc, étude de produits de synthèse. *An. Agronomique,* vol. 11, p. 497-556.
- ESQUEVIN, J. (1969). Influence de la composition chimique des Illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau S.N.A.P.* vol. 3, p. 147-154.
- ESTEVEZ, A.; LOPEZ GARRIDO, A.C. y SANZ DE GALDEANO, C. (1976). Estudio de las deformaciones recientes en el sector del Negratín (Depresión de Guadix-Baza). *Re. sobre Geodinámica de la Cordillera Bética y mar de Alborán.* Granada. p. 165-192.
- EUGSTER, H.P. y YODER, M.S. (1954). Paragonite. *Yb. Carnegie Inst. Washington.* vol. 53, p. 111-114.
- EWING, M. (1971). The late Cenozoic history of the Atlantic Basin and its bearing on the cause of the ice ages. In "The late Cenozoic glacial ages". Yale Univ. Press. Londres.

- FAIRBRIDGE, R. W. (1967). Syndiagenesis-anadiagenesis-epidiagenesis. Revival and Feedback. VII. Congr. Intern. Sed. Edinbourg.
- FALLOT, P.; SOLE, L.; COLOM, G. y BIROT, P. (1950). Sur le Néogène des bassins du Guadiana Menor et de Baza. C. R. Ac. Sc. de Paris. t. 230., p. 1717-1720.
- FALLOT, P.; FAURE-MURET, A. y FONTBOTE, J. M. (1960). Observaciones geológicas sobre el macizo del Mencil y sus alrededores (provincia de GRANADA). Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp. 60, p. -372.
- FALLOT, P.; FAURE-MURET, A. y FONTBOTE, J. M. (1967). Observations sur la partie occidentale de la formation de Guadix. Bol. Inst. Geol. Min. Esp., t. LXXVIII, p. 1-48.
- FOSTER, M. D. (1962). Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. Geol. Survey Prof. Paper. vol. 414-1.
- FURON, R. (1972). Eléments de paléoclimatologie. Ed. Univer. Paris. 216 pp.
- GALLEGOS, J. A. (1975). Los Alpujarrides al oeste de Sierra Nevada. Tesis Doctoral. Univ. de Granada.
- GALLEGOS, J. A. y RODRIGUEZ GALLEGO, M. (1973). Las micas incoloras en las filitas alpujarrides. Aplicaciones al estudio del metamorfismo (NW de Sierra Nevada, Cordilleras Béticas). Est. Geol. vol. X XIX, p. 329-333.
- GARRELS, R. M. y HOWARD, P. (1959). Reaction of feldspar and mica with water at low temperature and pressure. Clays and Clay Min. (6th. Conf. Nat.). p. 68-89.
- GOLDSMITH, J.; WEBER, J. N. y SMITH, F. G. (1961). Rapid determination of calcite dolomite ratios in sedimentary rocks. J. Sed. Petrol. vol. 31, p. 130-132.
- GONZALEZ DONOSO, J. M. (1967). Estudio geológico de la Depresión de Granada. Tesis Doctoral. Univ. de Granada.
- GONZALEZ DONOSO, J. M. y VERA TORRES, J. A. (1965). Estudio geológico de una parte de las laderas nortoccidentales de Sierra Nevada (Granada). Notas y Com. del I. G. M. E. vo. 78, p. 93-124.

- GONZALEZ DONOSO, J.M. y VERA, J.A. (1968). Sur la presence de terrains post-tectoniques anteburdigaliens au bord Sud-Ouest du Bassin de Guadix (Cordillères Bétiques). C.R. Ac. Sc. Paris, t. 266, p. 49-51.
- GONZALEZ GARCIA, F. y SANCHEZ CAMAZANO, M. (1968). Differentiation of kaolinite from chlorite by treatment with dimethyl-sulfoxide. Clay Minerals. vol. 7, p. 447.
- GONZALEZ MARTINEZ, J.; FENOLL HACH-ALI, P.; MARTIN VIVALDI, J.L. (1970). Estudio mineralógico de los niveles arcillosos del Trías alpujarride. Bol. I.G.M.E. vol. LXXXI-VI, p. 620-629.
- GRIM, R.É. (1953). Clay Mineralogy. McGraw Hill ed. N.Y. 384 pp.
- GRIM, R. E.; BRAY, R. H. y BRADLEY, F. W. (1937). The mica in argillaceous sediments. Amer. Min. vol. 22, p. 813-829.
- GRIM, R. E.; DROSTE, J. B. y BRADLEY, W. F. (1960). A mixed-layer clay mineral associated with an evaporite. Clays Clay Min. vol. 8, p. 228-236.
- GRIM, R. E. y JHONS, W. D. (1959). Clay mineral investigations of sediments in the northern Gulf of Mexico. Clays and clay min. 2nd. Nat. Conf. 1953, p. 81-103.
- GUIDOTTI, C. V. (1966). Variations of the basal spacings of muscovite in sillimanite bearing pelitic schists of northwestern Maine. Amer. Min. vol. 51, p. 1778-1786.
- GUIDOTTI, C. V. (1968). On the relative scarcity of paragonite. Amer. Min. vol. 53, p. 963-973.
- GUIDOTTI, Ch. V. y SASSI, F. P. (1976). Muscovite a petrogenetic indicator minerals in pelitic schists. N. Jb. Miner. Abh. 127, p. 97-142.
- HARDER, H. (1956). Untersuchungen an Paragoniten und an natrinunhaltigen Muskoviten. Heidelberg Beitr., vol. 5, p. 227-271.
- HARRISON, J. L. y MURRAY, H. H. (1959). Clay mineral stability and formation during weathering. Clays Clay Min. vol. 6, p. 144-153.
- HAYES, J. B. (1961). Missisipian geodes of the Keiskiyk Iowa region. Ph. D. Tesis Doctoral. Univ. of Wisconsin.
- HERON, S. D. (1960). Clay minerals of the outcropping basal Cretaceous beds between cape Fear river North Carolina and Lynches river. Clays and Clay Min. (7th. Nat. Conf.). p. 148-161.

- HEY, M. H. (1954). A new review of the chlorites. *Min. Mag.* vol. 30, p. 277-292.
- HIRST, D. M. (1962). The geochemistry of modern sediments from the Gulf of Pavia. *Geoch. et Cosmoch. Acta.* vol. 26, p. 309-334.
- HOLDAWAY, M. J. (1971). Stability of andalucite and the aluminian silicate diagram. *Am. Journ. Sci.*, vol. 271, p. 97-131.
- HOWER, J. y MOWATT, T. C. (1966). The mineralogy of illites and mixed layer illite/montmorillonites. *Amer. Min.* vol. 51, p. 825-854.
- HUANG, W. H. (1973). New stability diagrams of some clay minerals in aqueous solution. *Nat. Phys. Sci.*, vol. 243, p. 35-37.
- HUERTAS, F. (1969). *Minerales fibrosos de la arcilla. Su genética en cuencas sedimentarias españolas y sus aplicaciones tecnológicas.* Tesis. Fac. Ciencias. Univ. Madrid.
- HUERTAS, F.; LINARES, J. y MARTIN VIVALDI, J. L. (1970). Clay minerals geochemistry in basic sedimentary environments. *R. Hispano-Belga Min. Arcilla.* Madrid, p. 211-214.
- IMREH, I. e IMREH, G. (1961). Contributii la studiul genezei celestines sedimentare. *Stud. Si Cerc. Geol. Bucuresti.* vol. 6, 2 p. 351-379.
- KELLER, W. D. (1958). Clay minerals in the Morrison Formation. *Proc. 7th. Nat. Conf. Clays Clay Min.* 293 pp.
- KELLER, W. D. (1962). Clay minerals in the Morrison Formation of the Colorado Plateau. *Geol. Surv. Bull.* pp. 1150.
- KELLER, W. D. (1970). Environmental aspects of clay minerals. *J. Sed. Petr.* vol. 40, p. 788-813.
- KELLER, B. M. (1973). Great glaciations in the history of the Earth. *Int. Geol. Rev.* vol. XV, 9, p. 1067-1074.
- KITTRICK, T. A. (1961). *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* vol. 25, p. 470-473.
- KOWALSKI, K. (1971). The biostratigraphy and paleo-ecology of late Cenozoic mammals of Europe and Asia. In "The late Cenozoic glacial ages". Yale Univ. Press. Londres, p. 465-477.

- KUBLER, B. (1964). Les argiles, indicateurs de métamorphisme. Rev. Inst. Fr. Petr. vol. 19, p. 1093-1112.
- KUBLER, B. (1966). La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. In: colloque sur les étages tectoniques. A la Bacconnière, Neuchâtel, Suisse, p. 105-122.
- KUBLER, B. (1968). Evaluation quantitative du métamorphisme pour la cristallinité de l'illite. Bull. C.R. Pau S.M.P.A., vol. 212, p. 285-207.
- KUHN, R. (1968). Geochemistry of German potash deposits. Geol. Soc. Am. Sp. Papers. vol. 88, p. 427.
- LA IGLESIA, A. (1978). Precipitación por disolución homogénea de silicatos de aluminio y magnesio a temperatura ambiente. Síntesis de la pailorskita. Est. Geol. vol. 33 (6), p. 535-544.
- LA IGLESIA, A.; MARTIN VIVALDI, J.L. y LOPEZ AGUAYO, F. (1976). Kaolinite crystallization at room temperature by homogeneous precipitation. III. Hydrolysis of feldspars. Clays and Clay Minerals. vol. 24, p. 36-42.
- LHENAFF, R. (1965). Neotectonique quaternaire sur le bord occidental de la Sierra Nevada, province de Grenade, Espagne. Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn. vol. 2, VII-fasc. 3, p. 205-207.
- LOPEZ AGUAYO, F. y GONZALEZ LOPEZ, M. (en elaboración). Estudio de las cloritas del borde de la Depresión de Guadix-Baza.
- LOPEZ AGUAYO, F. y CABALLERO, M.A. (1973). Los minerales de la arcilla y su contribución a la diferenciación de facies sedimentarias. Est. Geol. vol. 80, p. 131-143.
- LOPEZ AGUAYO, F. y MARTIN VIVALDI, J.L. (1973). Mineralogía de las arcillas de la facies Wealdense española. II. Cuenca Norte, Levantina y Bética. Est. Geol. vol. XXIX, p. 397-412.
- LOPEZ GARRIDO, A.C. y VERA, J.A. (1974). Diapirismo reciente en la depresión de Guadix-Baza. Est. Geol. vol. XXX, p. 611-618.
- LUCAS, J. (1962). La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation, études sur les argiles du Trias. Mem. Serv. Carte Geol. D'Alsace et Lorraine. vol. 23, p. 202.

- LUCAS, J. y JEHL, G. (1961). Etude de l'action de la chaleur sur la chlorite et la kaolinite par diffraction des rayons X. Application à la distinction de ces minéraux. Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lor. fasc. 4. p. 159-171.
- MALDONADO, A. (1969). Estudio geológico del sector Serón-Caniles. Tesis de Licenciatura. Univ. Granada (Memoria inédita).
- MARIN, J. M. (1971). Estudio geológico de la formación lacustre existente al S. del Macizo del Mencal. Tesis de Licenciatura. Univ. Granada. (Memoria inédita).
- MARTIN GARCIA (1972). Estudio litoestratigráfico del Neógeno-Cuaternario del valle del Almanzora (Sector Serón-Purchena). Cuad. Geol. vol. 3, p. 121-132.
- MARTIN POZAS, J. M.; RODRIGUEZ GALLEGO, M. y MARTIN VIVALDI, J. L. (1969). Análisis cuantitativo de filosilicatos de la arcilla por difracción de rayos X. II=Influencia del catión de cambio sobre la intensidad de las reflexiones. An. R. S. E. F. y Q. vol. 50, p. 19.
- MARTIN RAMOS, J. D. (1976). Las micas de las Cordilleras Béticas. Tesis Doctoral. Univ. Granada. 244 pp.
- MARTIN RAMOS, J. D. y RODRIGUEZ GALLEGO, M. (1976). Barometría y termometría geológica mediante parámetros cristalográficos de micas. (Aplicación a la Cordillera Bética). R. sobre la geodinámica de la Cordillera Bética y mar de Alborán. Granada. p. 115-124.
- MARTIN VIVALDI, J. L. y MACEWAN, D. M. C. (1957-58). Triassic clays. Clay Min. Bull. vol. 3, p. 177-183.
- MARTIN VIVALDI, J. L. y MACEWAN, D. M. C. (1960). Corrensite and swelling chlorite. Clay Minerals Bulletin, vol. 4, p. 173-181.
- MARTIN VIVALDI, J. L. y MACEWAN, D. M. C. (1960). Corrensite and swelling chlorite. Clay Minerals Bulletin, vol. 4, p. 173-181.
- MARTIN VIVALDI, J. L.; RODRIGUEZ GALLEGO, M. (1961). Some problems in the identification of clay minerals in mixtures by X-ray diffraction photographs. Part. I. Chlorite-kaolinite mixtures. Part. II. Chlorite swelling chlorite and montmorillonite. Clay Min. Bull., vol. 4, p. 288-292.

- MARTIN VIVALDI, J. L.; RODRIGUEZ GALLEGO, M. y MARTIN POZAS, J. M. (1968). Análisis cuantitativo de filosilicatos de la arcilla por difracción de rayos X. I. Modificación del difractómetro de rayos X para estudios de orientación preferente. An. R. Soc. Esp. Fís. y Quím. vol. LXIV, p. 101.
- MARTIN VIVALDI, J. L.; RODRIGUEZ GALLEGO, M. y MARTIN POZAS, J. M. (1969). Análisis cuantitativo de filosilicatos de la arcilla por difracción de rayos X. II. Influencia del catión de cambio sobre la intensidad (001) y el grado de orientación. An. R. Soc. Esp. de Fís. y Quím. vol. 65, p. 19-23.
- MILLOT, G. (1964). Géologie des argiles. Masson et Cie. Paris, 499 pp.
- MILLOT, G. (1967). Signification des études récents sur les roches argileuses dans l'interprétation des facies sédimentaires. *Sédimentology*. vol. 8, p. 259-280.
- MOLINA, E. (1975). Estudio geológico del sector Torre Cardela-El Navazuelo (Granada). Tesis de Licenciatura. Univ. Granada (Memoria inédita).
- MUFLEŔ, L. J. y WHITE, D. E. (1969). Active metamorphism of Upper Cenozoic sediments in the Saron sea. *Bull. Geol. Soc. Amer.* vol. 80, p. 157-172.
- NAGASAWA, K. y TSUZUKI, Y. (1972). Expansion-collapse characteristics of interstratified chlorite-montmorillonite. *Clay Sci*, vol. 4, p. 191-198.
- NAVARRO VILA, F. (1976). Los mantos alpujarrides y maláguides al Norte de Sierra Nevada. Tesis Doctoral. Univ. Bilbao, 288 pp.
- NEIHEISEL, H. y WEAVER, C. E. (1967). Transport and deposition of clay minerals of southeastern United States. *J. Sed. Petr.* vol. 37, p. 1084-1116.
- NELSON, B. W. (1960). Clay mineralogy of the botton sediments, Rappahannock river, Virginia. *Clays and clay min.* (7th. Nat. Conf.).
- NIJHUIS, H. J. (1964). On the stratigraphy of the Nevado-Filabride units as exposed in the eastern Sierra de los Filabres (SE Spain). *Geol. in Mijnb.* vol. 43, p. 321-323.
- OROZCO, M. (1972). Los alpujarrides en Sierra de Gador occidental. Tesis Doctoral. Univ. Granada. Secret. Publ. 379 pp.

- ORTEGA HUERTAS, M. (1978). Mineralogía de la "Block Formation". Depresión de Granada. Tesis Doctoral. Secret. Publ. Univ. de Granada. 497 pp.
- ORTEGA HUERTAS, M. y RODRIGUEZ GALLEGO, M. (1979). Mineralogía de los cantos de rocas de la "Block Formation". I. Reunión Científicas de la Soc. Esp. Mineralogía. (En prensa).
- ORTEGA HUERTAS, M.; RODRIGUEZ GALLEGO, M. y LOPEZ AGUAYO, F. (1979). Mineralogía de la fracción fina de la "Block Formation". Depresión de Granada. España. Clay Minerals. (En prensa).
- PAQUET, H. (1969). Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. Thèse Strasbourg. Mem. Serv. Carte Geol. Als. Lor. Strasbourg.
- PARHAM, W. E. (1966). Lateral variations of clay minerals assemblages in modern and ancient sediments. Proc. Int. Clay Conf. Oslo. p. 135-146.
- PEÑA, J. A. (1974). Estratigrafía del Plioceno-Pleistoceno del sector occidental de la Depresión de Guadix. Tesis de Licenciatura. Univ. Granada. (Memoria inédita).
- PEÑA, J. A. (1976). Estratigrafía del Plioceno-Pleistoceno del sector occidental de la Depresión de Guadix. Cuad. Geol. vol. 6, p. 31-54.
- PEÑA, J. A.; RODRIGUEZ, J. y RUIZ, A. (1976). El yacimiento de vertebrados de Cortes de Baza. I. (Depresión de Guadix-Baza). Nota preliminar. Ac. Geol. Hisp. t. XII, nº 1-3, p. 42-45.
- PEÑA, J. A. (1979). Estratigrafía del Plioceno-Pleistoceno de la Depresión de Guadix-Baza. Tesis Doctoral. Univ. de Granada 160 pp.
- PETRUK, W. (1964). Determination of the heavy atom content in chlorite by means the X-Ray diffractometer. Amer. Min. vol. 49, p. 61-71.
- PIERCE, J. W. y SIEGEL, F. R. (1969). Quantification in clay mineral studies of sediments and sedimentary rocks. Journ. of Sed. Petrol. vol. 39, nº 1, pp. 187-193.
- PINSWICK, A. P. y MURRAY, H. H. (1958). Regional clay mineral patterns in the Gulf of Mexico. Proc. 7th. Nat. Conf. Clays and Clay Min. p. 162.

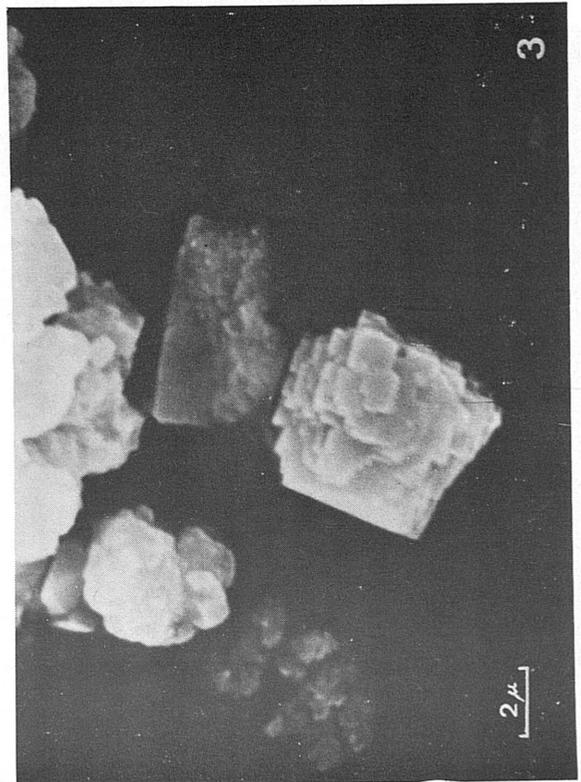
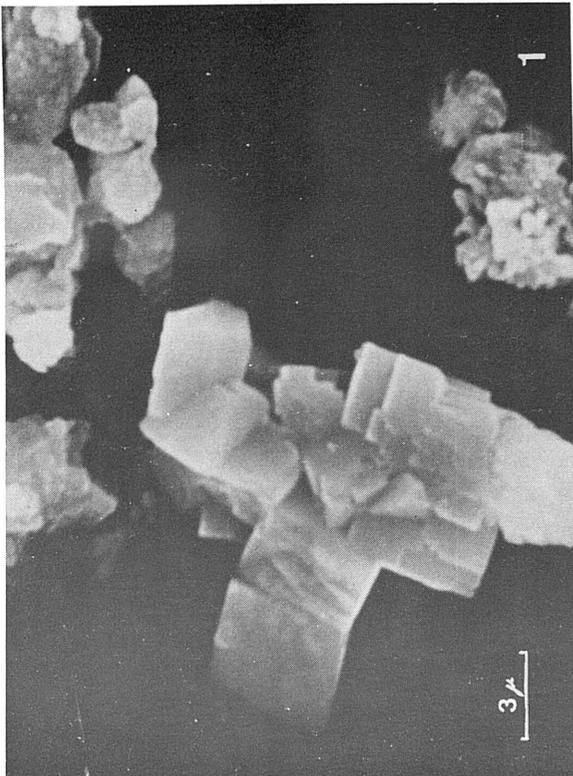
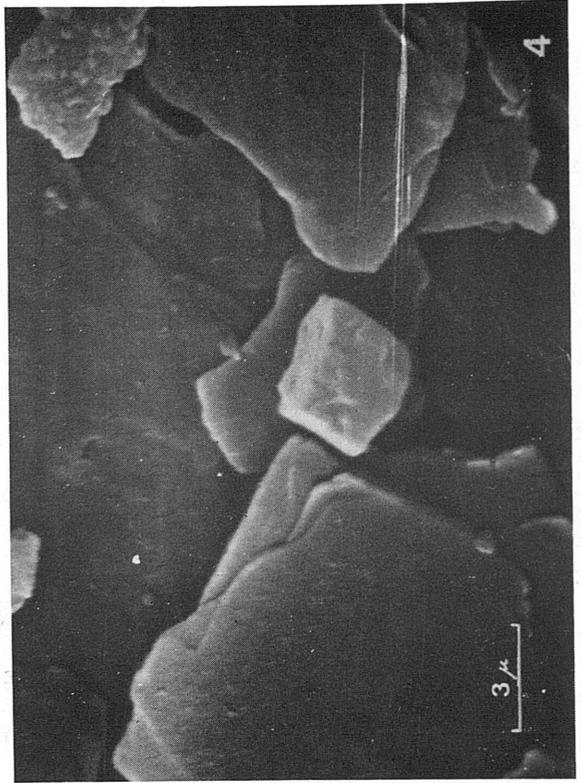
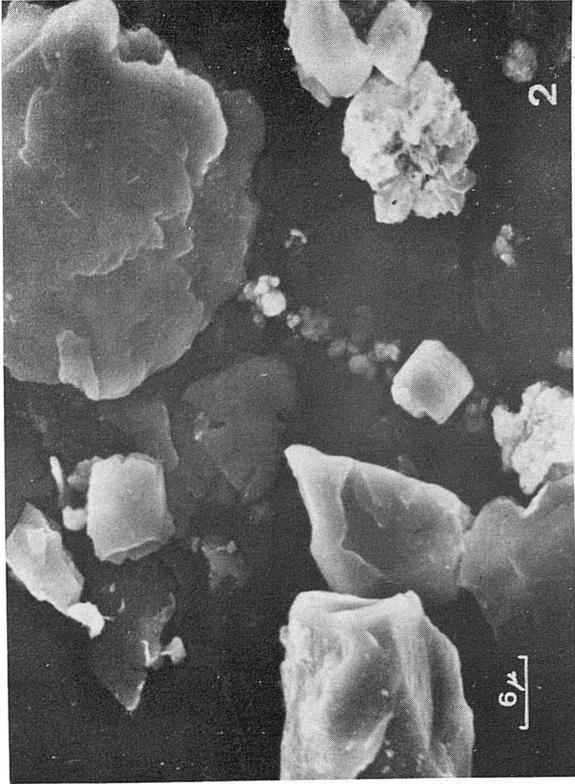
- PONDER, H. y KELLER, W. D. (1959). Geology of selected fireclays from Latah Co. Idaho. Proc. 8th. Nat. Conf. Clays and Clay Min. vol. 44,
- PORRENGA, D. H. (1966). Clay minerals in recent sediments of the Niger Delta. Clays and Clay Min. 13th. Nat. Conf.
- POWER, M. C. (1957). Adjustment of land derived clays to the marine environments. Journ. Sed. Petr. vol. 27, p. 355-372.
- PRYOR, W. A. y GLASS, H. D. (1961). Cretaceous-Tertiary clay mineralogy of the Upper Mississippi embayment. Journ. Sed. Petr. vol. 31, p. 38-51.
- PUGA, E. (1971). Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada occidental. Cordilleras Béticas. España Tesis de Doctorado. Secret. Publ. Univ. Granada.
- RADOSLOVICH, E. W. (1960). The structure of muscovite. Acta crystallographica vol. 13, p. II, p. 919-932.
- RADOSLOVICH, E. W. (1962). The cell dimensions and symmetry of layer lattice silicates. II. Regresion relatins. Amer. Miner. vol. 47, p. 617-636.
- RADOSLOVICH, E. W. y NORRISH, K. (1962). The cell dimensions and symmetry of layer-lattice silicates. II. Regressions relations. Amer. Miner. vo. . 47, p. 599.
- RODRIGUEZ FERNANDEZ, J. (1976). Estratigráfica de los materiales pleistocenos de una parte del sector central de la Depresión de Guadix-Baza. Tesis de Licenciatura. Univ. Granada. (Memoria inédita).
- RODRIGUEZ GALLEGO, M.; MARTIN POZAS, J. M. y MARTIN VIALDI, J. L. (1969), Análisis cuantitativo de filosilicatos de la arcilla por difracción de rayos X. III. Influencia de sustituciones isomórficas y cristalinidad. Anal. R. S. E. Fís. y Quím. vol. LXV, 25 pp.
- RUIZ BUSTOS, A. (1974). El paleolítico inferior en la provincia de Granada y sus relaciones. Tesis de Licenciatura. Univ. Granada. (Memoria inédita).
- RUIZ BUSTOS, A. (1978). Estudio sistemático y ecológico de las faunas del Pleistoceno medio de las Depresiones granadinas. El yacimiento de Cullar Baza I. Tesis Doctoral. Univ. Granada.

- SCHULTZ, L. G. (1960). Quantitative X-ray determination of some aluminous clay minerals in rocks, in Swinford, Ada. *Clays and Clay Minerals*, p. 216-224.
- SCHULTZ, L. G. (1964). Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre Shale. *Geol. Surv. Prof. Paper*, vol. 391-C.
- SEBASTIAN PARDO, E. (1974). Estudio mineralogénético de la Formación Lacustre de Gorafe-Huélago (Granada). Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada. (Memoria inédita).
- SEBASTIAN PARDO, E.; GARCÍA CERVIGÓN, A. y RODRIGUEZ GALLEGU, M. (1975). Mineralogía y génesis de la formación Gorafe-Huélago (Depresión Guadix-Baza, Granada). *Cuad. Geol.* vol. 6, p. 55-74:
- SIEGERT, L. (1965). Das Becken von Guadix und Baza. *Zeitschrift Gessell für Erdkunde*, Berlín, pp. 525-554.
- SILVERTOP, C. (1934). On the lacustrine of Baza and Alhama in the province of Granada and similar deposits in other parts of Spain. *Proced. Geol. Soc. Londres*. tomo I, p. 216-217.
- STRÜBELT, G. (1965). Quantitative untersuchungen über die hydrothermale Löslichkeit von Flusspspat. *Neues Jahrb Mineral, Monatsla.* vo. 83.
- SUDO, T. y SHIMODA, S. (1977). Interstratified clay minerals: mode of occurrence and origin. *Minerals Sc. and Engineering*, vol. 9, nº1, p. 3-24.
- TALVENHEIME, G. y WHITE, J. L. (1952). Quantitative analysis of clay minerals in the X-ray spectrometer. *Anal. Chem.* vol. 24, p. 1784-1789.
- TAMURA, T. (1955). Weathering of mixed-layer clays in soils. *Proc. 4th. Nat. Conf. Clays and Clay Min.* p. 413.
- TAMURA, T. (1957). Identification of a 14 A clay mineral component. *Am. Miner.* vol. 42, p. 107.
- TARDY, Y. (1969). Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Thèse Strasbourg et Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr. Strasbourg.
- TARR, W. A. y KELLER, W. D. (1938). Some occurrence of kaolinite deposited from solutions. *Amer. Min.* vol. 22, p. 933-935.

- TENNANT, C. B. y BERGER, R. W. (1957). The X-ray determination of dolomite calcite ratio of a carbonate rocks. *Amer. Min.* vol. 24, p. 23-29.
- TORRES RUIZ, J. (1975). Estudio mineralogenético del yacimiento de hierro de Alquife. Tesis de Licenciatura. Univ. Granada. (MEMORIA inédita).
- VELDE, B. (1977). *Clays and clay minerals in natural and synthetic systems.* Elsevier Amsterdam. 218 pp.
- VELDE, B. y HOWER (1963). Petrological significance of illite polymorphism in paleozoic sedimentary rocks. *Amer. Miner.* vol. 48, p. 1239-1254.
- VENIALE, F. y VAN DER MAREL, H. W. (1968). A regular talc-saponite-mixed-layer mineral from Ferriere, Nure Valley (Italy). *Contr. Min. Petr.* vol. 17, p. 237-254.
- VERA, J. A. (1968). El mioceno del borde SW de la Depresión de Guadix. *Acta Geol. Hisp.* año III, nº 5, p. 124-127.
- VERA, J. A. (1970). Facies del Plioceno de la Depresión de Guadix-Baza. *Cuad. Geología.* t. 1, nº 1. p. 23-25.
- VERA, J. A. (1970). Estudio estratigráfico de la Depresión de Guadix-Baza. *Bol. I. G. M. E.* t. LXXXI-V, p. 429-462.
- VERA, J. A.; VILLENA y RIBA, O. (1970). Sobre el origen de los cantos de arcilla armados (armored mud balls). *Cuad. Geol. Univ. Granada.* t. 1., nº 2, p. 79-89.
- VON DRASCHE, R. (1879). Geologische Skizze des Hochgerbingstelles der Sierra Nevada in Spanien. *Bol. Com. Mapa Geológico de España.* vol. VI, p. 353-388.
- WEAVER, C. E. (1957). A discussion on the origin of clay minerals in sedimentary rocks. *Clays and Clay Min.* (5th. Nat. Conf.). p. 159-178.
- WEAVER, C. E. (1961). Clay mineralogy of the late Cretaceous rocks of the Washakie basin. *Xyo. Geol. Soc. Guidebook symp. on. late Cretaceous rocks of Wyoming.* p. 148-154.
- WEAVER, C. E. (1977). Miocene of the S. E. United States: a model for chemical sedimentation in a perimarine environment. *Sed. Geological.* vol. 17, p. 1-234.
- WEBER, F.; DUNOYER, G. y ECONOMOU, C. (1976). Une nouvelle expression de la "cristallinité" de Illite et de micas. Notion d'épaisseur apparente des cristallites. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.* vol. 5, p. 225-227.

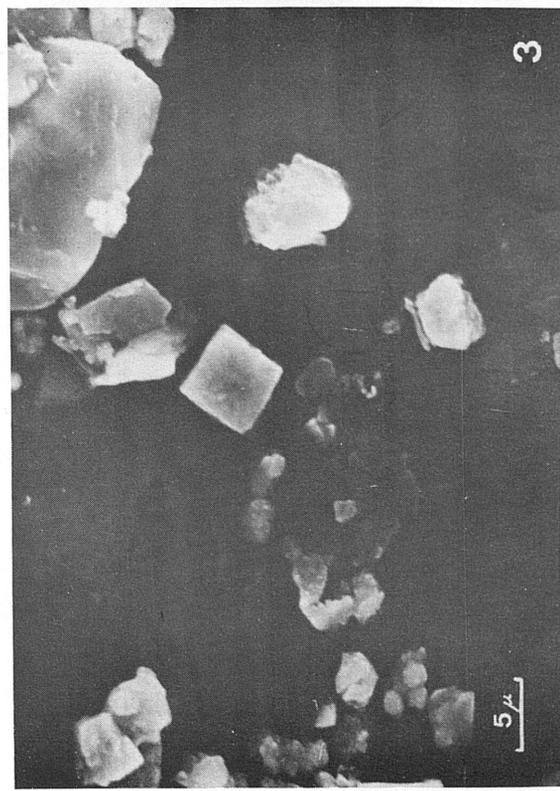
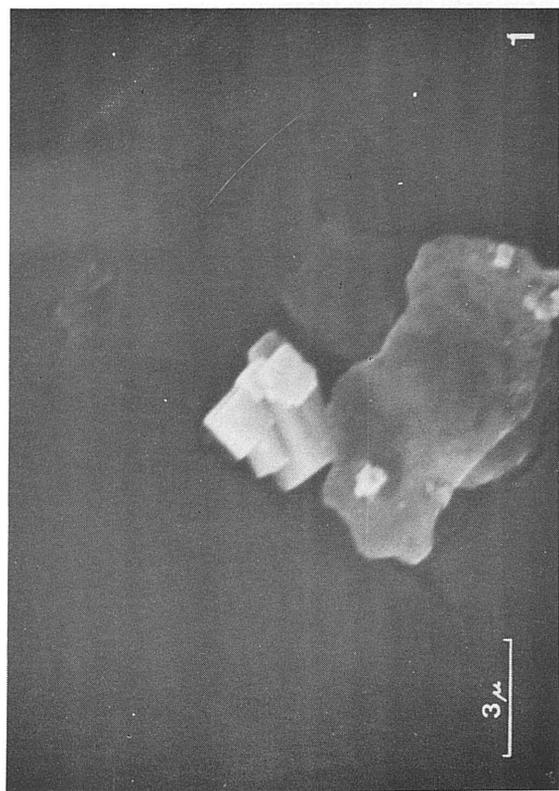
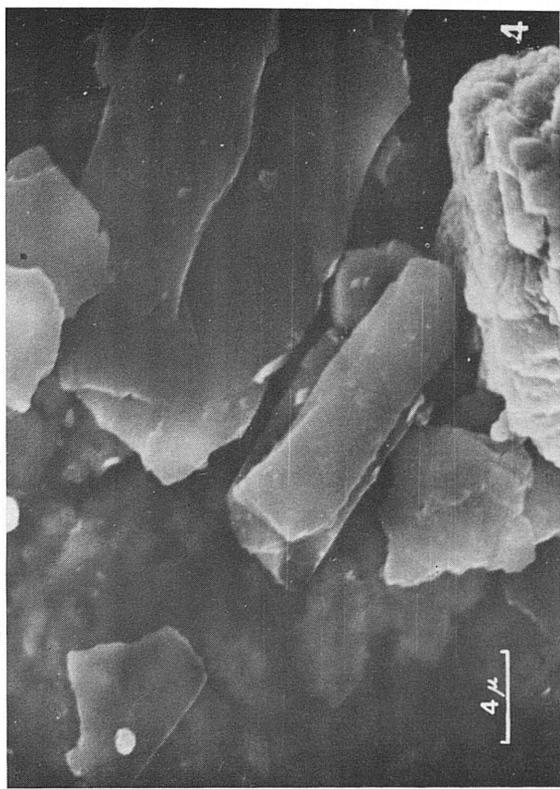
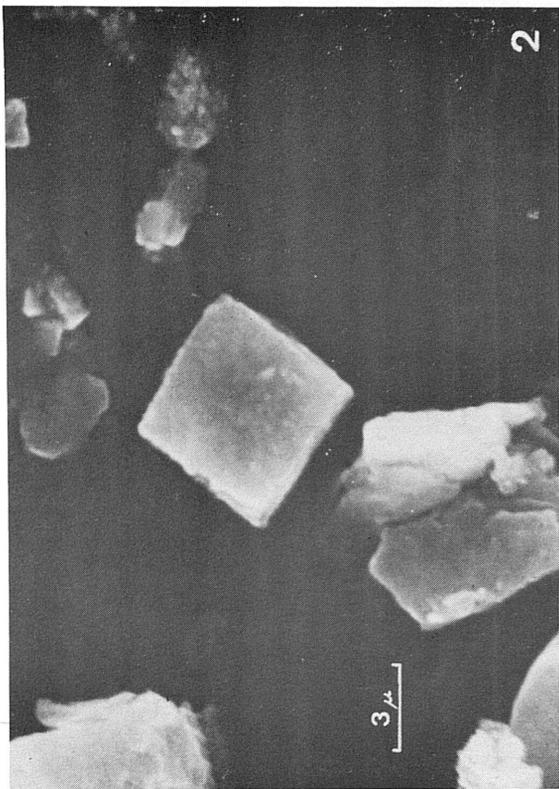
- WEBER, K. (1972). Notes on determination of illite crystallinity. Neues Jhrb. Miner. Muh. p. 267-276.
- WHITE, J. L. (1960). Influence of potassium content on intensities of basal reflections and b-dimension of dioctahedral micas. Journ. Paper Univ. of Indiana. n<sup>o</sup> 3581, p. 35-44.
- WHITEHOUSE, U. G.; JEFFREY, L. M. y debrecht, J. D. (1960). Differential settling tendencies of clay minerals in saline Waters. Clays and Clay Min. (7th. Nat. Conf.). p. 1-80-.
- WINKLER, H. G. F. (1976). Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag-Berlin. New York.
- WOLLAST, R. (1968). Experimental precipitation and genesis of sepiolite of earth-surface conditions. Am. Miner. vol. 53, p. 1645-1662.
- YODER, H. S. y EUGSTER, H. P. (1954). Synthesis and stability of the muscovites. Amer. Min. vol. 39, p. 350-351.
- YODER, H. S. y EUGSTER, H. P. (1955). Synthetic and natural muscovites. Geoch. Cosm. Acta, vol. 8, p. 225-280.
- ZEN, E. A. (1964). Coexistant muscovite and paragonite in pelitic schists. Am. Mineral. vol. 49, p. 904-925.
- ZENIN, A. A. (1954). Gidrokhim Materialy, vol. 22, p. 129.

LAMINAS



Números 1, 2, 3 y 4: Fotografías de microscopio electrónico de barrido, de cristales de fluorita en la fracción entre 2 y 20 micras (muestras F-15 y F-16).

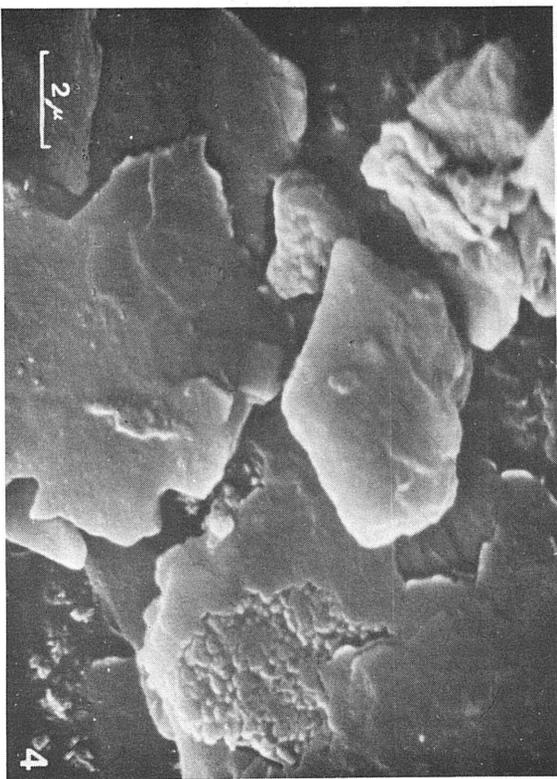
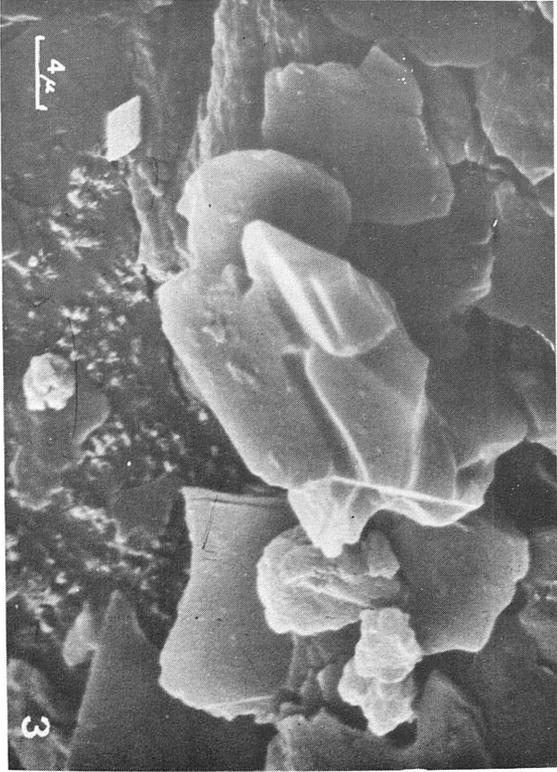
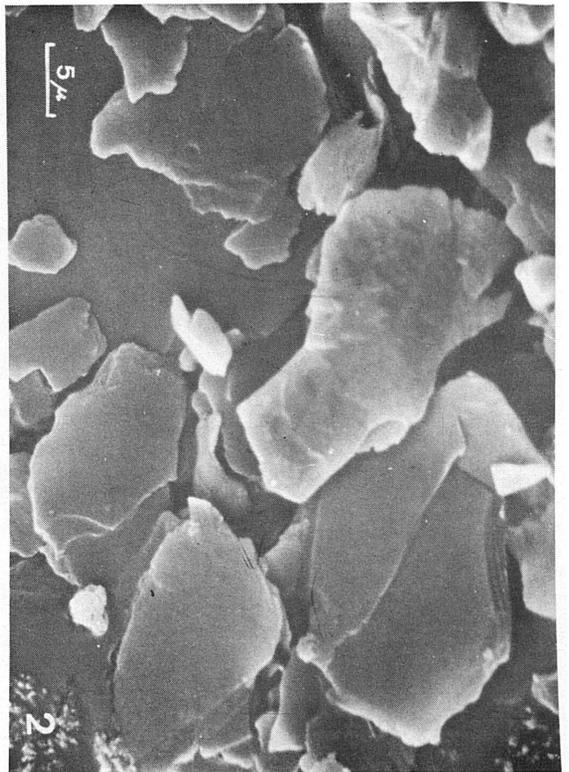
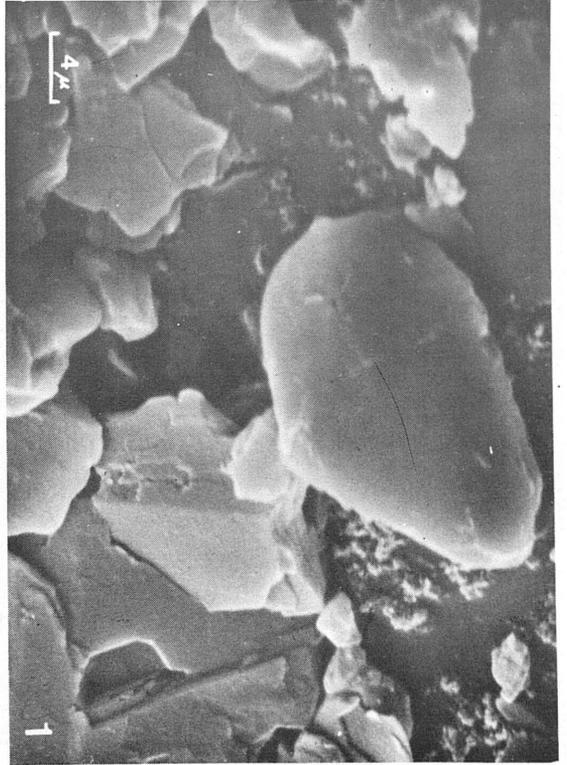
Niveles con fluorita correspondientes a la columna litológica de Campillo.



Niveles con fibritas correspondientes a 1, 2, 3, 4 y 5

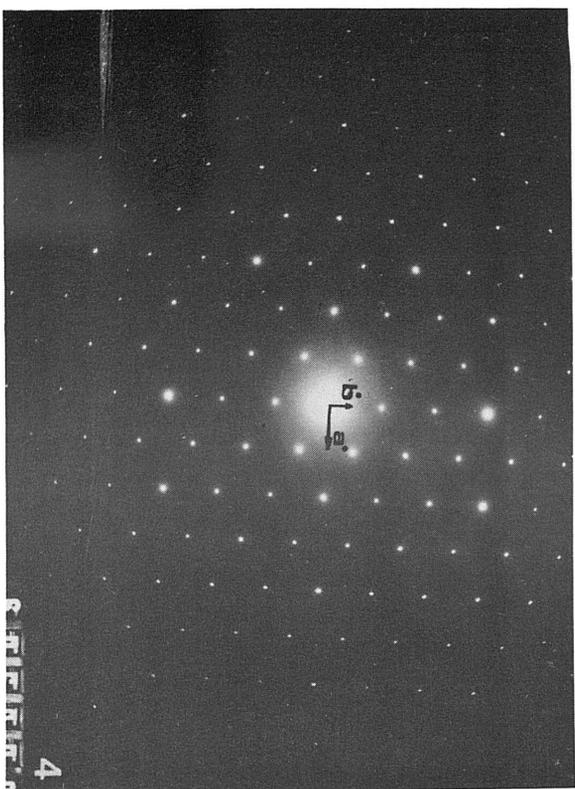
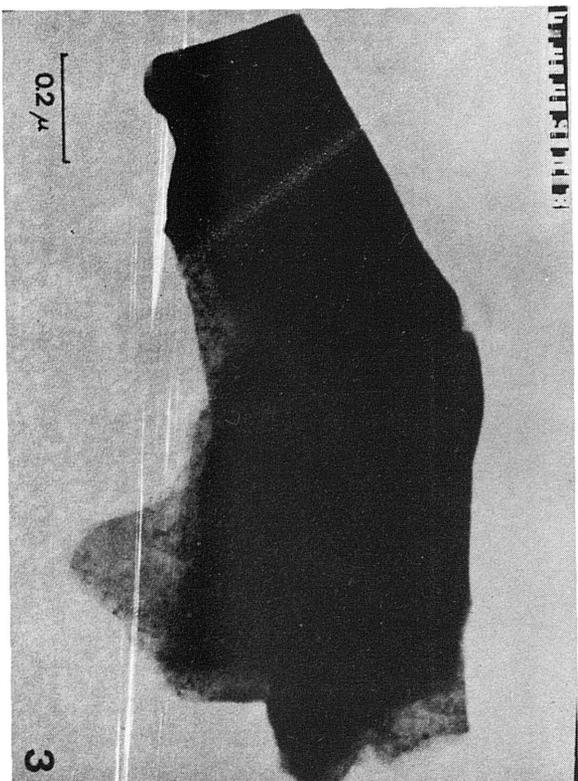
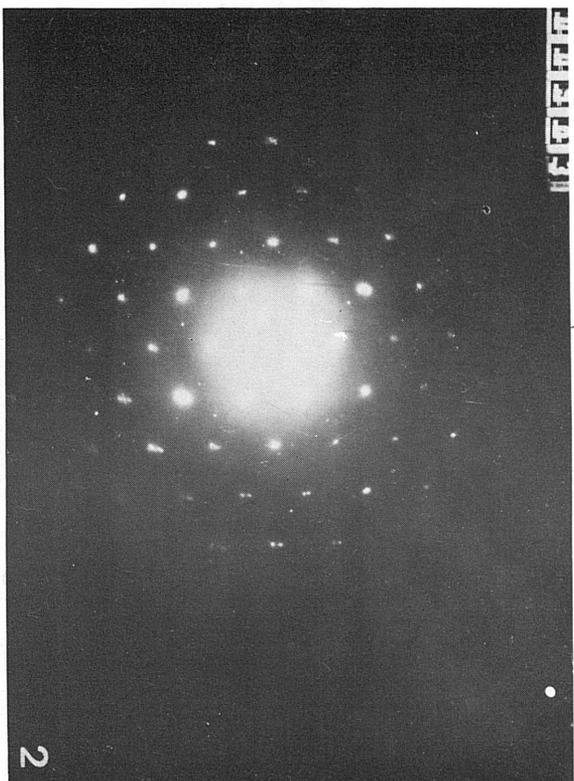
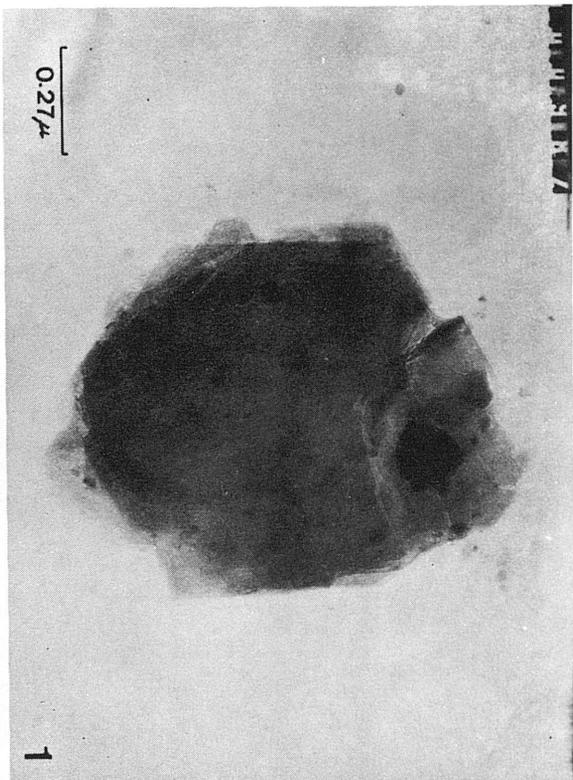
Números 1, 2, 3 y 4: Fotografías de microscopio electrónico de barrido, de cristales de fluorita en la fracción entre 2 y 20 micras (muestras F-15-N, E-17 y F-17).

Niveles con fluorita correspondientes a la columna litológica de Campillo.



Números 1, 2, 3 y 4: Fotografías de microscopio electrónico de barrido, en la fracción entre 2 y 20 micras, en la que se observa junto a las láminas de micas algunos cristales de carbonatos (muestras F-15 y F-16).

Niveles correspondientes a la columna litológica del sector de Campillo.



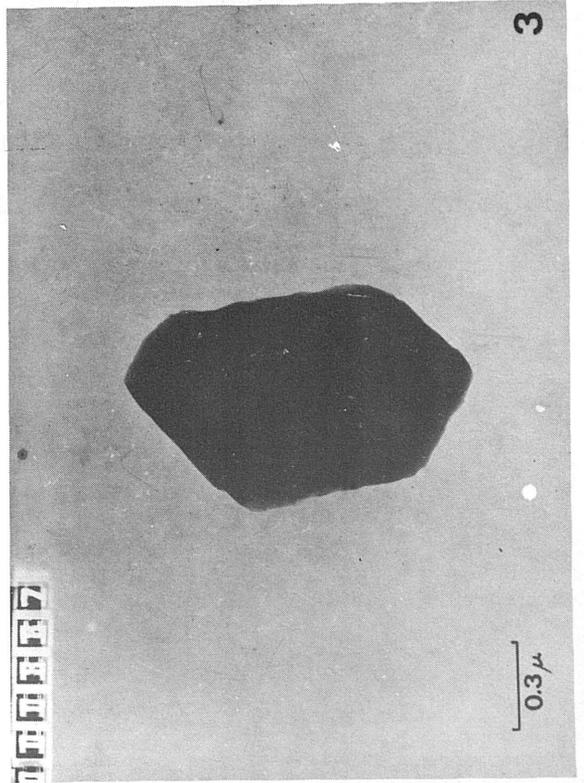
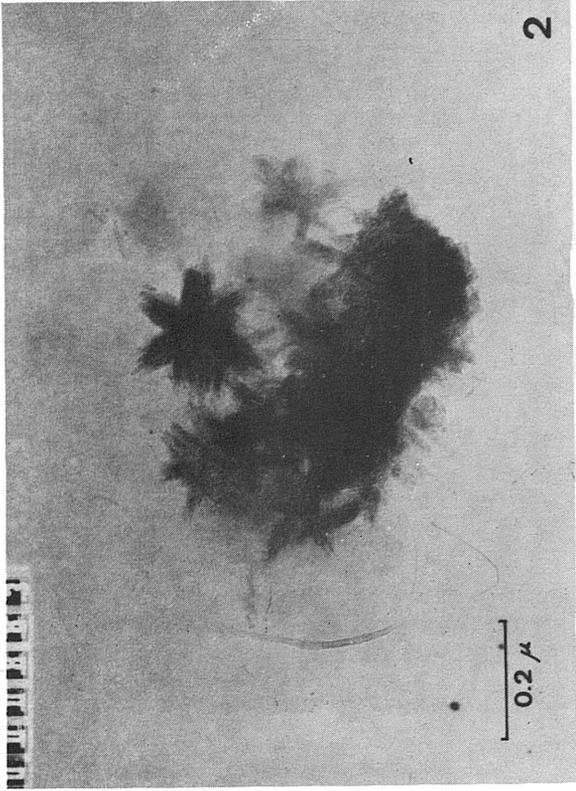
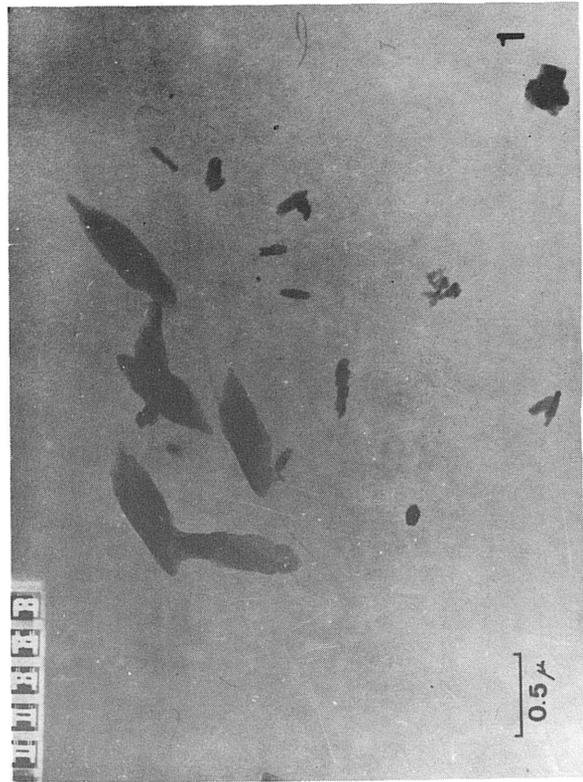
Número 1. Microfotografía de un cristal de mica.  
Muestra CA-10.

Número 2. Difracción de electrones del cristal  
anterior.

Número 3. Microfotografía de un cristal de mica.  
Muestra CA-1.

Número 4. Difracción de electrones del cristal  
de la muestra anterior.

Niveles correspondientes a la columna litológica  
de Caniles.



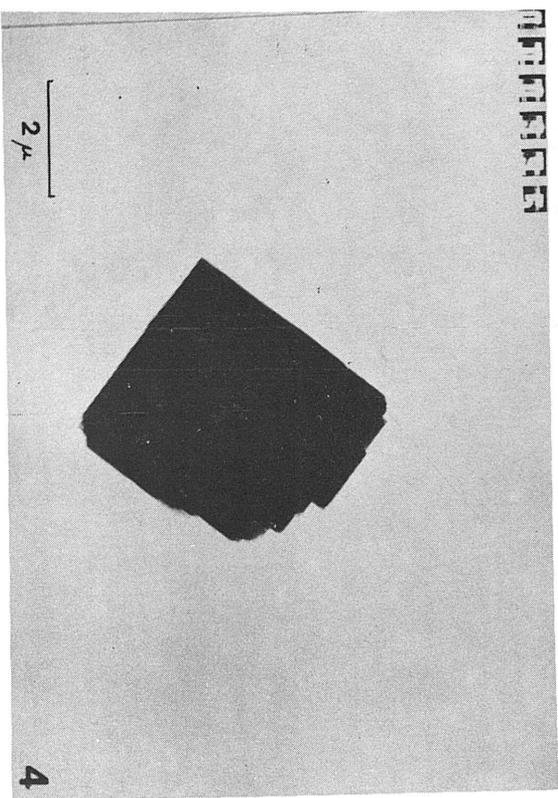
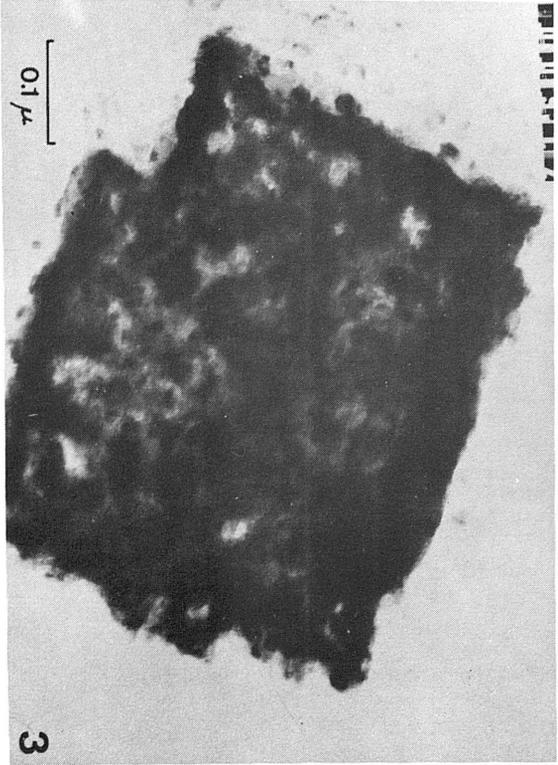
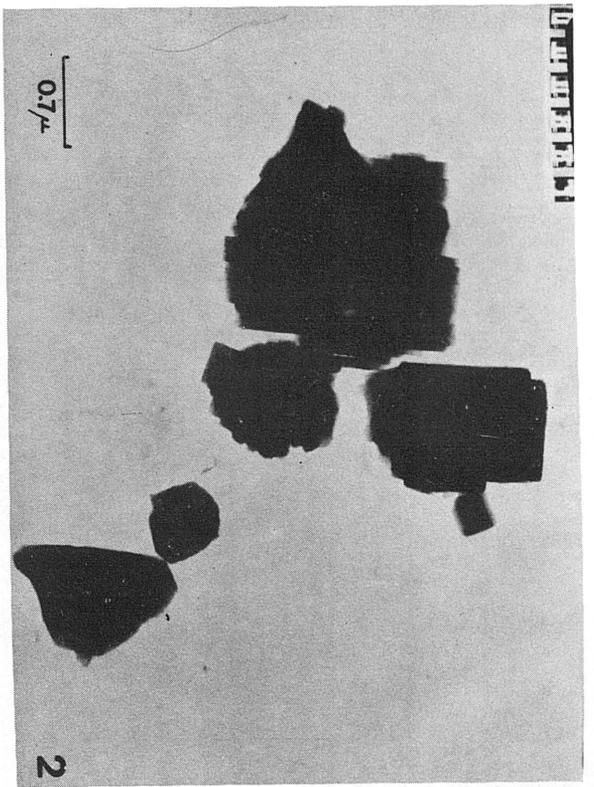
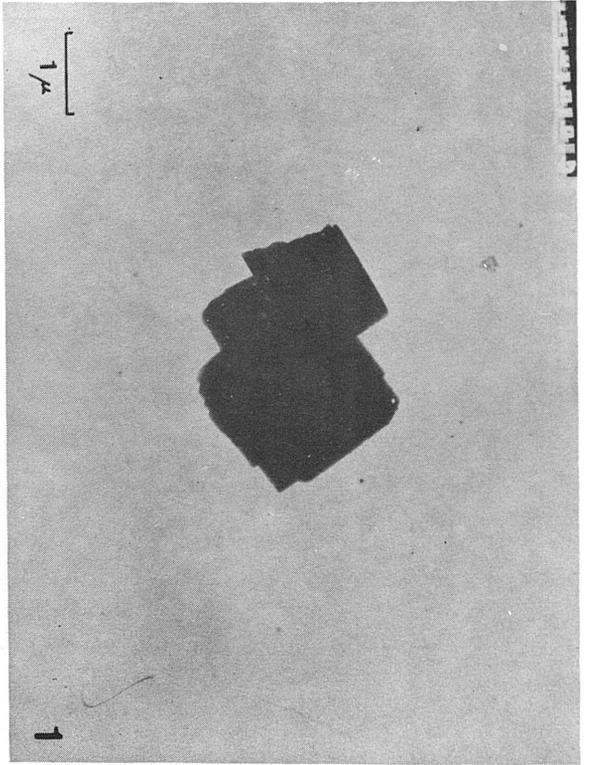
Número 1. Microfotografía de posibles cristales de celestina. (Muestra F-17-N, fracción entre 2 y 20 micras).

Número 2. Microfotografía de maclas típicas de goethita. (Muestra S-18, fracción menor de 2 micras).

Número 3. Cristal de mica correspondiente a la muestra anterior.

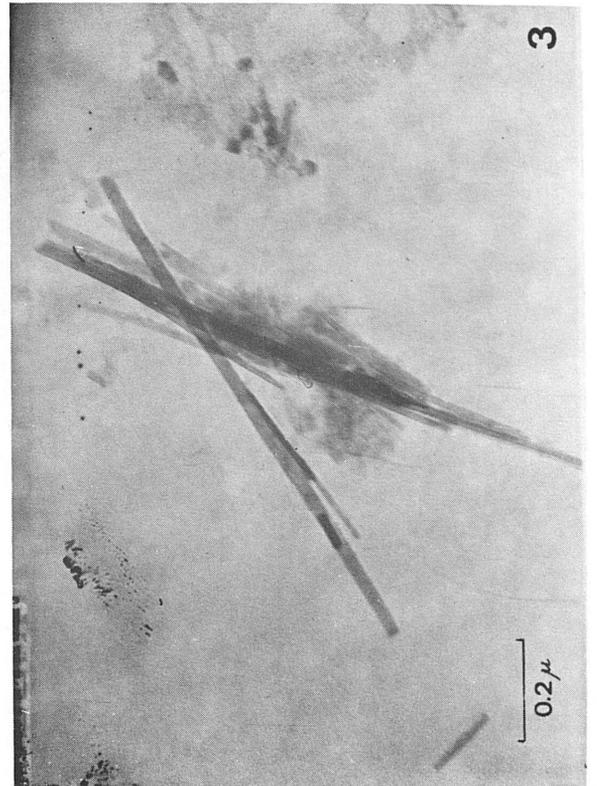
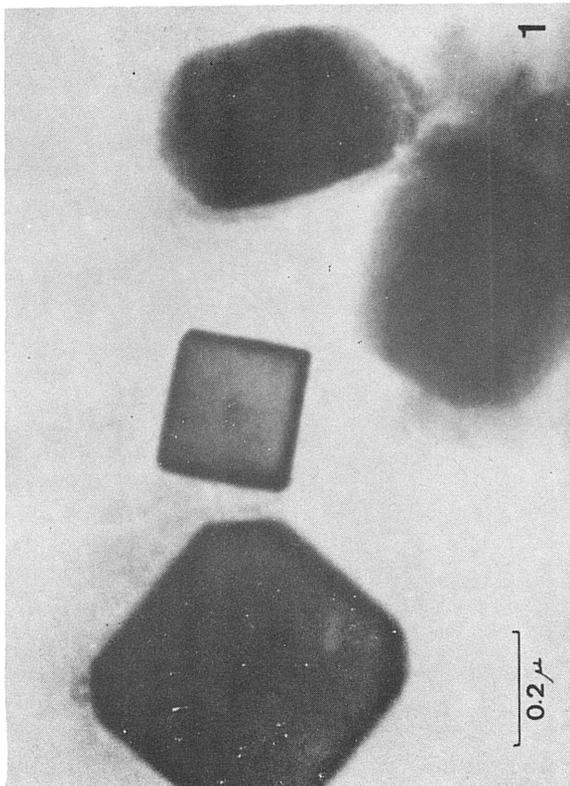
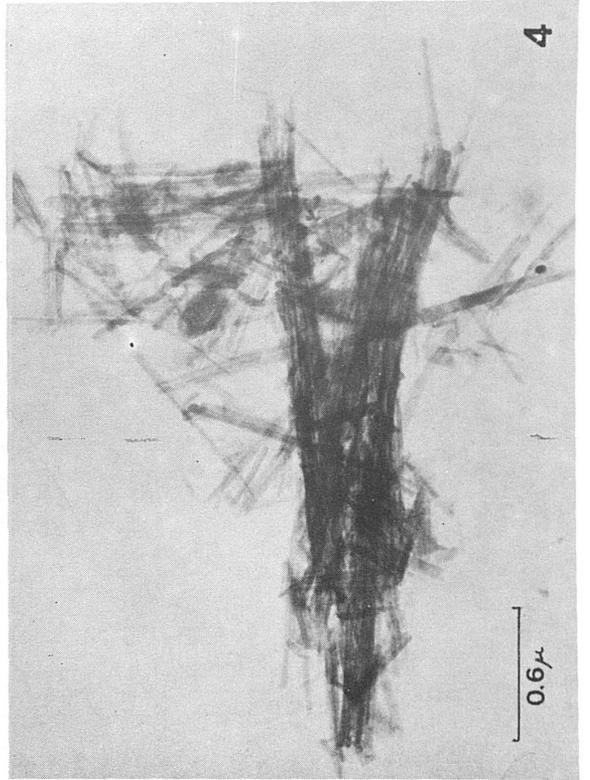
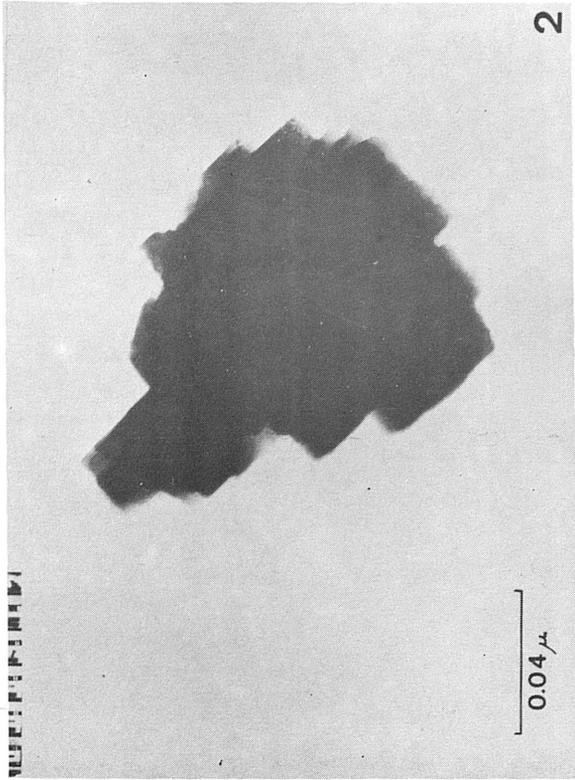
Número 4. Microfotografía de cristales de paligorskita y goethita. (Muestra S-17, fracción menor de 2 micras).

Niveles correspondientes a las columnas litológicas de Campillo y Río Fardes.



Números 1, 2, 3 y 4. Microfotografías de cristales de fluorita (Muestras F-15 y F-17, fracción menor de 2 micras).

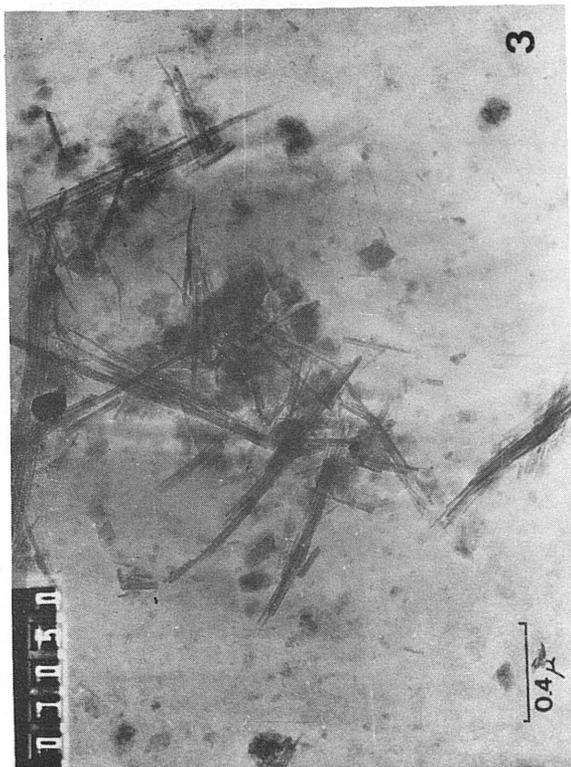
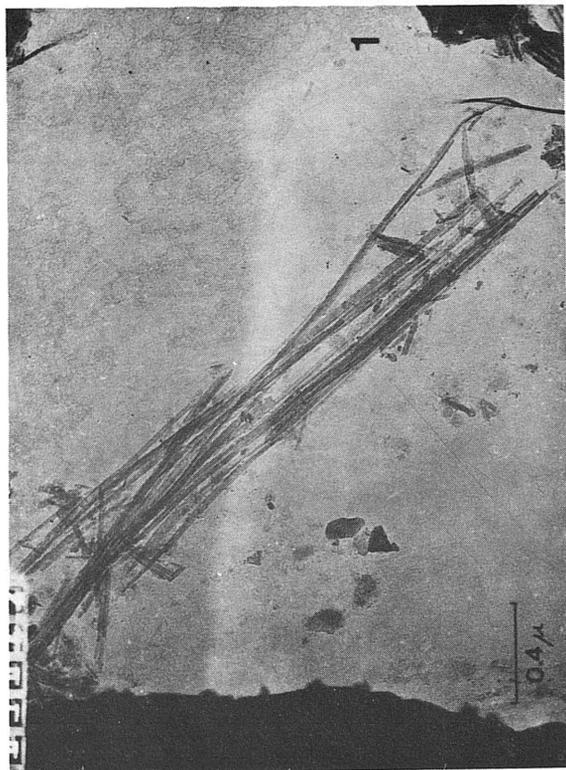
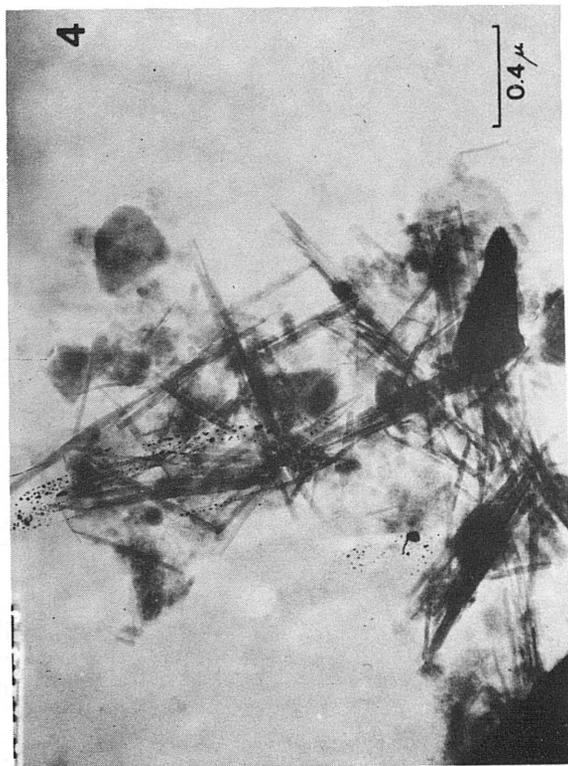
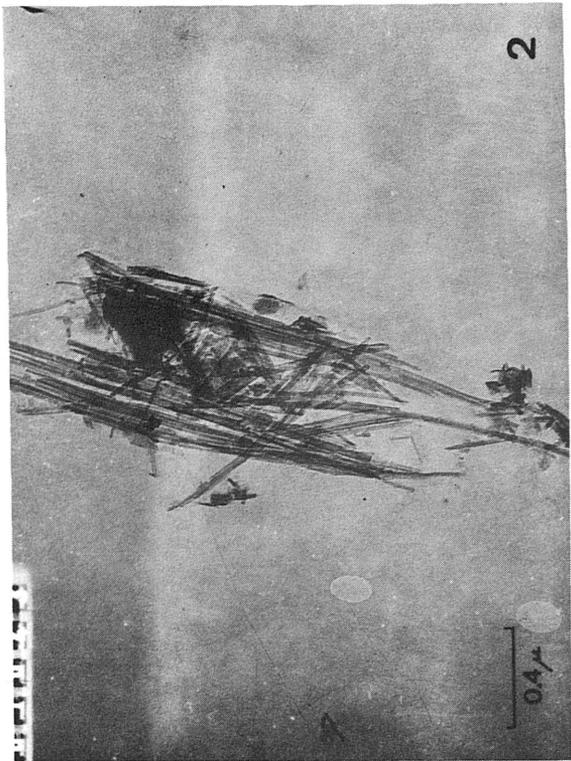
Niveles correspondientes a la columna litológica de Campillo.



Números 1 y 2. Microfotografías de cristales de fluorita. (Muestra E-15, fracción menor de 2 micras).

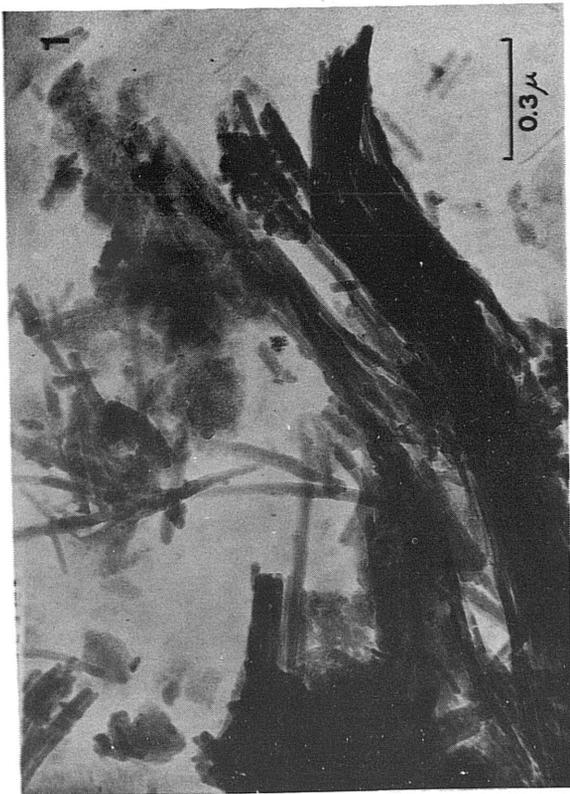
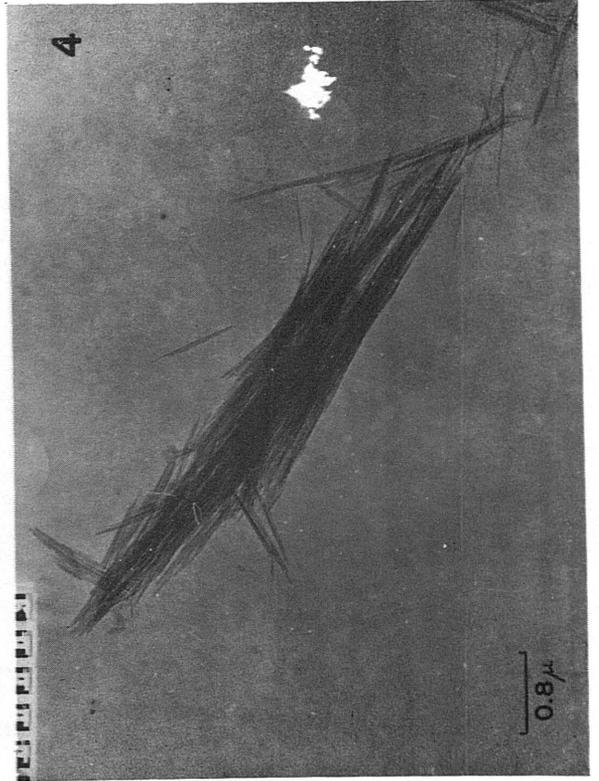
Números 3 y 4. Cristales de paligorskita. (Muestras E-21-F y E-21-A, fracción menor de 2 micras).

Niveles correspondientes a las columnas de Campillo y Solana de los Paradores.



Números 1, 2, 3 y 4. Microfotografías de cristales de paligorskita que muestran su típico hábito fibroso. (Muestras E-51, E-53, E-34 y E-18, fracción menor de 2 micras).

Niveles correspondientes a las columnas litológicas de Campillo , Cerro de los Pinos y Estación de Huélagu.



Números 1, 2, 3 y 4. Microfotografías de cristales de paligorskita correspondientes a diferentes niveles de la columna litológica de Orce.

Obsérvese el hábito fibroso de los cristales y su disposición formando agregados radiales o paralelos.