

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS



TESIS DOCTORAL

Mineralogía de las arcillas de la facies Wealdense española

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR

Francisco López Aguayo

DIRECTOR:

J. L. Martín Vivaldi

Madrid, 2015

T
608

BIBLIOTECA UCM



5304757916

R.T. 784

Reunido el Tribunal que suscribe en el día
de prueba, acordó calificar la presente Tesis Doctoral
con la censura de Sobresaliente "cum laude"

Madrid, 8 Febrero de 1973

[Handwritten signatures]

MINERALOGIA DE LAS ARCILLAS DE LA FACIES WEALDENSE ESPAÑOLA

[Handwritten signature]

[Handwritten signature]

MEMORIA para optar al grado de
Doctor en Ciencias (Sección de
Geológicas), presentada por:

Francisco López Aguayo

Madrid, Septiembre de 1.972

X-53-148489-X

Dirigida por:

Prof. Dr. D. Juan L. Martín Vivaldi

[Handwritten signature]

A mis padres y a mi mujer

AGRADECIMIENTO

Sen muchas las personas a las que desde estas lineas quisiera hacer llegar mi agradecimiento, por haber colabrado de algun modo en la realizaci3n de este trabajo. Igualmente a aquellos organismos que han hecho posible la realizaci3n material del mismo.

En primer lugar quiero expresar mi gratitud al Prof. Dr. D. Juan L. Mart3n Vivaldi, mi maestro y amigo, por haber aceptado dirigir esta Tesis Doctoral. Su labor continuada a lo largo de varios a3os, as3 como sus consejos, me han permitido superar todas las dificultades, tanto en el orden de la investigaci3n, como en el de la realizaci3n pr3ctica del trabajo.

Quiero tambi3n agradecer la ayuda recibida por parte del Dr. Galvan, Jefe de la Secci3n de Microscop3a electr3nica del Instituto Nacional de Edafologia de Madrid, por su estudio de Microscop3a electr3nica. As3 mismo agradezco a los Profesores Virgili de la Universidad de Madrid, S3nchez de la Torre de la Universidad de Oviedo, Fenoll Hach-Ali de la Universidad de Sa-

lamanca, Riba de la Universidad de Barcelona, García-Rossell y López Garrido de la Universidad de Granada y al Dr. Linares de la Estación Experimental del Zaidín, todas sus observaciones y sugerencias, gracias a las cuales he podido superar determinadas etapas de mi investigación.

Igualmente deseo hacer llegar mi testimonio de gratitud a todos mis compañeros del Departamento de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad de Madrid, así como a los del Instituto "Lucas Mallada", Departamento de Geología Económica del C.S.I.C. y Departamento de Estratigrafía por sus consejos y ayuda, tanto durante la elaboración del trabajo, como en la etapa de redacción del manuscrito, especialmente a los Profesores Martín Pozas, Vilas Minondo, Galán Huertos, Caballero López-Lendinez, Doval Montoya y Rincón.

Quisiera que en estas líneas encontrasen también mi gratitud aquellas personas que han hecho posible este trabajo, desde el personal auxiliar, técnicos preparadores, delineante, etc., hasta aquellos que me ayudaron en las etapas de campo.

Por lo que respecta a las diversas entidades y organismos, debo manifestar mi gratitud a la Dirección General de Universidades e Investigación, por la conce-

sién de una beca de Formación de Personal Investigador, gracias a la cual he podido desarrollar este trabajo. Así mismo hago extensivo este agradecimiento al Departamento de Cristalografía y Mineralogía de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Madrid y a la Sección de Mineralogía del Instituto "Lucas Mallada" del C.S.I.C., en cuyos laboratorios he encontrado el instrumental y material necesarios para realizar todas las investigaciones.

Por último, quiero agradecer la ayuda que me han prestado gran número de personas, relacionadas o no con la investigación y enseñanza, puesto que gracias a su aliento he podido concluir mi labor.

INDICE
~~*****~~

	<u>PAG.</u>
I.- INTRODUCCION	1
I.1.- El Wealdense en España.....	1
1.1.1.- Sintesis histórica.....	1
1.1.2.- Caracteres estratigráficos ge nerales.....	7
1.1.3.- Evolución paleogeográfica....	21
I.2.- Las facies sedimentarias desde el punto de vista de la geología y mineralogía de las arcillas.....	25
1.2.1.- La facies siderolítica.....	28
1.2.1.1.- La facies Siderolítica en Europa.....	32
1.2.1.2.- La facies siderolítica en Africa.....	37
1.2.1.3.- La facies siderolítica en América del Norte.....	38
1.2.2.- La facies de "areniscas rojas"	40
1.2.3.- La serie margo-caliza.....	46
I.3.- Minerales de la arcilla presentes en las cuencas wealdicas españolas.	52

1.3.1.- Minerales a 7 \AA	52
1.3.2.- Minerales a 10 \AA	57
1.3.3.- Minerales a 14 \AA	64
1.3.3.1.- Grupo de la montmorillonita..	64
1.3.3.2.- Grupo de las cloritas.....	69
1.3.3.3.- Grupo de las vermiculitas....	72
1.3.3.4.- Composición química.....	74
1.3.4.- Los minerales interestratificados irregulares.....	79
II.- ANTECEDENTES BIBLIOGRAFICOS SOBRE LA MI NERALOGIA DE LAS ARCILLAS DE LA FACIES WEALDENSE ESPAÑOLA.....	86
III.- METODOS EXPERIMENTALES.....	91
Preparación de las muestras.....	91
III.1.- Difracción de Rayos X.....	93
3.1.1.- Homogeneización del ca- tión de cambio de la fracción menor de dos mi- cras.....	93
3.1.2.- Preparación de agregados orientados (A.O.) y tra- tamientos.....	93
3.1.3.- Análisis cuantitativo por difracción de Rayos X de los minerales de la arci- lla.....	94

III.2.- Análisis térmico diferencial.....	96
III.3.- Microscopia electrónica.....	98
III.4.- Microscopía de polarización.....	99
IV.- MATERIALES, RESULTADOS EXPERIMENTALES Y DISCUSION.....	100
Introducción.....	100
IV.1.- Descripción general de las series..	103
4.1.1.- Cuenca Asturiana.....	103
4.1.2.- Cuenca Norte.....	116
4.1.3.- Cuenca Levantina.....	128
4.1.4.- Cuenca Bética.....	138
IV.2.- Difracción de Rayos X y minerales de la arcilla de la facies wealden- se.....	150
4.2.1.- Caolinita.....	151
4.2.4.- Illita-Mica.....	156
4.2.3.- Montmorillonita.....	162
4.2.4.- Clorita.....	167
4.2.5.- Vermiculita.....	170
4.2.6.- Interestratificados irregula- res.....	172
IV.3.- Descripción mineralógica de las se- ries.....	178
4.3.1.- Cuenca Asturiana.....	178

4.3.1.1. Serie de Santianes.....	178
4.3.1.2.- Serie de Manjoa.....	189
4.3.1.3.- Serie de Guerrias.....	198
4.3.1.4.- Serie de Ozanes.....	208
4.3.1.5.- Serie de San Pedro.....	217
4.3.1.6.- Cardes.....	226
4.3.1.7.- Resúmen.....	229
4.3.2.- Cuenca Norte.....	233
4.3.2.1.- Serie de Tudanca.....	233
4.3.2.2.- Serie de Vega de Pas-Puerto de las Estacas.....	243
4.3.2.3.- Serie de Ramales de la Vic- toria-Carranza.....	255
4.3.2.4.- Serie de la Aparecida.....	264
4.3.2.5.- Serie de Cuevas de San Cle- mente.....	275
4.3.2.6.- Resúmen.....	284
4.3.3.- Cuenca Levantina.....	288
4.3.3.1.- Serie de Higuieruelas.....	288
4.3.3.2.- Serie de Villar del Arzobis- po.....	294
4.3.3.3.- Serie de Casas Royas.....	301
4.3.3.4.- Serie de Talayuelas.....	307
4.3.3.5.- Serie de Villel.....	313
4.3.3.6.- Serie de Bonete.....	320

4.3.3.7.- Series adicionales.....	334
4.3.3.8.- Resumen.....	338
4.3.4.- Cuenca Bética.....	342
4.3.4.1.- Serie de Beas de Segura.....	342
4.3.4.2.- Serie de Fuentepinilla.....	347
4.3.4.3.- Serie de Cerro Nando.....	352
4.3.4.4.- Serie de Cabeza Mesada.....	361
4.3.4.5.- Serie de Cortijo del Buitre.	369
4.3.4.6.- Serie de Belmez de la Morale	
da.....	376
4.3.4.7.- Resumen.....	385
IV.4.- Discusión.....	391
4.4.1.- Génesis de la facies Wealdense	
Española.....	391
4.4.2.- Los procesos de caolinización	
en el Wealdense.....	398
4.4.3.- La presencia de olorita, vermi-	
culita y montmorillonita en los	
sedimentos de la facies Wealden	
se.....	405
4.4.4.- El grado de diagenesis en la fa	
cies Wealdense española.....	410
4.4.5.- La facies wealdense española co	
mo facies siderolítica.....	422

4.4.6.- Correlación estratigráfica en las cuencas wealdenses españolas a partir de los politipos de la caolinita.....	429
4.4.7.- El medio de depósito de los se- dimentos estudiados.....	434
V.- CONCLUSIONES.....	443
VI.- BIBLIOGRAFIA.....	454

O B J E T O

Al comenzar, a finales de 1968, el trabajo que ahora se presenta, eran varios los objetivos que se perseguían. Se podrían resumir en conjunto, en el conocimiento mineralógico y genético de la Facies Wealdense, que tiene una amplia representación en el ámbito de España. Esta facies hasta la actualidad solo había sido estudiada desde los puntos de vista estratigráfico, paleontológico y tectónico.

Por tanto para un conocimiento integral de la facies Wealdense española, faltaba el estudio mineralógico, que ha sido la meta fundamental de este trabajo y que junto a los numerosos trabajos existentes puede dar una idea general del desarrollo de esta importante formación.

Por otro lado, y dentro del Departamento de Cristalografía y Mineralogía de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Madrid, una de las principales líneas de trabajo que en la actualidad se desarrollan, es el estudio mineralógico de las distintas facies y forma

ciones que a lo largo de las distintas épocas geológicas se han sucedido. En este sentido la facies Wealdense constituye, junto con el Trias en facies Germánica, las dos formaciones más importantes que con una gran uniformidad cubren buena parte de la geografía española.

Otro importante aspecto que motivó la realización del presente trabajo, es la diferenciación mineralógica y genética de la facies Wealdense y del Trias, puesto que en determinados sectores ambas formaciones son organolepticamente similares y difíciles de diferenciar cuando no existe Jurásico intermedio. En este sentido se ha puesto ampliamente de manifiesto que mineralógica y genéticamente ambas formaciones son diferentes y que por tanto un estudio mineralógico adecuado permite diferenciarlas fácilmente.

Todos los objetivos propuestos y causas que motivaron este estudio, han sido ampliamente conseguidos, no obstante, de la gran cantidad de problemas que a lo largo de estos años se han planteado, no todos han sido resueltos, habiéndose, en determinados casos, expuesto nuevos problemas a resolver con estudios de mayor detalle, que deberían realizarse a nivel de cuenca o bien de sectores de cuenca.

I.- INTRODUCCION.

1.1.- EL WEALDENSE EN ESPAÑA.

1.1.1.- SINTESIS HISTORICA.

La primera referencia bibliográfica importante, que sobre el Cretáceo inferior en facies "Wealdense" existe en España, se debe a G. SCHULZ (1845), que reconoce en Santander una formación azoica, constituida por arenas y arcillas, coronadas por calizas. Anteriormente hay algunas referencias que hablan de formaciones cretáceas de estas características, tal es el caso de NARANJO y GARZA que en 1841 describe una parte de la formación cretácea del Valle de Valdivieso.

Entre los años 1848 y 1850 aparecen algunos trabajos de C. DE PRADO y S.P. PRATT; estos autores describen en la vertiente meridional de la cordillera Asturiana algunos afloramientos cretáceos, constituidos fundamentalmente por arenas caoliníferas y conglomerados más o menos consolidados, sobre los que reposan calizas y arenas de diversos colores, con fauna cretácea.

En 1852, DE VERNEUIL realiza un estudio sobre el Cretáceo español, y como SCHULZ describe, en el N de

España, una facies de arenas y arcillas coronadas por calizas que compara muy justamente a las "calizas neocomienses de Opoul" y en el mismo año, junto a COLLOMB, describe a grandes rasgos la distribución del Cretáceo alrededor del Macizo asturiano, asimilando los afloramientos de Reinosa a las "capas de Utrillas" por la presencia de depósitos carbonosos.

A. MAESTRE (1864), distingue en el Cretáceo de la provincia de Santander tres grupos, no perfectamente diferenciados, el primero de ellos lo describe como "El grupo neocomiense; Wealdense; de arenas ferruginosas etc...". No obstante en su mayor parte las arenas cretáceas las describe como triásicas.

Es, sin embargo, en el año 1876 cuando GONZALEZ LINARES presenta a la Real Sociedad Española de Historia Natural, una nota en la que dá cuenta del descubrimiento de una fauna de agua dulce con Unios y Paludinas, que parecen corresponder al "Wealdense" ó al "Purbeckiense", dentro de una serie areno-arcillosa en las vertientes del Escudo de Cauberniga, que anteriormente había sido considerada como Jurásica o Trias. Esta fauna estudiada en Inglaterra es identificada con formas del "Weald". CALDERON en 1886 presenta estos tra

bajos a la Sociedad Geológica de Francia.

J.M. de ARANZAZU (1877), describe el cretáceo de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara, señalando la presencia de arenas blancas y rojas. En los años siguientes y hasta 1888, no se realiza ningún estudio de interés sobre el Cretáceo. En este año PUIG y SANCHEZ LOZANO estudian con detalle el wealdense de la provincia de Santander. En 1885 SANCHEZ LOZANO y PALACIOS describen las formaciones wealdicas de Logroño y Soria, realizando una comparación detallada con el estudiado en Santander, reemprendiendo el análisis comparado en 1895 llega a la conclusión de que mientras en Santander no hay problemas para realizar la datación del complejo arenoso, separado de la formación Utrillas por las calizas urgonianas fosilíferas, hacia las provincias de Burgos y Soria esto no ocurre y las arenas se extienden hasta el Cenomanense.

En 1896 aparece un trabajo de LARRAZET sobre el Cretáceo de la sierra de la Demanda, que constituye el primer análisis detallado del Cretáceo de esta zona. Las formaciones arenosas son descritas con exactitud y atribuidas, no sin reservas al Wealdense, "Todo lo que yo puedo decir, señala el autor, es que sobre el macizo silúrico (S. de la Demanda), estas capas aparecen inter

caladas entre el Jurásico y el Cretáceo superior". En la zona de Eucandio y Posa de la Sal señala la existencia de Wealdense atribuida anteriormente al Trias.

Entre los años 1917 y 1920, TERMIER Y MENGAUD, dan algunas referencias estructurales del wealdense. Según el primero, en la parte norte del borde meridional de la cordillera asturiana el wealdense se introduce bajo el Paleozoico. El segundo realiza un corte general de la zona de Carmona y valle del Rio Saja, dando por primera vez la sucesión detallada de las capas de la serie Wealdense, de la vertiente norte del puerto de las Estacas de Trueba.

En 1927 ROYO GOMEZ publica un breve análisis sobre el Wealdense español, señalando que en la provincia de Burgos, Soria y Logroño, la facies wealdense llega hasta el aptense inferior y algunas veces incluso hasta el Albense.

En 1932 SAENZ GARCIA, estudia el wealdense de Soria e intenta establecer el paralelismo en otras regiones del Norte, especialmente en Burgos y Santander. En el siguiente año publica un mapa sobre la cabecera del rio Nela, rectificando algunos errores de SCHRIEL. En este mismo año, CIRY (1932) publica sus pri

meras notas sobre el Cretáceo inferior de las provincias de Burgos, León, Palencia y Santander, diferenciando dos formaciones wealdenses, separadas por las calizas Urgocaptenses.

En 1934, aparece un trabajo de KARRENBERG sobre el borde meridional de Asturias, este autor indica que la facies wealdense comienza "Sin límite neto, probablemente desde el Malm y se extiende por lo menos hasta el Barremense-Aptense".

En el año 1940, R. CIRY publica su tesis doctoral, titulada "Etude Geologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, Soria et Santander", realizando una separación entre las dos formaciones arenosas en facies wealdense, en la zona al N del paralelo 42° 30', pues se encuentra la existencia de un nivel marino aptense; mientras que al Sur solo distingue un complejo con dos grupos: el inferior, purbeckiense, y el superior arenoso, que estima como wealdense.

En el año 1953, inician su tesis sobre el cretáceo de la Sierra de la Demanda, BEUTHER, KNEUPER y TISCHER; establecen estos autores que el límite inferior de la facies wealdense es diacrónico y que se eleva en la escala estratigráfica cuando se avanza desde el

Este hacia el Nordeste, indicando: "que en algunas zonas se puede observar la transición progresiva en sentido vertical y horizontal entre los sedimentos marinos y continentales".

P. RAT, entre los años 1959 y 1962 estudia el wealdense de Santander, Bilbao y región de Tolosa, estableciendo claramente diferentes tramos, de características sedimentarias distintas, generaliza así, la existencia de una facies purbeckiense, en el Norte de España, sobre la que reposa la facies wealdense S.S. claramente cretáceas.

En 1969 J. RAMIREZ DEL POZO realiza una síntesis estratigráfica de las facies purbeckiense y wealdense del norte de España, realizando una correlación con formaciones similares de otras zonas europeas. Establece, siguiendo el léxico inglés, que los sedimentos del Jurásico superior y Cretáceo basal corresponden a la facies Purbeckiense, en tanto que el término Wealdense comprende desde el Valanginiense hasta el Barremiense, designando con la palabra wealdico el conjunto de sedimentos de ambas facies.

1.1.2.- CARACTERES ESTRATIGRAFICOS GENERALES.

En el párrafo anterior se ha realizado una breve síntesis histórica. Conviene ahora, realizar una síntesis estratigráfica de la facies en su conjunto, a la vez que se realiza una revisión de la evolución que ha sufrido el concepto de Wealdense.

Hasta 1940, la mayor parte de los autores, consideran estos depósitos en el sentido de facies, que se extienden, según los puntos, desde el Jurásico superior al Cretáceo inferior.

CIRY (1940), considera al wealdense igualmente en sentido de facies. Sin embargo, no encuentra ningún hecho que permita verificar la hipótesis relativa a la edad jurásica de las capas inferiores de estos depósitos; según este autor "La falta de discordancia que se puede notar corrientemente entre el Calloviense y la base de este complejo, no es demostrativa de este hecho, pues sería suficiente que la emersión postcalloviense fuese un movimiento de pequeñas amplitud". De otra parte el complejo wealdense es diacrónico en su base, llegando incluso a apoyarse directamente sobre el Trias. Estos hechos le llevan a suponer que existe una laguna en el Jurásico superior siendo cretácica la edad de los depósitos.

RAT, en 1962 al realizar una síntesis de los conocimientos sobre el wealdense del Norte de España, indica que en la provincia de Santander, el wealdense S.S. comienza por encima de los horizontes con Iberina Lusitánica que caracterizan el techo del Jurásico, por lo que son claramente cretáceos. Para la cuenca de Soria-Logroño, apoyándose en datos de BRINKMANN, señala una edad más antigua, pues su instalación es progresiva a partir del oxfordiense. No obstante indica que estas diferencias de datación, en series muy próximas y extremadamente semejantes por la facies, deben ser estudiadas con prudencia antes de generalizar las conclusiones.

RAMIREZ DEL POZO (1969), continúa en la línea de anteriores y define el conjunto de depósitos wealdenses en el sentido de facies; adoptando la nomenclatura inglesa define los terminos wealdico, purbeckiense y wealdense. El termino Purbeckiense, lo refiere a una facies de tipo lacustre o de aguas salobres, que se desarrolla a lo largo del Jurásico superior y base del Cretáceo. El Neocomiense superior, Barremense y Aptiense más inferior, en algunas casos, constituyen el complejo areno-arcilloso definido como Wealdense S.S. La palabra Wealdico incluye al conjunto de ambas facies.

El primer autor que establece una sucesión estratigráfica para el conjunto wealdico, separando los diversos tramos, es SANCHEZ LOZANO (1885) que describe detalladamente las formaciones de la provincia de Logreño. La sucesión estratigráfica es la siguiente:

- A) Pudingas y areniscas sobre las que reposa una serie de areniscas y arcillas oscuras o amarillas y margas carbonosas. Fósiles raros: *Physa* y *Paludina*. 120 m.
- B) Calizas en bancos muy delgados, algunas veces, esquistos de colores claros o negro azulados, con masas de yesos intercaladas y acompañadas de un poco de azufre y cristales de cuarzo. Los horizontes superiores contienen *Melania* y *Dreyssena*?. 200 m.
- C) Arenas verdosas, arcillas y esquistos, negros o rojizos, margas carbonosas y calizas negras o grises cada vez más abundantes hacia la parte superior, con *Paludina*, *Unio*s y restos vegetales. 350 m.
- D) Calizas gris azuladas, en bancos gruesos con *Planorbis*, *Valvata*, *Paludina* y *Physa*. 150 m.

- E) Arenas abigarradas, arcillas rojas y verdosas y algunas capas discontinuas de calizas oscuras con Gasterópodos. 90 metros.

Los dos primeros tramos son asimilables al Purckiense, y los tres restantes al wealdense. No obstante describe dos tramos más compuestos de pudingas, arenas y areniscas sin fósiles que supone Urgo-aptense y arcosas, con lignitos y asfaltos coronadas por el Cenomanense marino.

En 1932, SAENZ GARCIA, establece la sucesión estratigráfica en la provincia de Soria, dividiendo el conjunto wealdico de cuatro tramos, a saber:

- I) Conjunto de arcillas y margas, color vino, verdes o grisáceas, con bancos de conglomerados, arenas y calizas en las que hay Gasterópodos de apariencia lacustre. 50 m.
- II) Calizas fundamentalmente grises, con texturas finas, mostrando bancos de brechas. Trazas de Gasterópodos. Potencia ligeramente superior a la del grupo I.

- III) Enorme complejo detrítico, análogo a I compuesto de conglomerados, arenas y arcillas varioladas. Potencia superior a los 1.000 m.
- IV) Arenas amarillas.
- V) Arenas con lignito y asfaltos.

El análisis comparado de estas dos sucesiones estratigráficas indica que:

El grupo I de SAENZ GARCIA, es similar al grupo A de SANCHEZ LOZANO; el grupo II es equiparable a los grupos B y D y el III comparable al E. El grupo IV es el grupo Urgo-aptense y el grupo C debe ser considerado dentro de los grupos I á II según los casos.

Sin embargo es CIRY en 1940, quien establece la sucesión estratigráfica wealdica, por primera vez, de acuerdo con la nomenclatura moderna, diferenciando dos grupos que corresponden a las dos facies de este conjunto.

Grupo inferior.- Constituido fundamentalmente por pudingas varioladas, arcillas con colores vivos y variadas, arenas generalmente subordinadas y calizas lacustres.

Los conglomerados, que constituyen el elemento más característico, son poligénicos, formados casi exclusivamente por cantos calizos.

Las arcillas son de colores variados, generalmente rojas o amarillas, algunas veces grises, verdes o pintadas en vino.

Los nódulos ferruginosos no son raros. Se encuentran con preferencia hacia la base de la formación, entremezclados con los conglomerados.

Las calizas son exclusivamente de origen lacustre, de textura variable. Son en general de grano fino, color gris más o menos oscuro. Las drusas de calcita son frecuentes. Localmente pueden ser pisolíticas, a veces vacuolares como de verdaderos tufos. En ocasiones las calizas alternan con lignitos o con delgados horizontes de arcillas hojosas ligníferas. Presenta fauna de Gasterópodos.

El conjunto puede sobrepasar los 500 m. de espesor.

Grupo superior.— Contrasta grandemente en el inferior por la naturaleza de sus sedimentos, espesor e incluso por su distribución. Las calizas y conglomerados están ausentes; las arcillas, como tales, son raras. El conjunto, bajo su forma típica, está casi exclusivamente constituido por depósitos arenosos.

Estos depósitos ofrecen una gran variedad. Las arenas groseras, con cross-bedding", dominan largamente. Estan formadas por cantos de cuarzo bien rodados. Todas estas arenas, son compactas y constituyen grandes masas, a las cuales la erosión ha dado aspecto ruiniforme; cuando no estan cohesionadas se reducen a graveras y las arenas que recubren el suelo evocan el aspecto de una playa.

A veces se encuentran otras areniscas más finas, mezcladas con arcilla y más o menos ricas en mica. Por su consistencia se les llama molasas. Generalmente las pudingas son blancas o rosas, mientras que las areniscas son amarillas y rojas, frecuentemente flameadas de verde.

En este complejo, se han señalado algunos puntos, con trazas de azurita y malaquita, así como impregnaciones de asfalto.

Hay tambien intercalaciones de lignitos, sobre todo en el tramo superior.

La distribución vertical de los distintos términos varia segun los puntos. En el conjunto, con las intercalaciones más o menos importantes de areniscas finas arcillosas con colores vivos, las areniscas groseras y pudingas forma la masa principal del complejo.

La potencia de los depósitos del grupo superior es muy grande y en ciertos puntos sobrepasa los 1.000 m.

El grupo inferior corresponde a la facies parbegekense, mientras que el superior es equiparable al Wealdense S.S, comprende este grupo el nivel E de SANCHEZ LOZANO, mientras que el superior abarca los grupos A, B y D de este mismo autor.

En la zona oriental, Sierra de la Demanda, la estratigrafía más detallada se debe a MENSINK y TISCHER (1956), estos autores encuentran diferencias con respecto a la estratigrafía del N. de España, en cuanto a edad e historia de los sedimentos. Establecen cinco grupos, que denominan con nombres locales: son los grupos de Tera (1), Urbión (3) y Olivan (5) que se caracterizan por el predominio de los sedimentos clásticos, incluidas importantes formaciones conglomeráticas y dos grupos de Oncala (2) y Enciso (4) con sedimentos fundamentalmente calizos.

Los principales tipos de rocas descritas son:

- Areniscas cuarzosas de grano intermedio o grueso, de color gris algo verdoso. Están compuestas en un 90% por granos de cuarzo

como accesorios presentan mica blanca y clorita, en algunas ocasiones feldespatos alterados. Forma en general bancos algo lenticulares cuya potencia varia entre 0,50 y 2 metros y pequeña extensión horizontal. En muchos casos presentan "Cross-bedding".

Arcillas arenosas de color rojo y verde que contienen cuarzo, clorita ferrifera, hematites y en algunas ocasiones nódulos de pirita. Se presentan en general mal estratificadas y su potencia varia desde 0,5 m. hasta 1,5 m. No constituyen por si solas formaciones uniformes, estando siempre alternando con otras rocas en especial con las areniscas cuarzosas.

- Calizas de color gris oscuro y superficie castaña o pardas por meteorización, de tamaño de grano intermedio, con nódulos de pirita y algo bituminosas. Estratificadas en bancos de 20 a 50 cm., alcanzando estos bancos varios Kms. de extensión lateral. Generalmente están intercaladas con areniscas, arcillas cremosas y margas.

- Calizas de color gris claro en bancos gruesos que a veces contienen concreciones de sílice. En el Sureste de la sierra constituyen una serie de 500 m. de espesor.
- Calizas, llamadas "lajas calizas", de color gris, ocre y pardo claro, en lajas lisas, en alternancia muy característica de finas láminas más claras y más oscuras. Su potencia rebasa el Km.
- Alternancia regular de calizas pardas y margas verdes, muy local, que recuerda el ritmo de repetición de las areniscas y arcillas arenosas.

Para estos autores, el límite inferior del conjunto wealdico es diacrono, comenzando la sedimentación según los puntos entre el Oxfordiense y el Calloviense, o consideran a la vez que al menos el 90% de la sedimentación se produjo dentro del Jurásico (Purbeckiense).

Según estos mismos autores, las características de la sedimentación wealdica en la zona Ibérica occidental fueron las siguientes:

- 1.- Sedimentación de enorme espesor, pero de extensión limitada.

- 2.- Múltiple alternancia, en todas dimensiones, de sedimentación clástica y precipitación caliza, entre ambientes de agua dulce y salobre.
- 3.- No hay fósiles marinos y sí terrestres y de agua dulce en las áreas, paleogeográficamente, más elevadas de la sedimentación clástica y fósiles de ambiente salobre donde domina la precipitación calcárea.

RAT (1962), generaliza la existencia de dos grupos estratigráficos que corresponden a las dos facies sucesivas purbeckiense y wealdense.

Observa que el grupo inferior tiene diferente desarrollo, según la zona considerada, pero que en conjunto está formado por:

- Margas, arenas, gravas y calizas negras fértiles, con Serpulidos, Spirocyclus y Ostrácodos.
- Calizas organo-detriticas, que forma en tramo bastante homogéneo, con Trocholinas y Briozoos, sobre margas con Ostrácodos.

- Calizas con Briozoos, bastante arenosas y margas con Ostrácodas, este tramo no es constante.

Este grupo inferior, que parece alcanzar el Valanginiense, corresponde a la facies Purbeckiense, desarrollándose sobre él, el grupo wealdense S.S. constituido por areniscas y arcillas.

- Las areniscas se presentan como un mosaico de granos de cuarzo, cuyo cemento de unión es en la mayoría de los casos, sílice segregada a partir del mismo cuarzo constituyente. La matriz está formada especialmente por moscovita, biotita y algunas pajitas de glauconita de forma fibrosa, a veces rodeando a los granos de biotita y limonita.

Por último RAMIREZ DEL POZO (1969), en su sin tesis estratigráfica del conjunto wealdico del Norte de España, corrobora los datos anteriores, si bien realiza algunas correcciones cronestratigráficas en los diferentes tramos del grupo inferior en facies Purbeckiense.

La serie más completa la describe en la provincia de Santander, pudiéndose considerar como serie tipo la siguiente:

- Conglomerado de base, constituido por cantos calizos y cemento de calcita cristalina y arenisca gruesa, areniscas con granos de cuarzo, calcedonia y mica, matriz calcárea y arcillosa. Calizas muy arenosas (Biomioritas) con Gasterópodos, Lamelibranquios y Oogonios de Chama, alternando con arcillas limolíticas gris claro a ocre. Este tramo se asigna al Malm en facies salobre (Purbeckiense).

- Calizas microcristalinas (Biomioritas) en ocasiones arenosas con restos de Moluscos, Ostrácodos, Algas calcáreas e Iberina Lusitanica. Alternan con margas arenosas que contienen Ostrácodos. Corresponde al Berriasense. Calizas negras arenosas de espesor variable con Bricozoos, Gasterópodos, Trocholinas y algunos Espongiarios. Cretáceo inferior.

- Wealdense propiamente dicho, compuesto por una monótona alternancia de areniscas amarillentas en superficie y gris-blanquecino en fractura, grano medio a grueso, mal clasificadas, con arcillas rojas, limolíticas.

Las diferencias encontradas entre los distintos autores son de carácter cronoestratigráfico, pues en conjunto todas las descripciones litoestratigráficas son bastante similares; en este trabajo se aceptaran las dataciones de RAMIREZ DEL POZO y RAT, así como las correlaciones que estos autores realizan con el wealdense europeo.

Segun RAMIREZ DEL POZO (1969) con los datos obtenidos de ALLEN (1963), CASEY (1963) y ANDERSON (1939) (1941) para Inglaterra, CASEY (1963), BARTENSTEIN (1959), MARTIN (1940) para Alemania Nor-Occidental y RAT (1959, 1962), CIRY (1940) y KNEUPER (1957) para el Norte de España, la correlación más probable es la siguiente:

El grupo inferior o Purbeckiense puede correlacionarse con los tramos "Munder Mergel", "Serpulit" y "Wealdense" 1 a 3 de Alemania o con el "Purbeck" de Inglaterra. Así como con el Purbeckiense descrito por OERTLI (1963) en la cuenca Parisina.

El grupo superior puede correlacionarse con bastante exactitud con el Wealdense de Inglaterra ("Weald Clay") ("Hastings Beds"), que corresponde al "Valendis", "Hauterive" y "Barreme" alemanes.

1.1.3.- EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA.

En relación con los depósitos de la facies Wealdica en España, se observa que las cuencas Cantábrica e Ibérica, presentan un gran desarrollo de esta facies, a la vez que un gran parecido litológico, en ambos casos, se distinguen la facies Furbeckiense con dominio calcáreo y la facies Wealdense fundamentalmente terrígena.

La cuenca Bética s. l. por el contrario, no presenta un desarrollo neto de esta facies y los depósitos asimilables a ella, son de características flyschoides, con fauna claramente marina, si bien con cierta influencia continental.

La paleogeografía de los distintos depósitos es por tanto diferente. Así para las cuencas del Norte, las variaciones se suceden de forma diferente que para las del Sur.

CIRY (1940), RAT (1962) y RAMIREZ DEL POZO (1969), con ligeras diferencias, coinciden en señalar para la zona Norte, que durante el Calloviense-Oxforden se y como consecuencia de la fase Kimmerica, se produce una retirada del mar, delimitándose varias cuencas con diferentes características y subsidencias, separadas

por umbrales donde la erosión es muy activa.

En estas cuencas, que pueden considerarse como mares interiores de aguas salobres, se desarrollan fundamentalmente depósitos arcillosos y de calizas lacustres. En determinadas áreas, con importantes aportes de tipo fluvial, se origina la sedimentación de areniscas y otros materiales detríticos.

Para RAMIREZ DEL POZO el Jurásico Superior está representado por un conjunto de sedimentos de facies salobre, en general no muy potente, indicando que como consecuencia de las fases finales Kiméricas, la serie presentará hiatos debidos a falta de depósito o a erosiones sedimentarias.

El comienzo del Cretáceo, parece coincidir con una nueva flexión del zócalo continental, que da lugar a influencias marinas más o menos someras, depositándose sedimentos carbonatados (capas con Iberina, Trocholinas y Bryozoarios) que representan del Purbeckiense medio al Valanginiense.

Termina el Wealdense con la sedimentación de una potente serie areno-arcillosa (grupo superior) que constituye la fase que RAT llama de sedimentación terrígena activa. Durante esta época debieron levantar-

se activamente la meseta Castellana y el Macizo Asturiano, erosionandose fuertemente.

Durante un cierto tiempo, estos aportes se opusieron al avance marino. En el Aptense, no obstante, sin duda a favor de una aceleración de la subsidencia, se produce una transgresión que recubre los bordes del continente Wealdense, ocupando la zona oriental, donde se producen depósitos de tipo Urgoniano, sin que cesen los aportes terrígenos que se intercalan con las calizas.

En el Albense, excepto en zonas muy localizadas, las formaciones recifales desaparecieron, volviéndose a reproducir condiciones comparables a las del Wealdense. No obstante, hacia el NE, el mar no se retira produciéndose el depósito de margas negras de tipo pirenaico y de calizas.

Al Sur de la Península, en el dominio Bético, el desarrollo de la sedimentación durante el Jurásico superior - Cretáceo inferior, presenta unas características diferentes.

En la cuenca Prebética, según LOPEZ GARRIDO (1971), durante el Malm se inicia una etapa marina de

relativa profundidad, con sedimentación de calizas nodulosas, que indican una cuenca subsidente sometida a la acción de corrientes. Durante el Kimmeridgense hay una subdivisión en dominios, como consecuencia de los primeros movimientos tectónicos que afectan a esta cuenca, quedando a consecuencia de los mismos el sector occidental levantado, mientras el oriental se hunde.

El Jurásico terminal en el sector occidental corresponde a una etapa de regresión que llega hasta el Neocomiense, esta etapa está representada por facies salobres sin comunicación con el mar, que se retira hacia el Este. En el Neocomiense se intercala un episodio marino de corta duración, que dá paso a facies de tipo lagunar o albufera con importantes aportes detríticos.

El Aptense representa un nuevo estadio marino, aunque con cierta influencia continental en la sedimentación, alternando los sedimentos carbonatados con los terrígenos procedentes del continente. En el Albense la influencia continental es clara, desarrollándose formaciones terrígenas asimilables a las "Facies Utrillas".

I.2.- LAS FACIES SEDIMENTARIAS DESDE EL PUNTO DE VIS-
TA DE LA GEOLOGIA Y MINERALOGIA DE LAS ARCILLAS.

Desde las primeras décadas del siglo XIX y a partir de la aceptación por los geólogos de los principios uniformitarios de HUTTON, se ha reconocido la importancia del medio (clima y ambiente) en la formación de los depósitos sedimentarios. Así mismo, se ha aceptado que la variedad de medios que influyen en los depósitos actuales, rigieron durante la formación de los depósitos antiguos. Ya en los años 1830 y 1840, SEDGWICK y MURCHISON reconocieron que las diferencias ambientales fueron las responsables de las diferencias litológicas y paleontológicas encontradas entre las areniscas rojas de Gales del Sur y las capas marinas equivalentes de Devonshire. PREVOST (1838), discutió el efecto del medio sobre la acumulación de sedimentos y fósiles que contiene, llegando a la conclusión de que cuando existen rocas y fósiles similares, pueden indicar equivalencia de medio más que de edad.

No obstante, fué GRESSLY en 1838, quien al estudiar los Monte Jura en el Canton de Solothurn, definió el termino "FACIES", al observar los cambios la-

terales de litología y de tipo de fósiles, proponiendo que cada conjunto litológico y paleontológico se estudiara como una unidad estratigráfica a la que llamó "FACIES".

El término "facies" ha sido también empleado por petrologos y biólogos. Así está universalmente aceptado el término "facies metamórfica" propuesto por ESKOLA (1915) y las acepciones "facies de rocas ígneas" y "facies minerales" (ESKOLA; 1922). Los ecólogos al agrupar las faunas y floras actuales usan igualmente el término facies, dando lugar a confusiones, puesto que los estratígrafos utilizan palabras similares, para designar el carácter del sedimento formado. La solución propuesta es la de la utilización del término "biotopo" en lugar de "facies".

Desde el punto de vista estratigráfico, existen varias definiciones de "facies", todas ellas han sido revisadas por MOORE (1949, 1957), TEICHERT (1958) y WELLER (1958).

El término "facies" deriva del hecho de que bajo condiciones similares se deben formar depósitos similares. El término "condiciones similares" puede, no obstante, ser interpretado como función de dos variables.

Una de ellas es el ambiente físico donde se realiza el depósito. Este puede ser marino, continental de aguas dulces, torrencial, etc. La otra variable es la composición química y mineralogía del depósito resultante, pudiendo decirse que las condiciones locales son las determinantes de los caracteres físicos y paleontológicos y el área fuente la determinante de la composición mineralógica. Por tanto el término "facies" viene a definir la suma de los caracteres litológicos y paleontológicos de un determinado depósito.

Respondiendo a los dos tipos de medios sedimentarios, --el continente y el mar--, los sedimentos se dividen en dos grandes grupos: sedimentos continentales y sedimentos marinos. Dentro del primer tipo existe una gran variedad de depósitos, lo que dá lugar a una serie de facies que tienen sus propias características. Así se definen los depósitos glaciares, los eólicos, los fluviales etc. Dentro de este grupo los dos principales tipos de facies son: "Facies siderolítica" y "Facies de arenas rojas" o "series rojas detríticas". En el grupo de los sedimentos marinos existe igualmente gran variedad de depósitos, nosotros trataremos únicamente de la "facies flysch" como parte de la facies química alcalina.

1.2.1.- LA FACIES SIDEROLITICA.

El término siderolítico, fué propuesto por primera vez por THURMAN en 1838, en la reunión de la Sociedad Geológica de Francia en Strasburgo.

Fuó propuesto, debido a que el hierro es muy abundante, bajo formas arrifionadas, costras, pisolítas, concreciones, etc. No obstante, numerosas capas de esta facies no contienen hierro, encontrándose lechos de arenas blancas, arcillas plásticas y algunas veces calizas lacustres con lajas silicificadas.

El trabajo de base, en relación con el concepto de facies siderolítica se debe a FLEURY (1909), que la definió del siguiente modo:

"Bajo el nombre de siderolítica, se comprende a toda una formación geológica compleja y especial, de extensión y aspecto excesivamente variables, ordinariamente caracterizada por los minerales de hierro en granos o pisolitos, conocidos más frecuentemente bajo el nombre alemán de Bohnerz, los cuales no representan

en general más que una pequeña parte del depósito. Están, en efecto, muy ligados, mezclados o subordinados a arcillas ferruginosas, bolos, tierras refractarias, arenas silíceas e incluso calizas".

Los antiguos geólogos, difieren de forma notable en cuanto al origen de esta facies. Bajo la influencia principal de BRONGNIART (1828) y de GRESSLY (1828, 1841) la génesis de los "terrenos fisiformes" fué considerada como "catastrófica", atribuida a venidas hidrotermales o semi-plutónicas. Posteriormente se pensó en el origen sedimentario, no obstante DOUVILLE (1872-1936) sigue manteniendo la hipótesis del origen hidrotermal durante largo tiempo.

Al catastrofismo se opone el actualismo; son VAN DER BROECK (1878) y DIEULAFAIT (1884 y 1885) los primeros en indicar que el origen de esta facies, es el resultado de trabajo de las aguas superficiales. En la memoria de VAN DER BROECK se puede leer: "Las arcillas ferruginosas o plásticas, el hierro hidratado, los minerales de hierro en granos son, muy generalmente, los residuos de alteración, disolución, concentración y metamorfismo hidroquímico de depósitos

sometidos a fenómenos acentuados de alteración".

FLEURY (1909) estableció dos fases para explicar el origen:

1.- "Fase de la laterita, durante la cual, bajo condiciones climáticas especiales, los productos siderolíticos deforman, por disolución o disgregación de las rocas, siguiendo un proceso más o menos comparable al que forma actualmente las lateritas de las regiones tropicales".

2.-"La fase siderolítica propiamente dicha, caracterizada por un trabajo lento de las aguas de infiltración sobre la laterita original. La estratificación de los depósitos, la formación de pisolitos, la concentración de ciertos elementos, son los principales resultados de esta 2ª puesta en marcha, in situ".

Como regla general en geología, al principio de reconocerse esta facies, se creyó que todos los terrenos siderolíticos eran de la misma edad. No obstante a partir de los estudios paleontológicos, los resul-

tados comenzaron a ser discordantes, regelandose terrenos siderolíticos en distintas épocas. Así VOLTZ (1834) dice "que son un accidente mineralógico, reproducido en diversas épocas"; este hecho fué confirmado posteriormente por THURMAN (1938).

A lo largo del tiempo se han reconocido las facies siderolíticas, principalmente en el Carbonífero, Cretáceo inferior y Eoceno, estando repartidas por gran parte de la corteza, por lo que han sido objeto de numerosos estudios. Geográficamente las zonas mejor estudiadas corresponden a Europa, Africa y América del Norte.

1.2.1.1.- LA FACIES SIDEROLITICA EN EUROPA.

LAPPARENT (1934) estudia las arcillas caolíniferas que afloran en Escocia, indicando la génesis y el modo de asociación de la caolinita con los pisolitos aluminicos; deduce de ello la existencia en el Carbonífero inferior de condiciones parecidas a las del Cretáceo de Provenza. KULBICKI Y VETTER (1955) describen un perfil laterítico en el borde de la cuenca de Decazeville, en terrenos del Estefaniense; lo interpretan como producto del clima Estefaniense propicio a la lateritización. ERHART (1962) supone que este yacimiento es alóctono y que su situación actual es muy posterior a la época de bauxitización, que cree puede ser Dinantiense. PETROV (1958) estudia los depósitos lateríticos rusos de edad carbonífera.

Durante el Wealdense se repiten las condiciones de formación de la facies, como lo demuestran los trabajos de VAN DER BROECK (1898) que estudia el yacimiento de Bernissart. El Wealdense de Hainant lo estudió MALIERE (1946-1947), quien reconstituye un gran delta fósil.

MILLOT (1949) pone de manifiesto la existencia

de esta facies en el Cretáceo inferior de Boulonnais y País de Bray y DESCHAMPS (1964 y 1966) estudia los distintos perfiles lateríticos del Macizo Central aportando nuevos datos sobre su génesis y posición estratigráfica.

Durante el Eoceno se manifiestan las facies siderolíticas con mayor amplitud aun que en el Cretáceo. En Francia la Cuenca Norte de Aquitania es estudiada fundamentalmente por LAPPARENT (1930), SCHOELLER (1941), BERGOUGNIOUX (1947), VATAN (1948), MILLOT (1949) y KULBICKI (1953 y 1954), que llegan a la conclusión de que la masa principal de arcillas es eocénica y que proviene de la remoción de coberteras lateríticas del Macizo Central. La zona de Charentes ha sido estudiada por KLEIN (1961), que precisa la edad de la formación. DESCHAMPS (1957, 1958, 1960) estudia la zona de Sancerrois-Allier. JUNG (1954) y GABIS (1958, 1959). La cuenca de París es estudiada por MILLOT (1949).

Las facies siderolíticas del Eoceno en el Macizo Armoricano han sido puestas de manifiesto por KLEIN (1961), BOILLOT y MILLOT (1962) y STEINBERG (1961, 1964, 1966). ESTEOULE-CHOUX (1964, 1966) estudió la zona de Bretaña.

En Suiza, posteriormente el trabajo de FLEURY (1909), que hace un compendio estratigráfico, paleontológico, geoquímico y genético, los estudios mineralógicos se deben a HOFMANN (1959) y VERNET (1962).

Tanto Alemania como Checoslovaquia han sido profundamente transformadas en el Terciario. Los principales trabajos se deben a WALDMANN (1938) y ELLENBERGER (1961) en el macizo moldanubiano, SLANSKY (1956), KONTA y POUBA (1961) en la cuenca de Pilsen y depósitos caoliníferos de Karlov. KUZVART y KONTA (1968) realizan un resumen de los principales depósitos de caolin de Checoslovaquia, incluyendo las formaciones siderolíticas.

En Rusia, PETROV (1958) hace un compendio histórico de los grandes yacimientos caoliníferos sedimentarios en Oural y Uerania, que ya en 1912 y 1915 habían sido estudiados por GINSBURG.

KUZVART y KONTA (1968) a partir de los datos de MARKOV (1960), STRAKHOV (1962) y RUKHIN (1962) establecen la posición aproximada del ecuador desde el Carbonífero inferior hasta el Neogeno, indicando los periodos donde se producen con mayor frecuencia los depósitos de caolin y los perfiles lateríticos con bauxitas (Fig. nº I-1); observan que estos depósitos y costras se con-

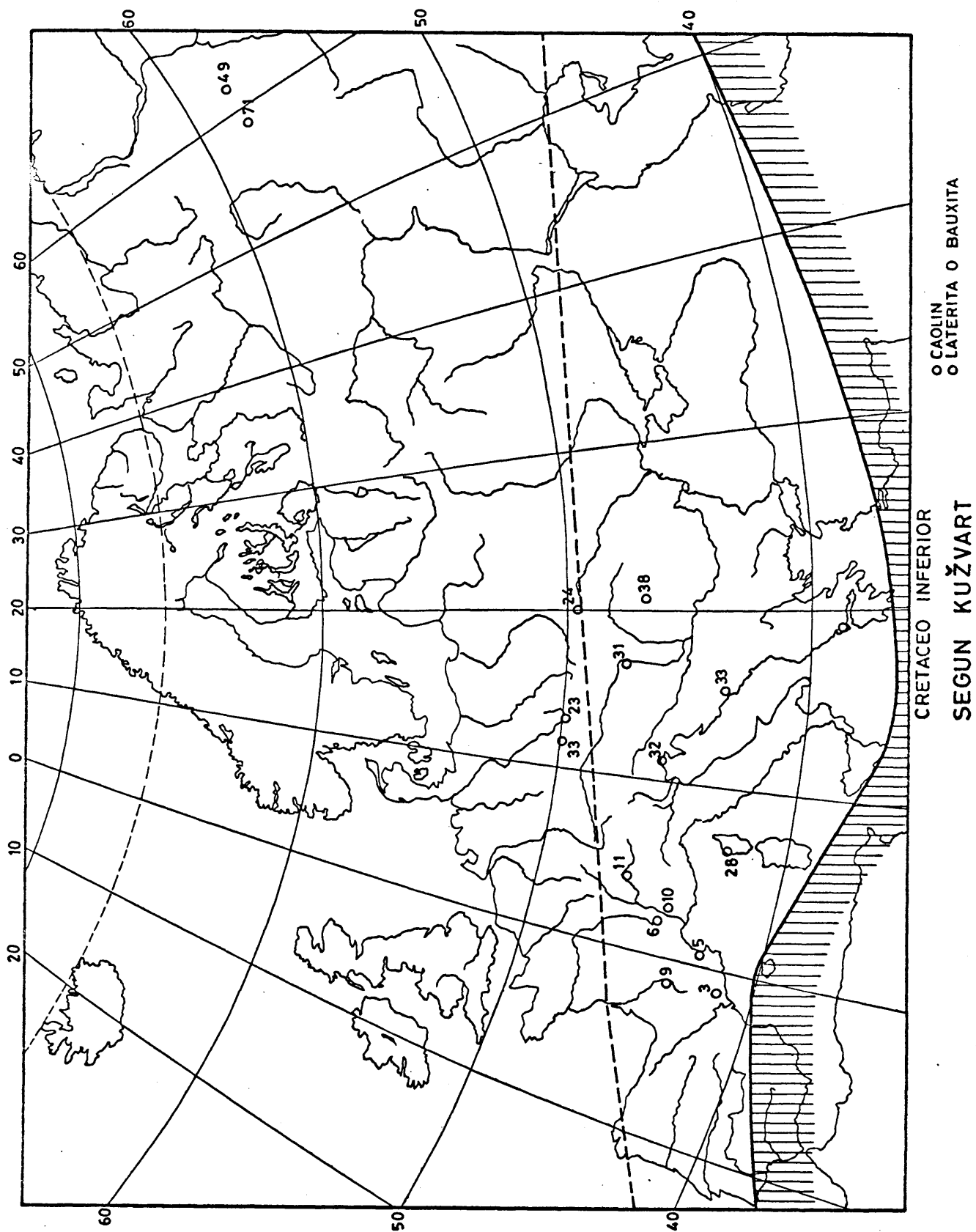


Fig. I-1

centran en una región próxima a él. Observan igualmente, que los polos pueden estar mucho más reducidos, con lo que tanto la zona ecuatorial como las tropicales y subtropicales tendrían mayor extensión que en la actualidad y por ello el desarrollo de los perfiles lateríticos es mayor.

Según estos autores, los dos máximos de formación de este tipo de depósitos en Europa ocurren durante el Cretáceo inferior y el Paleogeno.

1.2.1.2.- LA FACIES SIDEROLITICA EN AFRICA.

En Africa Septentrional KILLIAN (1931) establece las líneas fundamentales de distribución de las facies continentales y marinas. LAPPARENT (1952) demuestra que las arenas de la zona de Nubia estan formadas por dos conjuntos: uno carbonifero y otro wealdense donde se desarrollan estas facies. Hacia Fezzan MULLER-FEUGA (1952) indica que esta facies tiene un mayor desarrollo en el Carbonifero, mientras que las arenas de Nubia son fundamentalmente secundarias (LEFRANC, 1958, 1959; BOURREAU y FREULON, 1959). La cuenca de Nara en el Sudan oriental es estudiada por DARC (1957), la de Gao por RADIER (1957) que indica que la existencia de esta facies se debe al transporte de coberturas lateríticas. La cuenca del Niger es estudiada por FAURE (1961). SLANSKY (1959) estudia la cuenca de Dahomey y Togo y TESSIER (1952) y ELOUEARD (1959) el Senegal y Mauritania del Sur. La gran serie sedimentaria del Gabón es estudiada por HOURCQ y REYRE (1956) y DEVIGNE y REYRE (1957) señalando estos autores el gran desarrollo del carácter siderolítico en el Cretáceo superior. Por último BOSAZZA (1948) demostró la existencia en Africa del Sur de series caoliníferas en el Carbonifero y Cretáceo superiores.

1.2.1.3.- LA FACIES SIDEROLITICA EN AMERICA DEL NORTE.

También en este continente se desarrolla en épocas análogas a las de Europa y Africa. KELLER y col. (1953) describen yacimientos de "Flint-clays" en Missouri en el Pensilvaniense inferior. Las condiciones caolinizantes que imperan durante el Carbonífero son conocidas y los yacimientos explotados son numerosos: en Pensilvania (BOLGER y WEITZ, 1952), en Kentucky y Maryland, etc.

DUNCAN y HERON (1960) ponen de manifiesto la existencia de esta facies durante el Cretáceo inferior, en el Suroeste de los Estados Unidos.

No obstante, el gran desarrollo de esta facies en la América atlántica, se produce durante el Cretáceo superior y el Eoceno. Los yacimientos de Arkansas (GORDON y TRACEY, 1952) son un buen ejemplo de este desarrollo, al igual que los yacimientos de caolin de Georgia (KESSLER, 1952) y de Carolina del Sur, desarrollados sobre elzócalo Precámbrico.

MILLOT (1964, 1967) considerando todos los autores que han escrito sobre esta facies, hace un resumen general de sus características, así como de su genética. Indica que es una facies extremadamente diversificada, tanto en su estratigrafía como litología: lentejones de

arenas y arcillas, costras y corazas ferruginosas y bauxíticas, pisolitos, niveles silicificados, costras calizas, tierras refractarias, etc., con coloración diversa, blanco, amarillo, naranja, rojo y violeta. Observa que todos los autores están de acuerdo en cuanto a la génesis de la facies y la resume del siguiente modo: "Es de suponer que esta facies es el producto de remoción de grandes coberturas lateríticas tropicales, habiendo sufrido los materiales transportes más o menos considerables. Mineralógicamente está constituida esta facies por cuarzo y caolinita, como mineral de la arcilla, siendo ambos heredados".

1.2.2.- LA FACIES DE "ARENISCAS ROJAS".

Bajo este nombre se incluyen series que, generalmente, se encuentran despues de todas las orogenias, desde la Precambrica a la Alpina, incluyendo la Caledoniana y Hercinica, en gran número de países. CHOUBERT (1950, 1957) habló de "climas rubefactantes de acumulación".

Estan constituidas fundamentalmente por arenas rojas o arenas arcóscicas rojas, o bien se trata de series en que alternan las arenas, limos y arcillas predominantemente rojas. En cualquier caso, el mineral de la arcilla existente es la illita, acompañada en ocasiones de interstratificados, como minerales de degradación y de clo-rita, montmorillonita, vermicubita y caelinita en cantidades pequeñas (VAN HOUTEN, 1948; FALKE, 1954; DROSTE, 1955; SWINEFORD, 1955; HOOKS e INGRAM, 1955; MACKENZIE, 1957; KELLER, 1958; MILLOT y Col., 1961; PERRIAUX, 1961; VAN HOUTEN, 1961; LUCAS, 1962; KUBLER, 1963; RAUP, 1966 y CABALLERO, 1972).

Además de la existencia de illita, como mineral de la arcilla dominante en la fracción arcillosa, otras características litológicas de esta facies son la exis-

tencia de cantos rodados policristalinos y feldespatos, generalmente alcalinos.

Segun VAN HAUTEN (1961) existe una secular discusión en la interpretación de esta facies. Para unos, en función de sus características de aridez, se trata de facies de climas desérticos; otros, por el contrario, piensan en climas cálidos y húmedos de tipo tropical y, aun otros, se inclinan por los climas subáridos, subtropicales, templado-cálidos, etc. Las opiniones difieren, pero es probable que cada caso sea diferente y por tanto que toda la gama de climas sea posible.

Las interpretaciones extremas, ofrecen considerables dificultades:

- 1.- Las alteraciones desérticas, dan lugar a illita y clorita y respetan las plagioclasas, pero no se producen los productos de degradación ni la caolinita, no liberando tampoco hierro.
- 2.- Los productos de remoción de las formaciones lateríticas constituyen la facies síderolítica, que presenta como mineral de la arcilla dominante la caolinita y en la que los cantos rodados polieristalinos y los feldespatos están generalmente ausentes.

No obstante, estas dificultades pueden ser superadas, si se piensa en un mecanismo de alteración en que la tectónica desarrolla un claro papel junto con el clima.

MILLOT (1964) indica, a partir de los conocimientos sobre alteración, qué procesos pueden llevar a la formación de una facies con tales características mineralógicas y petrográficas.

- a) La humedad y el calor para dar lugar a la hidrólisis. Los ferromagnesianos se hidrolizan y evacuan hierro; las plagioclasas son destruidas rápidamente, liberando sus productos micáceos; los feldespatos alcalinos, son en su mayor parte, conservados; la clorita se hidroliza y la illita se mantiene o degrada fácilmente. Localmente puede formarse caolinita en los perfiles mejor drenados y montmorillonita en los bajos fondos mal drenados. Los trozos de roca inalterada dan lugar a los cantos rodados.
- b) La aridez y el calor como fijadores del hierro. Los complejos "hierro-materia orgánica" son oxidados y destruidos, el hierro se fija: la rubefacción se hace estable, tal como se

observa actualmente en los climas mediterráneos. Para muchos, la sequedad estacional explica todas las formas de aridez presentes en las arenas rojas.

A partir de esto, es lógico pensar en alteraciones que tienen lugar bajo un clima cálido, alternativamente seco y húmedo. Los autores siguientes han insistido sobre este tipo de clima: BARRELL (1908), RAYMOND (1927), GEZE (1947), VAN HAUTEN (1948), KRYNINE (1949, 1950), CHOUBERT (1950), DUNHAM (1953), FALKE (1961), ERHART (1962), JONES (1964) y MILLOT (1964, 1967).

Si se observa la potencia de las series rojas, sus figuras de sedimentación, frecuencia de formas fluviales o deltaicas, presencia de conglomerados, carácter arkosico, etc, se pone de manifiesto la existencia de relieves cristalinos, tectonicamente activos, lo que tras como consecuencia que el papel de la tectónica sea importante en la interpretación de esta facies.

Se puede pensar que la erosión, actuando sobre cadenas montañosas, que exponen al zócalo cristalino, en climas intermedios cálidos y con alternancias, dá lugar a la formación de arcosas. Siendo sincrónicas por otra parte, la erosión y la alteración, se puede explicar el

pequeño grado de hidrólisis y la amplitud y potencia de los depósitos. Según MILLOT (1967) es indispensable saber que los productos de alteración "maduros" son removidos después de producirse la alteración, mientras que para los poco alterados esto es imposible.

Así pues es claro que la tectónica juega un importante papel. Este hecho ha sido corroborado por los siguientes autores: BARRELL (1908), TOMLINSON (1916), KRYNINE (1935, 1950), CHOURBERT (1950), VAN HOUTEN (1961) y MILLOT (1964, 1967).

Para MILLOT (1967) la formación de las areniscas rojas, es pues, el resultado de un equilibrio entre la tectónica y la acción climática. De forma que si la tectónica disminuye o los climas se hacen más húmedos hay un mayor grado de alteración, pudiéndose llegar a la constitución de los mantos lateríticos y más tarde a la facies siderolítica; mientras que si la tectónica se exagera y los climas se hacen fríos o secos, las alteraciones se anulan o disminuyen considerablemente y con ello la erosión da lugar a productos inalterados, apareciendo entonces la facies de "areniscas rojas".

Este equilibrio permite una gran variedad de situaciones, puesto que se obtiene el mismo resultado, a partir de una tectónica intensa en clima de tipo tropical con alternancias, o por una tectónica mediana con clima subtropical o bien tratándose de una tectónica mediocre en clima mediterráneo con alternancias. Este equilibrio no es, por tanto, tan raro y por ello fácil de conseguir.

1.2.3.- LA SERIE MARGO-CALIZA.

En el grupo de sedimentos marinos, existen fundamentalmente tres series de características diferentes: La serie detrítica constituida por arenas que gradualmente pasan a limos y a arcillas; la serie margo-caliza, con arcillas, margas y calizas y la serie química alcalina, con neoformación de atapulgita, sepiolita y montmorillonita.

De ellas las dos últimas pueden tener relación con la facies siderolítica. MILLOT (1967) indica que "facies siderolítica y sedimentación química alcalina están encadenadas en el espacio y en el tiempo". Por otra parte, MILLOT (1964) observa que, aunque en pequeño grado, las neoformaciones son posibles en la serie margo-caliza.

Las características mineralógicas de la serie margo-caliza son bastante variables, no obstante, parece que la illita es el mineral dominante. Así, GRIM, LAMAR y BRADLEY (1937) estudiando calizas primarias de Illinois, encuentran la illita dominando en la mayor parte de los casos. MILLOT (1949) encuentra en las calizas secundarias de la Cuenca de París que la illita

es dominante, estando acompañada de clorita e interstratificados, salvo en algunas muestras que contienen montmorillonita pura. Indica que los minerales de tres capas representan entre el 80% y el 100% de la fracción arcillosa y que la caolinita se encuentra en pequeñas cantidades.

ROBBINS y KELLER (1953) estudian la fracción arcillosa de calizas y dolomias de Estados Unidos desde la era primaria hasta la actualidad; observan que la illita predomina, salvo en casos donde lo hace la montmorillonita; la caolinita está siempre subordinada.

Más recientemente RIVIERE (1953) señala que la mezcla más frecuente en los sedimentos es la mezcla illita-caolinita y que por tanto esta se encuentra también en las calizas. WEAVER (1958, 1959) a partir del análisis de varios miles de muestras, indica que la illita es mineral dominante en la mayor parte de los casos. No obstante, indica que hay otros componentes comunes que en algunas ocasiones son los dominantes y que por otra parte la illita es el mineral dominante en la mayor parte de los sedimentos.

WEAVER (1958, 1959) y MAUREL (1959) señalan que la composición mineralógica de las calizas es variable, existiendo diversos tipos de mezclas en las

que siempre existe la illita. BOSAZZA (1948) en Africa del Sur y RIVIERE (1953) en el Sahara describen series marinas con caolinita.

Por último LOPEZ AGUAYO (1971) en el Prebético de Jaén encuentran en dos series estudiadas distintas mezclas mineralógicas en las que siempre domina la illita.

Todos estos datos parecen indicar, que este dominio marino, en el que carácter químico está apenas esbozado, la composición mineralógica es función de los productos heredados del continente, que a través del tiempo y del espacio ha sido muy variable.

Ello nos lleva a pensar que es más lógico estudiar en esta serie las modificaciones que pueda producir el medio donde se produce el depósito, que la composición mineralógica inicial.

Esto se puede hacer de dos formas diferentes:

A partir del estudio de los minerales arcillosos en función de la paleogeografía y microfacies de una misma formación, o por el estudio de alternancias margo-calizas.

MERRELL, JONES y SAND (1957) estudian una formación calizo-arcillosa del Pensilvaniense de Utah, reconstituyendo la variación de la sedimentación en fun

ción de la forma de la cuenca. Encuentran que las variaciones de los minerales pesados están en relación con la cantidad de carbonatos. Observan además, que hay un cambio progresivo de los minerales arcillosos desde los bordes hasta el centro. Interpretan estas variaciones como producidas por la transformación del material heredado, bajo la influencia de las aguas marinas.

PETERSON (1962) al estudiar una serie carbonatada de Tennessee y TOOKER (1962) en una serie del Pensilvaniense de Utah llegan a parecidas conclusiones.

En resumen, a partir del estudio de los minerales arcillosos en función de la paleogeografía y microfacies de una misma formación se llega a la conclusión de que se producen transformaciones de los minerales heredados bajo la influencia del medio.

Cualquiera que sea el punto de vista desde el que se estudia este tipo de series, las conclusiones a que se llega según MILLOT (1964) son las siguientes:

1.- La herencia es el mecanismo fundamental.

Así, en su mayoría margas y calizas contienen simplemente los minerales heredados del continente próximo.

2.- Las transformaciones ocurren, pero hay que demostrarlas en cada caso, puesto que siendo el carácter químico pequeño serán ligeras, mientras las aguas no se carguen de iones, en cuyo caso las transformaciones son claras y se producen a partir de los minerales degradados del continente.

3.- Las neoformaciones, de poca importancia en el caso más detrítico, pasan, si las aguas se enriquecen en calcio, magnesio, sílice y eventualmente aluminio, a producir una clara sedimentación química con neoformación de minerales.

Creemos que es importante poner de manifiesto, que en ningún caso se hace mención por parte de ningún autor sobre el clima que debe regir durante los procesos de sedimentación de estas series. Esto nos indica que el clima no debe influir en este tipo de depósitos; a la vez que ayuda a explicar la variedad de mezclas mineralógicas que se encuentran.

Las características de los sedimentos con montmorillonita, sepiolita y atapulgita están clara-

mente expuestos por MILLOT (1964, 1967) sobre la base de los trabajos de diversas escuelas y a ellos remitimos al lector.

Nosotros trataremos unicamente de entresacar las condiciones en que se produce este depósito y su relación con la facies siderolítica. Es de nuevo MILLOT (1967) quien sintetiza los conocimientos existentes y compendia las condiciones en que ocurre este depósito. La escuela rusa piensa en un clima cálido, mientras que la francesa cree que el clima más propicio es de tipo tropical, donde se produce el esquema biostasiarresistencia (ERHART, 1956).

Desde el punto de vista tectónico, parece que estamos en periodos de gran calma, con poco o casi ningún aporte detrítico.

Estas condiciones de clima y tectónica son las que llevan a MILLOT a pensar que facies siderolítica y sedimentación química alcalina están encadenadas en el tiempo y en el espacio, de forma que mientras ocurre la leteritización se está produciendo la sedimentación química, que cesa en la fase de formación de la facies siderolítica.

**I.3.- MINERALES DE LA ARCILLA PRESENTES EN LAS CUEN-
CAS WEALDICAS ESPAÑOLAS.**

I.3.1.- MINERALES A 7 ² Å.

Dentro de este grupo mineralógico, en las cuen-
cas wealdenses, se encuentra fundamentalmente la caoli-
nita, por tanto nos referiremos exclusivamente a ella.

Posiblemente el primer estudio estructural so-
bre la caolinita fué hecho por HENDRICKS (1929), que a
partir de un agregado cristalino de caolinita de Ione,
California, indicó que los efectos de difracción son de-
bidos a una red tridimensional, con espaciado normal a
las superficies de exfoliación de aproximadamente 7,11 ² Å.

PAULING (1930) describe un esquema estructural
de tipo general para la caolinita (fig. I-2). Se trata
de una estructura en capas, con un espesor por capa de
7,11 ² Å. Estos resultados los obtuvo sobre la base de con-
sideraciones cristalquímicas, que aplicó también a las
micas, talco y pirofillita (PAULING, 1930 e) y a las clo-
ritas (PAULING, 1930 b). La composición global $2Al_2Si_2O_5$
(OH)₄ por celdilla unidad está conforme con la dada en
óxidos $Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$. Siendo importante resaltar que

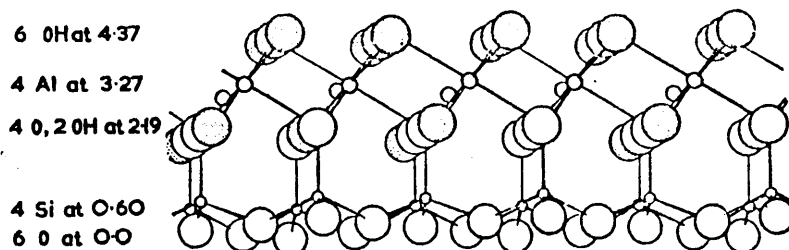


Fig. I - 2.- Estructura de la caolinita segun BRINDLEY y ROBINSON (1946a)

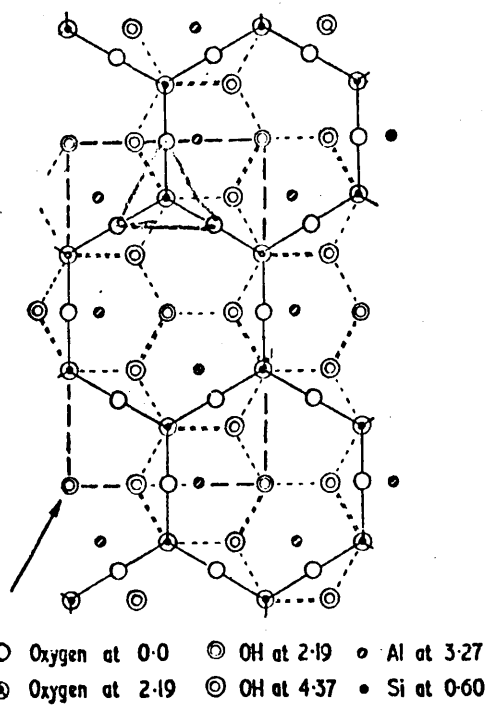


Fig. I - 3.- Proyeccion sobre (001) de la estructura de la caolinita, segun GRUNER.

en la estructura no hay moléculas de agua, siendo el agua de descomposición térmica resultado de una reacción química dentro de la estructura. Idealmente los átomos están situados en juegos paralelos, en los aniones oxígeno e hidróxido coordinados con los cationes Si^{4+} y Al^{3+} . Los iones silicio están rodeados por cuatro oxígenos (grupo tetraédrico) y los aluminios por grupos octaédricos de seis oxígenos e hidroxilos.

El análisis de la estructura de la caolinita, fué emprendido por primera vez por GRUNER (1932 a), que acepta una estructura monoclinica, sin haber obtenido pruebas de ello. ROSS Y KERR (1931) habían establecido que "la estructura era probablemente monoclinica" con una ordenación atómica probable semejante a la señalada por PAULING.

La estructura de GRUNER (fig. I-3) presenta un plano de simetría y se desarrolla por apilamiento de láminas de forma que los planos reflectantes coincidan. Queda el eje a paralelo a dichos planos, el eje b normal y el c inclinado respecto al plano ab. El ángulo depende del desplazamiento de las sucesivas láminas paralelas a a.

Esta estructura fué seriamente modificada por BRINDLEY y ROBINSON (1946 a), al realizar estudios más

detallados del diagrama de polvo, usando una cámara semi-focalizadora. Estos autores encontraron reflexiones que no eran explicables a partir de la celdilla monoclinica de GRUNER, indicando entonces que la celdilla podía ser triclinica con el angulo ligeramente desviado de los 90°. Un detallado estudio confirmó esta celdilla con los siguientes parámetros:

$$\begin{array}{lll} a = 5.15 \text{ \AA} & b = 8.95 \text{ \AA} & c = 7.39 \text{ \AA} \\ = 91.8^\circ & = 104.5-105^\circ & 90^\circ \end{array}$$

El análisis de la caolinita basándose en la estructura triclinica es mucho más fácil que el realizado por GRUNER. Esta celdilla tiene:

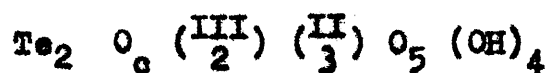
$$d(001) = c (1 - \cos^2 \alpha - \cos^2 \beta)^{1/2} = 7.15 \text{ \AA}$$

contiene solamente una lámina estructural y el análisis resuelve por sí mismo, desde dentro, la observación de la orientación correcta de la capa con respecto a los ejes a y b . Hay seis caminos para llegar a la lámina estructural conforme con las dimensiones de la celdilla, pero solo uno de ellos de la intensidad calculada de acuerdo con la observada.

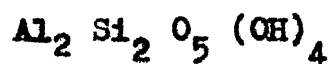
Aplicando la estructura de la dickita (BRINDLEY y NAKAHIRA, 1958 a), se pueden obtener para la caolinita datos de interés, así existe un mayor acuerdo entre las

intensidades calculadas y las observadas por rayos x y de otra parte se explican de forma más lógica los ángulos de la caolinita. Partiendo de esta estructura se explican igualmente las anomalías no previamente estudiadas.

Su composición química, corresponde a la de los minerales en dos capas que esquemáticamente responden a la fórmula:



En este caso y considerando todos los polimorfos de la caolinita la composición responde a la fórmula:



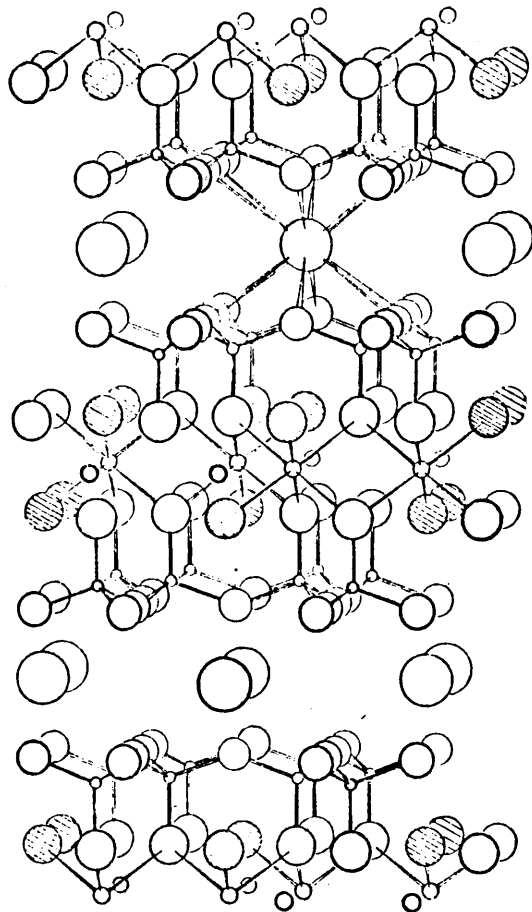
no existiendo prácticamente, posibilidad de reemplazamientos iónicos.

1.3.2.- MINERALES A 10 Å²

En este grupo se estudian las micas, haciendo una mención especial de la illita.

Los primeros análisis estructurales de las micas macrocristalinas, fueron la base de todos los análisis estructurales de los correspondientes minerales de la arcilla. La constitución química de las unidades estructurales fué determinada por MAUGUIN (1928), quién midió el tamaño de la celdilla de diversas especies de densidad conocida y estableció el número invariante de Oxígeno (más Fluor) de los grupos estructurales. PAULING (1930) estableció la naturaleza de la red laminar, de diversos silicatos, incluyendo las micas y dedujo las diversas secuencias de capas y los esquemas de coordinación. Un análisis detallado de la moscovita hecho por JACKSON y WEST (1930, 1933) independientemente, confirmó los principios de PAULING. Posteriormente HENDRICKS y JEFFERSON (1939) a partir de 100 especímenes de mica, establecieron la existencia y naturaleza de un polimorfismo complejo, basado en las orientaciones alternativas de sucesivas láminas iguales.

La figura nº I-4 representa la estructura de



**Fig. 1 - 4.- Estructura de la moscovita
segun BRINDLEY y MACEWAN (1953)**

un cristal de moscovita (segun BRINDLEY y MAC EWAN, 1953). La misma estructura adaptada a la composición de la flo-gopita se muestra en la figura nº I-5 (segun SMITH y YODER, 1956). Los diversos niveles Z, se toman partiendo de la capa magnesiánica que se considera como Z_0 . Con respecto a este plano de referencia, hay dos capas de seis oxigenos (incluyendo los hidroxilos) situadas respectivamente a $+y-$ Z_1 , que incluyen seis huecos octaédricos por celdilla unidad en dicho plano de referencia. De los seis huecos cuatro son ocupados por aluminio, o los seis por otros elementos de coordinación octaédrica. Por encima y por debajo de este paquete, hay seis empaquetamientos hexagonales abiertos de oxígeno por unidad, a $+y-$ Z_3 , que junto con los ocupantes del nivel Z_1 , definen dos juegos de cuatro huecos tetraédricos a los niveles $+y-$ Z_2 . Los lugares libres en las capas de empaquetamiento abierto se rellenan con dos iones grandes en los niveles $+y-$ Z_4 . La distancia Z_0 a Z_4 es exactamente la mitad del espesor de la celdilla. En el refinamiento de la estructura hecho por GATINEAU y MERING (1958), estos autores establecieron pequeñas variaciones de la coplanaridad entre los distintos niveles Z, pero cuya magnitud no invalida el esquema general. Este esquema idealizado es esencialmente equivalente al de los minerales montmorilloníticos, pero en las micas, siempre hay sustituciones usualmente de aluminio en los 1

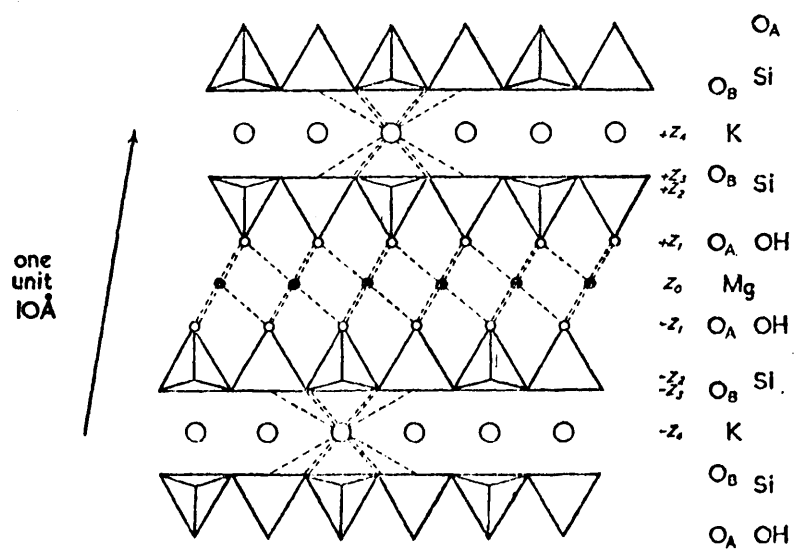


Fig. 1 - 5.- Proyección sobre (010) de la estructura de la flogopita, según SMITH y YODER (1956)

gares tetraédricos, lo que dá lugar a que el balance de cargas de la celdilla, sea neutralizado esencialmente por alcalis.

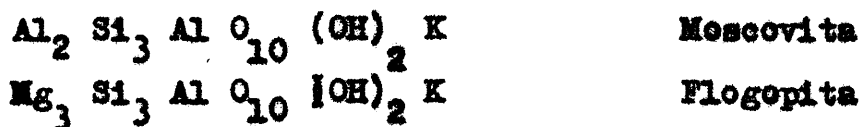
A partir de los trabajos de MAUGUIN (1930), se sabe, que la repetición, capa tetraédrica-octaédrica-tetraédrica, comporta 12 oxigenos, de ellos, dos estan ligados al hidrógeno para dar los grupos OH, la formula de la capa se escribiría pues $O_{10} (OH)_2$. Las valencias de estos oxigenos están compensadas por los iones positivos de las posiciones tetraédricas y octaédrica, ello da lugar a la existencia de cuatro posiciones tetraédricas y tres octaédricas, para la compensación.

WINCHELL (1925) habia establecido, estudiando la composición química del grupo de las micas, que las diferentes especies saturaban 12 iones negativos, con 7 ó 8 positivos. Llamó a las micas del primer grupo heptófilas y a las del segundo octófilas. La fórmula que propuso fue $X_2 Y_{2-3} Z_4 O_{10} (OH)_2$. En terminos de la estructura Y corresponde con los iones minerales en posición octaédrica STEVENS (1942 1945) propuso llamar "dioctaédricos" a los minerales con dos lugares ocupados y "trioctaédricos" o los que tienen ocupados tres.

A partir de estos datos, podemos representar la composición química bajo el siguiente esquema general:



En el caso particular de las micas se obtiene sustituyendo uno de los iones Si por un Al, con ello se libera una valencia, lo que crea una carga negativa en la superficie, carga que es compensada por un ión K en el espacio interlaminar. A partir de esto se obtienen dos tipos de micas:



En los casos en que los iones Mg ó Al son parcialmente reemplazados por otros aparecen términos intermedios. P. ej. la biotita en que el Mg es reemplazado por Fe.

Ilita.

Para los usos mineralógicos ideales, los minerales tienen una estructura que los caracteriza. Consiste en una celdilla unidad, que por traslaciones indefinidas constituyen el sólido en conjunto. Al mismo tiempo, se ha hecho notar que ninguna unidad estructural que comprenda parte de la superficie puede ser típica del conjunto, pero la mineralogía clásica se ha interesado en cristales de un tamaño

suficiente para que las celdillas atípicas en superficies contribuyan en tan bajo grado a las propiedades del conjunto, tales como, densidad, índices de refracción o composición química, que sus efectos no sean notados.

De los minerales de la arcilla, los del grupo de caolin tienen un tamaño de grano suficiente para estar de acuerdo con el criterio convencional, y los del grupo de la montmorillonita son característicamente de grano fino, por lo que todas las celdillas muestran el carácter atípico de superficie. El grado de las illitas es tal, que ambas celdillas, la típica y la atípica, son fracciones sustanciales del conjunto y los diversos medios usados para la observación valoran diferentemente el criterio con que ven los ambientes interior y de superficie. Los datos de difracción valoran mucho más los efectos para secuencias de celdillas típicas.

El término illita es aplicado solamente sobre la base del carácter esencialmente micáceo, de los materiales procedentes de la meteorización del grupo de las micas, sobre todo en el caso de que el material no sea especifica-
ble.

1.3.3.- MINERALES A 14 Å.

1.3.3.1.- GRUPO DE LA MONTMORILLONITA

La estructura, generalmente, más aceptada, es la propuesta por HOFMANN, ENDELL, y WILM (1933) y modificada por MARSHALL (1935), MAEGDEFRAU y HOFMANN (1937) y HENDRICKS (1942) y corresponde a la figura nº I-6. Se trata de la montmorillonita como miembro más estudiado de su grupo.

Se basa la estructura en la de la Pirofillita, de la que difiere solamente en la distribución de los iones constituyentes y en la superposición de las múltiples capas.

Así MAEGDEFRAU y HOFMANN (1937) sugieren que en la montmorillonita los planos están superpuestos completamente al azar, dando una estructura "turbostratic" (BISCOE y WARREN, 1942). Esta observación está basada en los diagramas de R-X de la montmorillonita, que muestran dos tipos diferentes de líneas: líneas simétricas, especialmente en altos espaciados (sobre los 10 \AA) y cuya posición varía con el contenido en agua de la especie y líneas invariables, marcadamente asimétricas, con un eje interior agudo y una caída gradual en intensidad en el otro lado. MAEGDEFRAU Y HOFMANN interpretan que las líneas del primer tipo se deben a los planos paralelos a las capas (planos basales), atribuyendo

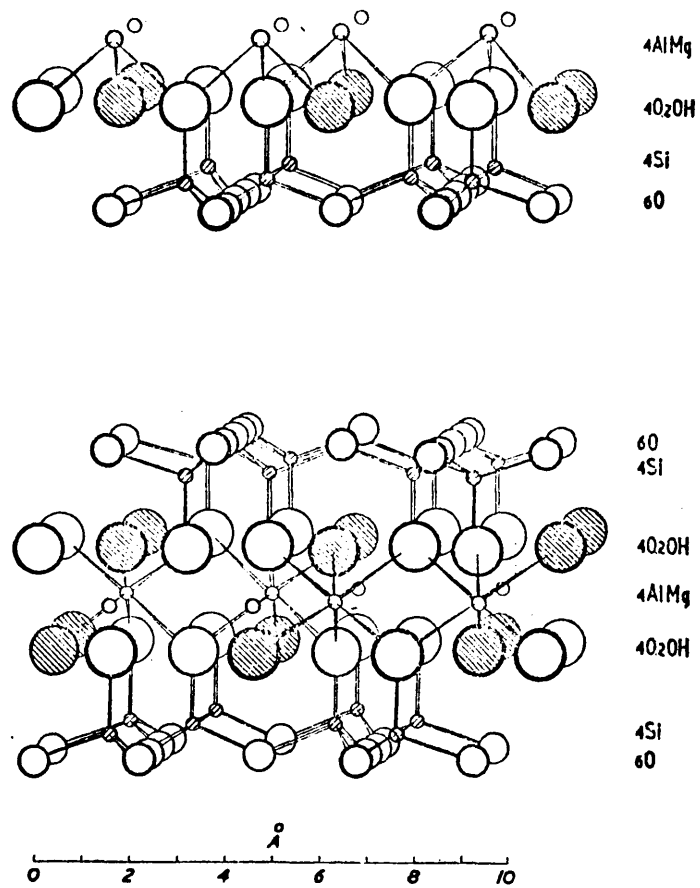


Fig. I - 6.- Estructura de la montmorillonita, según HENDRICKS y modificada por BRINDLEY y MACEWAN (1953)

su variación en posición a los cambios en la separación de las capas, por la penetración de moléculas de agua entre ellas. Señalan que la forma del segundo tipo de líneas es similar a la que aparece por difracción de una red bidimensional (LAUE, 1932) y señalan por último que los ejes internos de estas líneas se corresponden a las líneas hKO de la pirofilita.

ZVIAGIN y PINSKER (1949), a partir de los diagramas de difracción de electrones de muestras orientadas, concluyeron que la estructura es realmente monoclinica, con $\beta = 99^{\circ} 54'$. NAKAHIRA (1952) ha sugerido que la forma de las mencionadas bandas de difracción, puede ser explicada suponiendo que hay regiones de ordenamiento local, con desplazamientos al azar de múltiplos de $b/3$.

La sugestión de una estructura tipo pirofilita fué modificada por MARSHALL (1935) y HENDRICKS (1942), para poder explicar la gran capacidad de cambio de las montmorillonitas y de hecho, no hay duda de que tanto los cationes cambiables, como las moléculas de agua penetran entre las capas estructurales del mineral. Hay, por último, tres tipos de evidencias confirmadoras de este último hecho.

- 1.- La separación de las capas de montmorillonita, a una determinada presión de vapor de agua, de-

pende del catión presente.

2.- Si una montmorillonita se satura con un catión inorgánico y se seca, la separación resultante entre las capas varia con el catión y es mayor para cationes de mayor radio.

3.- Las montmorillonitas pueden ser saturadas con cationes orgánicos grandes, (incluyendo proteínas grandes separaciones entre las capas.

Puesto que los cationes tienen carga positiva, es natural suponer que deben compensar cargas negativas de las capas, particularmente en las micas tal carga existe y es neutralizada por iones K que se sitúan entre ellas. Para explicar la conocida capacidad de cambio, estos autores sugieren que las cargas negativas provienen del reemplazamiento del Al por Mg en las capas octaédricas, cada reemplazamiento dá lugar a una carga negativa. Esta idea explica igualmente la frecuencia de Mg en las montmorillonitas, siendo el porcentaje de un Mg por cada seis átomos octaédricos.

En otras montmorillonitas, tales como beidellitita, nontronita y saponita, un reemplazamiento de Si por Al en las capas tetraédricas puede ocurrir. Estas ideas están de acuerdo con los conocidos reemplazamientos de las micas

y otros minerales y con los análisis químicos de las mentmorillonitas.

EDELMAN y FAVEJKE (1940), expresaron que aceptar esta estructura era inadecuado, para explicar el hinchamiento intracristalino, suponiendo que este fenómeno se puede explicar por la presencia de grupos OH, ligados a los silicios de las superficies de la capa estructural. Propusieron por consiguiente invertir alternativamente un tetraedro SiO_4 . Sugiriendo que la capacidad de cambio es el resultado de la disociación de los OH ligados al Si.

Las síntesis FOURIER hechas a partir de los datos de R-X por BROWN (1950) y PEZERAT y MERING (1954) son incompatibles con esta teoría. EDELMAN (1947) la modificó suponiendo que solo algunos tetraedros están invertidos.

Por último, FRANZEN, MULLER-HESSE y SCHWIETE (1955), sugieren que la estructura no es centrosimétrica, suponiendo que las capas tetraédricas no están a ambos lados de la octaédrica, sino a un solo lado, formando una doble capa Si - O "como en el cuarzo". Esto significa que el "lado libre" de la capa octaédrica está constituido totalmente por grupos OH, como en la caolinita.

1.3.3.2.- GRUPO DE LAS CLORITAS.

Los parámetros de la celdilla unidad de diversas cloritas, fueron determinados por primera vez por MAUGUIN (1928, 1930), quien estableció una celdilla monoclinica, con base rectangular centrada, teniendo $a = 5,33 \text{ \AA}$, $b = 9,23$ en un plano de exfoliación y con $\beta = 97^\circ$. La altura de la celdilla unidad, $c \text{ sen } \beta$, es aproximadamente de $14,2 \text{ \AA}$. Este valor, partiendo de $\beta = 97^\circ$, implica un desplazamiento de las sucesivas capas de $- a/3$.

Un trabajo posterior (ROBINSON y BRINDLEY, 1948) ha demostrado que los desplazamientos son realmente $a/3$ dentro de la seguridad con que estas medidas pueden ser hechas. Prosigue que una orto-celdilla, con $c = 3 \times 14,2 \text{ \AA}$ también existe y puesto que $b/a = \sqrt{3}$, esta celdilla es ortogonal.

De las composiciones químicas MAUGUIN (1928), dedujo que las cloritas tienen 36 oxígenos, con una carga total de + 56.

Basándose en la composición química y en los parámetros de la celdilla unidad, PAULING (1930) sugiere que una unidad a lo largo del eje c , puede tener dos planos de Si (Al) -O (tetraedros), junto con dos capas octae

dricas completas, similares a la de brucita ($Mg(OH)_2$). Considerando las intensidades de las reflexiones 001, verificó que la estructura contenía una secuencia alternante de capas tipo talco y tipo brucita (Fig. n°

ROBINSON y BRINDLEY (1948) y BRINDLEY, OUGHTON y ROBINSON (1950) realizando diagramas rotatorios y oscilatorios, alrededor de la normal al plano ab (c recíproco), mostraron que las líneas difusas eran paralelas a c en la red recíproca. Los resultados indican que las capas estructurales están desplazadas más o menos al azar según el eje b en cantidades $nb/3$ cuando n es entero.

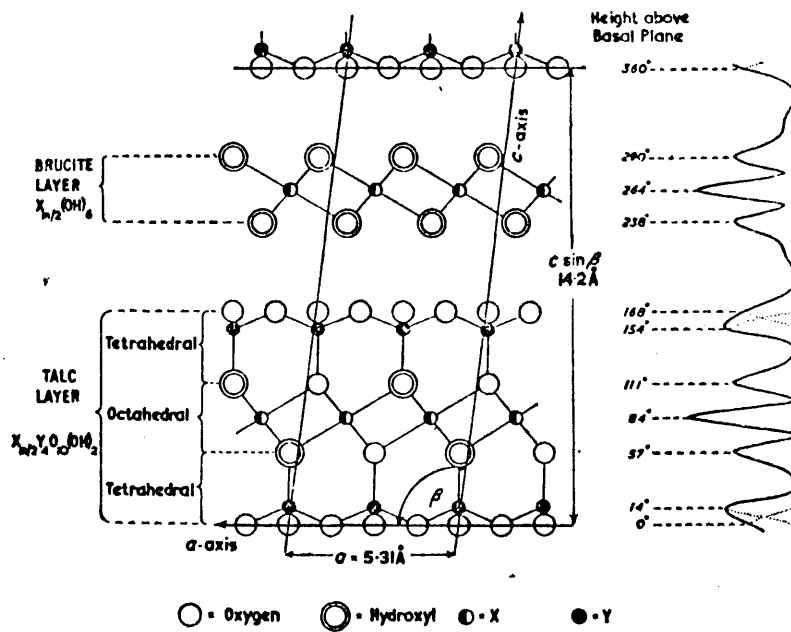


Fig. I - 8.- Proyección sobre el plano ac de la estructura de la clorita, según MC-MURCHY.

1.3.3.3.- GRUPO DE LAS VERMICULITAS.

Las primeras investigaciones sobre el grupo de las vermiculitas, se deben independientemente a KAZANTZEV y GRUNER (1934), usando diversos métodos de difracción de Rayos X.

KAZANTZEV indica que la celdilla unidad es análoga a la de la biotita, pero de mayores dimensiones, con el potasio parcialmente desplazado por hidrogeno y (Fe^3 , Fe^2) por Magnesio.

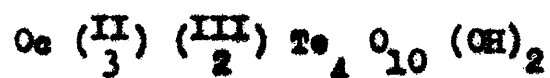
GRUNER, por su parte, indica que la estructura es la de un silicato laminar, parecido a la mica o el talco, que presenta entre las laminas moleculas de agua que ocupan una posición similar a la de la brucita en la estructura de las cloritas, dando como resultado un diagrama de difracción con ciertas similitudes.

HENDRICKS y JEFFERSON (1938 a) confirmaron las conclusiones generales de GRUNER, sugiriendo además, que las vermiculitas presentan el mismo tipo de orientación a lo largo del eje b que la moscovita, talco y pirofilita. Estos mismos autores (1938 b) propusieron una ordenación para las moleculas de agua interlaminares, basada en parte en el concepto de distribución tetraédrica de cargas respecto al oxígeno del agua en medio acuoso.

Los trabajos de GRUDEMO (1954), MATHIESON y WALKER (1954) y MATHIESON (1958) determinan, a partir de síntesis FOURIER Y PATTERSON, la estructura de una vermiculita magnésica, a la que corresponde el esquema de la figura nº I-7. MATHIESON y WALKER determinaron que las moléculas de agua están dispuestas a ambos lados de los cationes centrales, formando una capa situada a una distancia de $2,84 \text{ \AA}$ de la superficie de óxigenos de las capas silicatadas y que los iones magnesio ocupan el centro de los octaedros cuyos vértices están formados por las moléculas de agua.

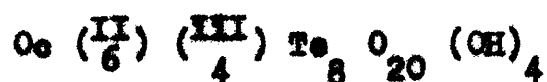
1.3.3.4.- COMPOSICION QUIMICA.

Tanto la montmorillonita, como la clorita, son minerales con tres capas, y por ello, como en el caso de las micas, responden al esquema general:



El grupo de la montmorillonita que está constituido por minerales de composición química tan diferente, fué clasificado por ROSS y HENDRICKS (1945). Su fórmula química, se deduce de la formula general, a partir de las sustituciones en las capas tetraédricas y octaédricas.

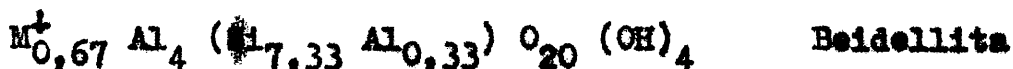
Para estar de acuerdo con las fórmulas habitualmente utilizadas, los coeficientes del esquema general se han multiplicado por 2:



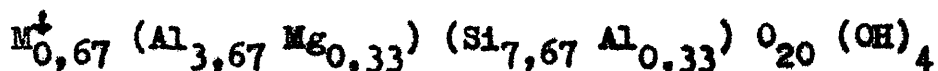
Se distinguen dos grandes grupos:

Grupo dioctaédrico: $\text{Oe} \left(\frac{\text{II}}{4} \right) = \text{Al}_4 \text{ ó } \text{Fe}_4$.- Se observan sustituciones de una parte del Si por Al y del Al en posición octaédrica por Mg; obteniéndose la serie

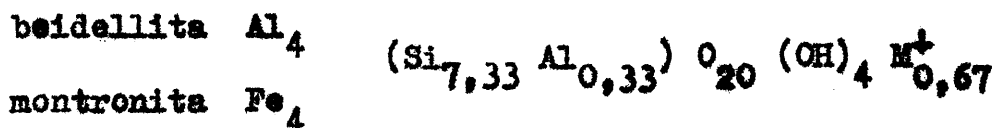
Montmorillonita-Beidellita.



En esta serie las sustituciones dan lugar a la aparición de cargas negativas en los octaedros y en los tetraedros. La suma es igual a $-0,67$ que se compensa con cationes positivos interlaminares. El paso de montmorillonita a beidellita, supone el paso de la diferencia de carga. GREEN-KELLY (1955), propuso dividir esta serie en dos, cada una de las cuales estaría caracterizada por el punto de aplicación del máximo de carga. El mineral intermedio seira:



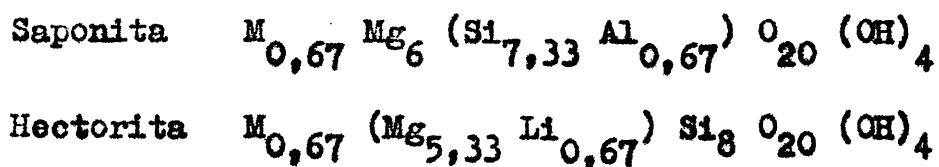
Si se reemplazan en los octaedros el Al por Fe, se obtiene la serie beidellita-monttronita.



observándose que este reemplazamiento no introduce variación de carga en los octaedros.

Grupo trioctaédrico: Oc ($\frac{\text{II}}{6}$) Mg (Li, Fe, Ni...).

Los minerales que constituyen la serie en este grupo son:



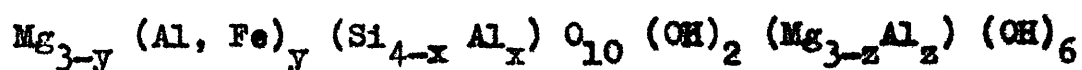
Como en el caso anterior un término presenta el máximo de cargas en los tetraedros y el otro en los octaedros.

No parecen que existan series continuas de montmorillonitas trioctaédricas, pero sí deversas especies: stevensita (FAUST, HATHAWAY y MILLOT, 1959), lebergita (SUDO, 1943), etc. ROSS (1960) dió una lista de los minerales más típicos del grupo de las montmorillonitas.

El grupo de las cloritas también responde a la fórmula general de silicatos laminares en tres capas.

La sustitución de Si por Al en las capas tetraédricas, crea una carga negativa, que se compensa en la capa brucítica interlaminares y en las capas octaédricas. En ambos casos el ión Mg se sustituye por un ión trivalente, generalmente Al ó Fe.

La fórmula general de las cloritas es del tipo siguiente:



$$x = y + z$$

La variación del tipo y cantidad de iones que sustituyen al Mg, dá lugar a una gran variedad de cloritas, para las que se han propuesto diversas clasificaciones. Las principales son:

TSCHERMAK (1890, 1891) que las clasifica en dos poles:

Antigorita	$3\text{MgO}, 2\text{SiO}_2, 2\text{H}_2\text{O}$
Amesita	$2\text{NgIm Al}_2\text{O}_3, \text{SiO}_2, 2\text{H}_2\text{O}$

ORCEL (1927) que define los grupos principales a partir de la relación $S = \text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ y los grupos secundarios a partir de: $f = \text{FeO}/\text{MgO}$, $a = \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{Al}_2\text{O}_3$ y $e = \text{Cr}_2\text{O}_3 / \text{Al}_2\text{O}_3$.

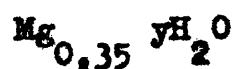
ORCEL, CAILLERE y HENIN (1952), dan una clasificación en función de la estructura, utilizando la variación de los coeficientes x e y de la fórmula.

HEY (1954) utiliza además del factor x un factor $R = \text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$.

Todas las cloritas son trioctaédricas, si bien en teoría, es posible la existencia de las dioctaédricas, que han sido previstas en las tablas (BRINDLEY y GILLERY, 1956). No obstante, estas cloritas no se han encontrado puras, aunque sí se ha señalado la existencia de hojas cloríticas dioctaédricas formando parte de interstratificados (OBENSHAIN, 1955; BROWN y JACKSON, 1958). CAILLERE y

col. (1962) señalaron la existencia de una clorita aluminica en las bauxitas de los Pirineos orientales. De cualquier forma estos ejemplos confirman su extrema rareza.

La formula tipo de las vermiculitas se obtiene reemplazando iones silicio por iones aluminio en la capa tetraedrica:



Los magnesios en posición octaédrica pueden ser parcialmente reemplazados por Fe^3 , Fe^2 , Al, Ti... El coeficiente x, numero de aluminios que reemplazan al silicio en los tetraedros, varia entre 1 y 1,33, lo que significa que: $1/3 \text{ Al/Si} \quad 1/2$. Esta carga, así creada, es compensada parcialmente por los iones interlaminares Mg, con $2 \times 0,35$ valencias, rodeados por 4,5 moléculas de agua aproximadamente.

Todas las vermiculitas bien cristalizadas, con grandes cristales, son trioctaédricas. No obstante el estudio por Rayos X de vermiculitas microscópicas, ha puesto de manifiesto, que las mas finas pueden ser dioctaédricas (WALKER, 1957; MARTIN VIVALDI y SANCHEZ CANAZANO, 1961).

1.3.4.- LOS MINERALES INTERESTRATIFICADOS IRREGULARES.

A partir de los trabajos de GRUNER (1934) y de HENDRICKS y JEFFERSON (1938) que al estudiar la estructura de la vermiculita descubren la existencia de interestratificados compuestos regularmente por láminas de biotita y vermiculita alternantes, se abre en la mineralogía de las arcillas un campo de posibilidades para el descubrimiento de numerosas combinaciones. De hecho, numerosos minerales mal definidos, fueron reconocidos como tales interestratificados. Así, la bravaita es un interestratificado illita-mentmorillonita (NAGELSHGIDT, 1944; BRADLEY, 1945), la Rectorita un interestratificado pirofilita-vermiculita (BRADLEY, 1950).

El desarrollo de los métodos de determinación mineralógica, en especial el uso del difractor de Rayos X, hizo posible que fueran reconocidos nuevos interestratificados. SCHMELL y JACKSON (1956) los describen en suelos y WEAVER (1956) estima que se encuentran aproximadamente en el 70% de los sedimentos.

MAC EWAN (1949) describió tres tipos de interestratificaciones posibles:

- a) Interestratificados regulares
- b) Interestratificados irregulares

c) **Interestratificación con segregación en zonas homogéneas de cristalitos de una misma especie.**

De estos tres tipos, los edificios presentes en la facies Wealdense de España, son los interestratificados irregulares y a ellos se dedicará toda la atención. Estos edificios están formados de manera irregular, al azar, sin que exista una ley determinada de repetición, es decir, no existe periodicidad a lo largo del eje g . No se trata por tanto, de verdaderos minerales, ya que en ellos está ausente la red tridimensional.

Generalmente están formados por láminas de dos tipos, apiladas sin orden, estando caracterizados por la proporción en que se encuentran las láminas de una de los componentes, KLUBER (1959) y LUCAS (1962) definen el tipo de interestratificación, como el porcentaje de láminas de uno de los componentes, refiriendolo a 100 obtienen que este tipo, que denominan α , varía entre 0 y 1.

Para estos edificios no es lógico dar un nombre particular, puesto que son por definición interestratificados mal definidos. Por tanto, conviene utilizar una nomenclatura descriptiva que con el menor número de palabras o números, indique de una forma precisa la composición. En el presente trabajo se utilizará la combinación de los

siguientes signos y letras: 10_I , 14_C , 14_V , 14_H . Refiriéndose a un ejemplo se escribirá para una interestratificación irregular formado por illita y por montmorillonita la expresión (10_I-14_M). Se trata de una variación del sistema propuesto en Londres en el que el nombre de los minerales se reemplaza por el espaciado más característico de los mismos.

El estudio por Rayos X de todos los minerales interestratificados fué abordado por HENDRICKS y TELLER (1942) y por MERING (1949). Los primeros estudiando el caso más general de un apilamiento indefinido de láminas, en el que no interviene la noción de partícula. El segundo, abordando el problema del cálculo "del efecto resultante de diversos apilamientos independientes formados cada uno de ellos por un número finito de laminas M, suponiendo que este número es el mismo para todos los apilamientos y que las capas son idénticas".

En ambos casos, se trata de estudiar el desorden en el apilamiento de las capas, cualquiera que sea su naturaleza, interesándose por los interestratificados formados por láminas de diferente espesor, los formados por láminas de igual espesor pero con traslaciones desordenadas paralelas a las láminas, etc.

MAC EWAN, RUIZ AMIL y BROWN (1961) limitan el problema al caso de los minerales interestratificados de

la arcilla.

Todos estos trabajos llegan de manera matemática a la formulación de ecuaciones, que sirven para determinar la posición e intensidad de un edificio o recíprocamente para calcular la composición si se conoce de la curva de difracción. Formulan dos resultados importantes:

- 1.- Las reflexiones observadas son anormales y se reconocen, porque no se les puede atribuir un índice racional.
- 2.- La reflexión fundamental $d_{(001)}$ de un interestratificado formado por láminas A y B, está comprendida entre $d_{(001)}$ de A y $d_{(001)}$ de B. Pasando de $d_{(001)}$ A a $d_{(001)}$ B cuando el porcentaje de interestratificación de B en A pasa de 0 a 1. Esta variación no es lineal. MAC EWAN y col. (1961) dan las curvas de variación $d_{(001)} = f(\quad)$, calculadas a partir de las formulas de diferentes autores.

En la práctica estos datos generalmente no son aplicables a las rocas arcillosas, Así, las formulas de HENDRICKS Y TELLER y de MERING solo pueden aplicarse si "los espesores de los dominios ordenados (succe

siones AAA y BBB de láminas diferentes) se reparten según una ley exponencial...". En las interestratificaciones naturales no se sigue tal ley y por ello estas formulas no son aplicables (MERING, 1962).

Se pueden obtener resultados precisos utilizando el método de inversión de FOURIER para el conjunto de reflexiones (001), pero para ello es preciso obtener diagramas ricos en picos bien definidos.

La determinación práctica por rayos x de los interestratificados irregulares, se realiza por el método de MERING (1949) cuyo fundamento es el siguiente:

Se lleva sobre una recta los vectores recíprocos repetidos $S_1 = 1/d_1$ y $S_2 = 1/d_2$, es decir, se sitúan las reflexiones de los minerales simples A y B, tal como son registradas, uniéndose por una línea más gruesa las reflexiones más próximas, cualquiera que sea su orden, de esta manera quedan determinadas las regiones en las que se producirá la reflexión. En cada una de estas zonas, aparece una reflexión única que reemplazará a las dos primitivas.

Se observan dos hechos que conviene señalar:

- a) Los nudos aislados, permanecen inmóviles, variando en su forma e intensidad;

cuando pasa de 1 a 0, disminuye y desaparece sin desplazarse.

- b) El desplazamiento de un pico entre su dos extremos no es lineal: las curvas que representan la posición de este pico en función de fueron calculadas por BRONW Y MAC EWAN (1951).

No obstante, podemos admitir "que en primera aproximación, no se comete un error grande si se considera que el desplazamiento se realiza linealmente, a partir de la posición de uno de los constituyentes puros, hacia la posición del otro, en función de la proporción de ambos" (MAC EWAN, RUIZ AMIL y BRONW, 1961).

Esto dá lugar a una formula simple:

$$d_m = d_A + (d_B - d_A) \text{ (KUBLER, 1960)}$$

que permite determinar rapidamente el porcentaje de interestratificación de B en A.

Estos datos aplicados a los edificios interes tratificados irregulares, nos daran la forma de los picos, esencialmente del primer pico, que es el que normalmente se encuentra.

Así, cuando el desorden solo existe a escala de la partícula, todas las partículas darán la reflexión en un mismo punto, siendo por tanto éste relativamente estrecho y además la posición nos indicará el porcentaje de interestratificación. Mientras que si el desorden se presenta a escala del conjunto, cada cristal presentará un valor diferente de . Con lo que el pico representa una elevación brusca del fondo, cuya forma es función de la variedad de edificios desordenados presentes.

II.- ANTECEDENTES BIBLIOGRAFICOS SOBRE LA MINERALOGIA DE LAS ARCILLAS DE LA FACIES WEALDENSE ESPAÑOLA.-

No existe en la bibliografía ningun trabajo científico, sobre la mineralogía del wealdense español. Es decir, que en ningun momento se ha estudiado la facies Wealdense desde el punto de vista mineralógico, como tal facies, prescindiendo de la importancia económica que esta pueda tener.

En cambio, como veíamos al comienzo del capítulo anterior, el conocimiento estratigráfico, paleontológico y tectónico, al menos de ciertas zonas, es bastante completo y ha sido revisado en el curso de este siglo por diferentes autores.

Gracias al hecho de que algunas zonas, en las que está presente esta facies, tienen relativa importancia económica en la explotación de arenas de cuarzo y de caolín, los trabajos científicos relativos al estudio mineralógico de los yacimientos, son algo más abundantes y constituyen los únicos antecedentes mineralógicos que poseemos.

La primera referencia a los yacimientos existentes en esta facies, se debe a CALDERON (1910) que indica erróneamente que las explotaciones que se extienden a lo largo del valle del Turia son de edad Terciaria. SCHLOSSER (1919) los situa también equivocadamente en el Pontienense.

MARTINEZ SORIANO (1925, 1933) en su estudio de los yacimientos de la provincia de Valencia, es el primero que los situa en el Cretáceo inferior, basándose en la presencia de "Hipurites organisans". Genéticamente supone que son producto de la meteorización de granito en el mar Cretáceo, siendo el resultado de la caolinización de feldespatos después de la sedimentación. Calcula que el porcentaje de caolín en los niveles de arenas oscila entre el 5 y el 20%. ROYO GOMEZ (1926) y BRINKMANN (1948) confirman la datación de estos yacimientos, que son definitivamente asignados a la facies Wealdense.

MENDIZABAL (1941) indica que los yacimientos de la región Castellano-Riojana pertenecen al Wealdense y que en ellos la explotación principal es la sílice y como subproducto el caolín, que representa del 5 al 10% del contenido de las arenas.

HERNANDEZ SAN PELAYO (1941) estudia en Asturias, algunos horizontes de caolín de potencia variable (varios decímetros a un metro) situandolos en el Cretáceo. Indica que están compuestos por arenas que contienen caolín, hierro y manganeso. Como hipótesis genética sugiere la caolinización de diques eruptivos (diabasas y porfidos).

FERRER OLMOS (1964) estudia de nuevo los yacimientos caoliníferos de la provincia de Valencia. Indica que las arenas caoliníferas están constituidas por una mezcla de granos de cuarzo, con feldespatos en descomposición y en ocasiones con láminas de mica, agregando que cualquiera que sea el origen de esta formación, hay que admitir que se produjo la sedimentación al estado de cantos rodados y que posteriormente ocurrió el proceso de caolinización, que aún persiste en la actualidad.

Dicho autor utilizando el sistema de LEGRAND y NICOLAS (1959), consistente en el uso de un diagrama que representa en ordenadas el logaritmo de la intensidad de la reflexión (001) y en abscisas la razón $S/h_{(001)}$ y en el que aparecen tres grupos de caolín genéticamente diferentes, observa que los caolines de esta región están agrupados muy cerca del grupo I (caolines hidrotérmales) con lo que llega a la conclusión de que todos ellos son del mismo origen, que supone hidrotermal, hecho que dice se

confirma con los datos de campo.

En el año 1968, MARTIN VIVALDI, con motivo del XXIII Congreso Internacional de Geología, celebrado en Praga, estudia los caolines españoles, estableciendo varios grupos, entre ellos el grupo que denomina "Tipo Cordillera Ibérica", que corresponde a los yacimientos Wealdenses. Genéticamente indica que son de origen sedimentario, siendo su área fuente las rocas cristalinas de la Meseta y Cordillera Ibérica. Sugiere para su formación un proceso de alternancia biostasia-rexistasia, bajo un clima tropical, que explicaría la alternancia de capas arenosas y capas limo-arcillosas. El aumento de caolín hacia los niveles superiores, le hace suponer que hay una intensificación de los procesos pedológicos, coetánea de la senilidad de los relieves. Por último, indica, a partir de los datos obtenidos, que la hipótesis hidrotermal es evidentemente incorrecta.

LOPEZ AGUAYO, GALAN HUERTOS y MARTIN VIVALDI (1971) estudian la génesis de dos yacimientos de la provincia de Valencia. Basándose en la composición mineralógica y en el ritmo de sedimentación observado a escala regional, establecen, que se trata de una formación sedimentaria, que proviene de la decapitación de sucesivos perfiles la-

teríticos a partir de un proceso de biostasia-rexistasia en un clima de tipo tropical.

GALAN HUERTOS, MARTIN VIVALDI y LOPEZ AGUAYO (1971) estudian la mineralogía y génesis de las arcillas del sector SE de la Cordillera Ibérica, llegando a los mismos resultados antes expuestos. Realizan una correlación estratigráfica basada en el politipismo de la caolinita, observando que el grado de orden de la misma, está en relación con la posición estratigráfica.

LOPEZ AGUAYO (1971) por último, en un estudio sobre algunas series de la Prebética de Jaén, indica que las series Wealdenses, en conjunto, corresponden a facies siderolíticas, aunque en determinadas zonas estén influenciadas por la sedimentación química alcalina.

III.- MÉTODOS EXPERIMENTALES.

Consideraremos en este capítulo, los métodos experimentales de laboratorio, que hemos utilizado para la determinación mineralógica de las muestras estudiadas. Por tanto, no se hablará de los métodos usuales de campo, utilizados para la realización de las correspondientes columnas estratigráficas y para la toma de muestras.

Han sido cuatro, las técnicas que se han aplicado para realizar el estudio mineralógico de las muestras, a saber:

- III.1.- Difracción de Rayos X.
- III.2.- Análisis Térmico Diferencial.
- III.3.- Microscopía electrónica.
- III.4.- Microscopía de polarización.

Preparación de las muestras.

Para el estudio de las muestras, se ha realizado la separación de la fracción menor de dos micras y fracciones arena, estas últimas en los casos convenientes.

Para ello 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.

III.1.- DIFRACCION DE RAYOS X.

3.1.1.- Homogeneización del catión de cambio de la fracción menor de dos micras.

La influencia del catión de cambio en la intensidad de las reflexiones basales (001) de la montmorillonita, fué puesta de manifiesto por DYAL y HENDRICKS (1952) y 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 la comparación de los resultados de difracción de rayos x evitándose los errores que el catión interlaminar introduce en la estimación cuantitativa. Por este motivo, se ha procedido a la homogeneización sistemática del catión de cambio de los minerales de la arcilla, en las muestras objeto de estudio, mediante adición del Cl_2Mg en exceso.

3.1.2.- Preparación de agregados orientados (A.O.) y tratamientos.

Se han realizado los agregados orientados, pre

parando una emulsión que se extiende sobre el porta con un pincel, dejándolos secar posteriormente en lámpara de infrarrojos.

Sistemáticamente se ha realizado la glicolación de los agregados orientados, poniéndolos en atmósfera de Etilenglicol a 60°C durante 48 horas. Se ha procedido también al calentamiento sistemático de los mismos a 550°C durante dos horas.

En determinados casos se ha realizado la formación del complejo caolinita-DMSO o caolinita-NMFA, para la determinación de este mineral en mezclas, poniendo el agregado en atmósfera de DMSO o NMFA a 80°C durante un tiempo mínimo de 48 horas.

3.1.4.- Análisis cuantitativo por difracción de rayos x de los minerales de la arcilla.

Los porcentajes que se dan para los distintos minerales de la arcilla en cada muestra, corresponden a la cantidad relativa que hay de cada uno de ellos, supuesto que en el difractograma solo existen estos minerales (100% de minerales de la arcilla), es decir, tomado sobre la base de determinar únicamente las relaciones cuantita-

tivas entre ellos. Por tanto, los datos cuantitativos que se dan no corresponden al porcentaje real de estos minerales en las muestras.

Todas las determinaciones semicuantitativas, se han realizado sobre los difractogramas de agregados orientados, tomando como base los poderes reflectantes obtenidos por MARTIN POZAS y Col. (1968) para los siguientes minerales de la arcilla:

Caolinita (7 \AA)	1
Ilita (10 \AA)	0,5
Montmorillonita (17 \AA).....	2
Clorita (7 \AA)	0,6

Sobre esta base y para la determinación de los porcentajes relativos de ilita y caolinita, se ha tenido en cuenta la variación del poder reflectante de la caolinita, con respecto a la ilita, según su politipo (SCHULTZ, 1958). Así para el politipo T la relación utilizada ha sido caolinita/ilita = 1/0,5 y para el politipo pm caolinita/ilita = 1/1, con valores intermedios para el caso de caolinita de politipo comprendido entre ambos extremos.

III.2.- ANALISIS TERMICO DIFERENCIAL.

Se ha estudiado la fracción menor de dos micras de diferentes muestras de cada una de las series. Se utilizó un equipo DELTA-THERM de la Technical Equipment Inc. compuesto por la unidad D-2.000, trabajando con termopares de cromel - alumal, en bloque de Inconel y a la velocidad de $10^{\circ}\text{C}/\text{m}$. Todas las muestras estudiadas fueron diluidas al 50% con Al_2O_3 calcinada, usándose esta misma alumina como inerte.

Se ha aplicado esta técnica, con objeto de completar el estudio de los minerales de la arcilla presentes en las muestras, fundamentalmente de las caolinitas, como mineral mayoritario. Para ello se ha realizado un detallado examen del efecto endotérmico principal que oscila en todos los casos entre 500° y 500°C . En los casos en que dicho efecto no está afectado por algún otro, correspondiente a los restantes minerales presentes en la muestra, se ha aplicado el método de BRAMAO y Col. (1952) para determinar el politipo presente. Este método se basa en la medida de la razón de pendientes del efecto. En condiciones experimentales y para distintas caolinitas esta razón varía entre 1 y 2,5 aproximadamente. Por otra

parte se ha utilizado la clasificación de politipos propuesta por GALAN HUERTOS (1972) deducida por difracción de rayos x, consistente en cinco politipos diferentes que van desde el tipo T, totalmente ordenado, al tipo pM, totalmente desordenado, con los grados intermedios T parcialmente desordenado, T-pM y pM parcialmente ordenado. No obstante, de acuerdo con este ultimo autor, al aplicar el método propuesto, solo se consideran tres politipos, caolinita T, cuando la razón de pendientes varía en el entorno de 1, caolinita T-pM en el entorno de 1,5 y caolinita pM para el entorno 2, en función de la inexactitud de las medidas en ATD.

En los casos de muestras, con mezclas mineralógicas que afectan la posición y simetría del efecto endotérmico principal de la caolinita, las curvas obtenidas, han servido para complementar los datos de difracción de rayos x.

III.3.- MICROSCOPIA ELECTRONICA.

Con objeto de estudiar la morfología y el tamaño de partícula de los minerales de la arcilla de las muestras, se han observado al microscopio electrónico algunas muestras, seleccionadas a partir de sus diagramas de difracción y ATD.

Se han utilizado los microscopios Philips, modelos M-200 y M-300, trabajando normalmente entre 14.000 y 23.000 aumentos, obteniéndose microfotografía de una muestra de cada serie. En todos los casos se ha observado la fracción menor de dos micras.

III.4.- MICROSCOPIA DE POLARIZACION.

Se ha estudiado la composición mineralógica de las arenas y areniscas, preparando láminas delgadas de las mismas. Para su observación se ha utilizado un microscopio de polarización Zeiss, modelo "Junior". En algunos casos se ha procedido a la tinción de las preparaciones con cobaltinitrito, con objeto de poder determinar los feldespatos presentes.

En la preparación de las arenas sueltas, se ha procedido a su compactación y endurecimiento con "stratilit", a fin de poder realizar el corte y pulido en la forma habitual.

IV.- MATERIALES, RESULTADOS EXPERIMENTALES Y DISCUSION.**INTRODUCCION.-**

En este capítulo se recoge toda la labor personal realizada, así como las discusiones, considerando las características propias de cada una de las cuencas. Se ha dividido el capítulo en cuatro secciones diferentes, en las que se recogen datos desde distintos puntos de vista, estas cuatro secciones son:

IV. 1.- Descripción general de las series.-

En esta sección se incluye una introducción de tipo geológico y geográfico para cada una de las cuencas, así como la descripción a grandes rasgos de las series que en cada una de ellas se han estudiado.

En cada una de las series se incluyen, una o dos figuras, que corresponden a la columna estratigráfica y al esquema geológico de los alrededores, este último siempre que exista labor cartográfica publicada.

IV. 2.- Difracción de rayos x y minerales de la arcilla de la facies Wealdense.- En esta sección se describe el comportamiento que frente a la difrac-

ción de rayos x, han tenido los minerales presentes en las muestras de la facies Wealdense. Con objeto de no incluir toda la labor de difracción, se describen varios ejemplos para cada uno de los minerales de la arcilla que se han determinado, realizándose la correspondiente explicación.

IV. 3.- Descripción mineralógica de las series.- Siguiendo el mismo esquema de presentación que en la sección IV. 1, se realiza la descripción mineralógica de las muestras de cada serie, dentro del marco de la cuenca a que pertenecen.

Cada serie es descrita muestra a muestra, indicándose el porcentaje relativo entre los minerales de la arcilla, deducido por difracción de rayos x. Así mismo, y para cada serie se incluyen las determinaciones realizadas por otras técnicas, fundamentalmente ATD y Microscopía electrónica. Por otro lado, se estudia el politipo de las sanditas presentes, así como su evolución.

Por último, para cada cuenca se realiza un resumen de los datos mineralógicos y una discusión de los principales caracteres que determinaron su indivi-

ESQUEMA DE LA DISTRIBUCIÓN DEL WEALDENSE EN ESPAÑA



Fig. IV-1

dualización.

IV. 4.- Discusión.- Corresponde a este apartado, el planteamiento y discusión de los resultados obtenidos, tanto desde un punto de vista general, como de los propios y específicos para cada una de las cuencas.

IV. 1.- Descripción general de las series.-

4. 1. 1.- CUENCA ASTURIANA

Se corresponde esta cuenca con la actual provincia de Asturias y constituye una unidad paleogeográfica independiente de la cuenca Norte, de la que quedó separada por un umbral que ocupó la actual zona de unión entre las provincias asturiana y santanderina.

En general, la facies wealdense de esta cuenca, es más groseramente detrítica, que la del resto de las cuencas españolas, se trata en la mayor parte de los casos de series de borde de cuenca, con gran cantidad de conglomerados y arenas con cantos de tipo grava, generalmente inmaduros, lo que implica un corto y rápido transporte desde el área fuente.

A excepción de la serie de Cabo Peñas (San

Pedro), el resto de las series estudiadas, están situadas, al sur de una línea que corresponde a una zona de fallas, que en conjunto hundien la parte sur de Asturias y en la que se desarrolla más constantemente el Cretáceo.

Todas estas series, por presentar un Cretáceo inferior o medio de tipo continental, son asimiladas a la facies wealdense, que en esta cuenca y en términos generales, se extiende hasta el Cenomanense o Senonense, si bien aquí se considerará la formación arenosa, hasta la aparición de los primeros tramos calizos, aunque se repitan de nuevo las arenas. Solo en el caso de la Serie de San Pedro (Cabo Peñas) la formación está perfectamente datada, puesto que sobre los tramos en facies Wealdense, reposan las calizas urgonianas con fauna Aptense.

Las series estudiadas están situadas en las hojas nº 29, 52, 53, 54, 30, 31 y 14 del M. T. N. a escala 1:50.000, provincia de Asturias.

Se han estudiado cinco series junto a algunos afloramientos de potencia menor, que representan el bor de de la cuenca de sedimentación.

Serie de Santianes

Serie de Manjoya

Serie de Cuerrias

Serie de Ozanes

Serie de San Pedro (Cabo Peñas)

DESCRIPCION DE LAS SERIES.-

Serie de Santianes (Figs. nº IV-2 y IV-3)

a) Localización geográfica: Long. 1º 52' 0'' W
Lat. 43º 23' 30'' N

b) Descripción.

El muro está constituido por calizas y margo-calizas azuladas de edad Jurásica.

Alternancia de arcillas limolíticas y arenosas con areniscas muy compactas, cores. 2 metros. Posiblemente Jurásico Superior.

Arcillas limosas muy compactas, veteadas en rojo y blanco, estratificadas en bancos. 3 metros.

Arcillas muy plásticas, grises a rojas. 2 metros visibles.

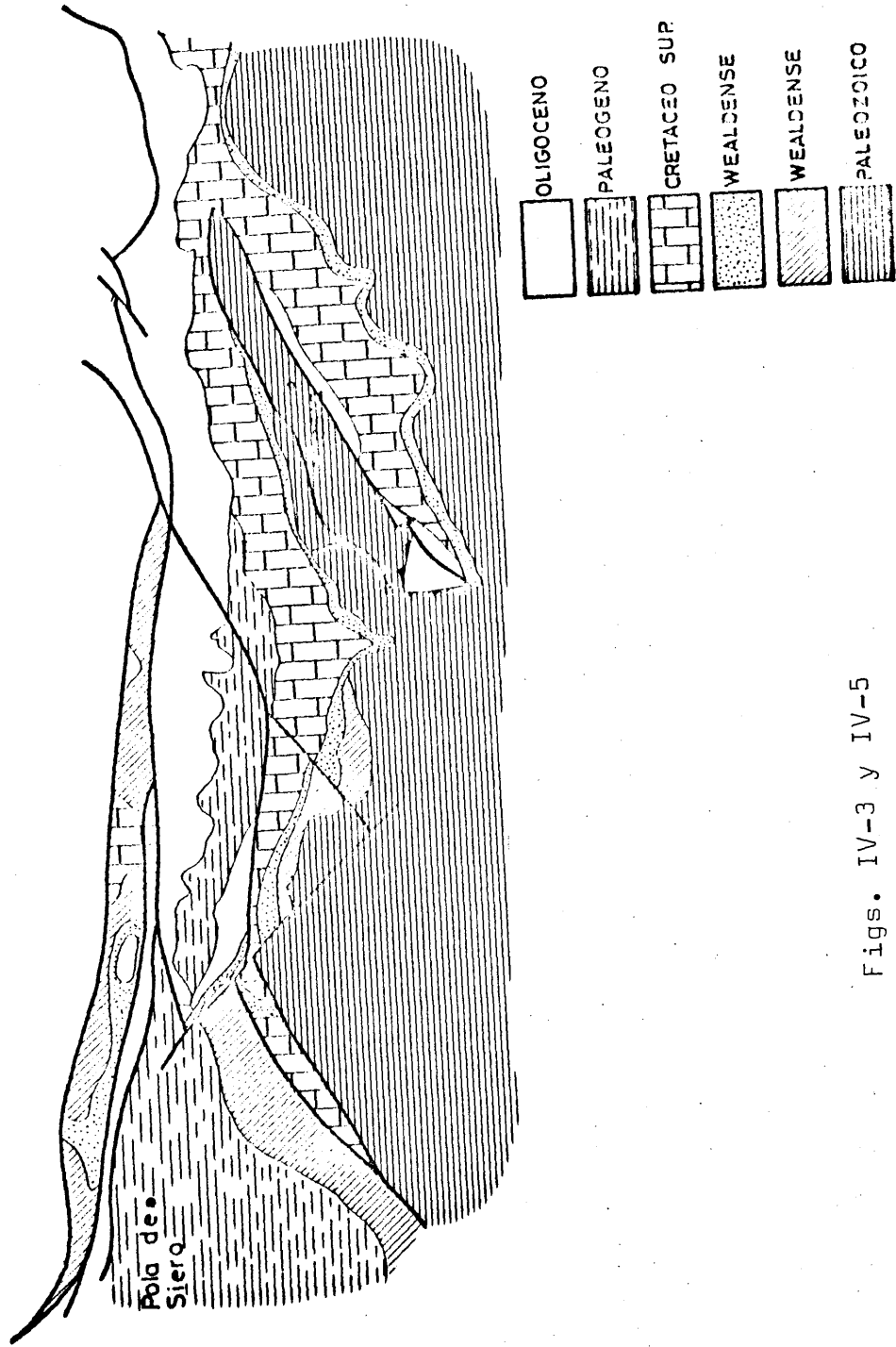
Arcillas blancas. 0,20-0,40 metros.

Conglomerado de cantos silíceos y matriz arcillosa. 1 metro.

Arcillas blancas, bastante limosas. 0,30 metros.

Conglomerados. 2 metros.

ESQUEMA GEOLOGICO DE LA ZONA DE SANTIANES Y CUERRIAS (ASTURIAS)
(Sintesis 1:200.000 IGME, 1970)



Figs. IV-3 y IV-5

Arenas amarillentas, micaceas. 0,40 metros.

Conglomerados. 2 metros.

Arcillas grises y violáceas alternando con arenas blancas. 1 metros.

Arcillas arenosas negras. 0,50 metros.

Arcillas con cantos embutidos. 0,20 metros.

Conglomerados. 1 metros.

Arenas amarillas, compactas. 0,60 metros.

Conglomerados de cantos cuarcíticos, con matriz arcillosa. 12 metros.

Arcillas negras. 0,50 metros.

Conglomerados. 1,20 metros.

Arenas amarillas, micaceas. 4 metros.

Arcillas blanquecinas limolíticas. 0,30 metros.

Serie de Manjoya (Figs. nº IV-2 y IV-4)

a) Localización geográfica: Long. 2º 10' 50" W

Lat. 43º 19' 5" N

b) Descripción.

Muro constituido por el Carbonífero.

Serie arcillosa, color negro, con pirita, nodulos de margas calcareas, ambar, restos de lignitos y fauna de Osteidos y Equinidos. 5 metros.

Arenas blancas, micaceas. 2 metros.

ESQUEMA GEOLOGICO DE LOS ALREDEDORES DE OVIEDO
(Sintesis 1:200.000 IGME, 1970)

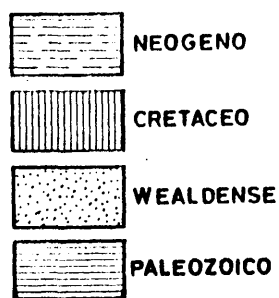
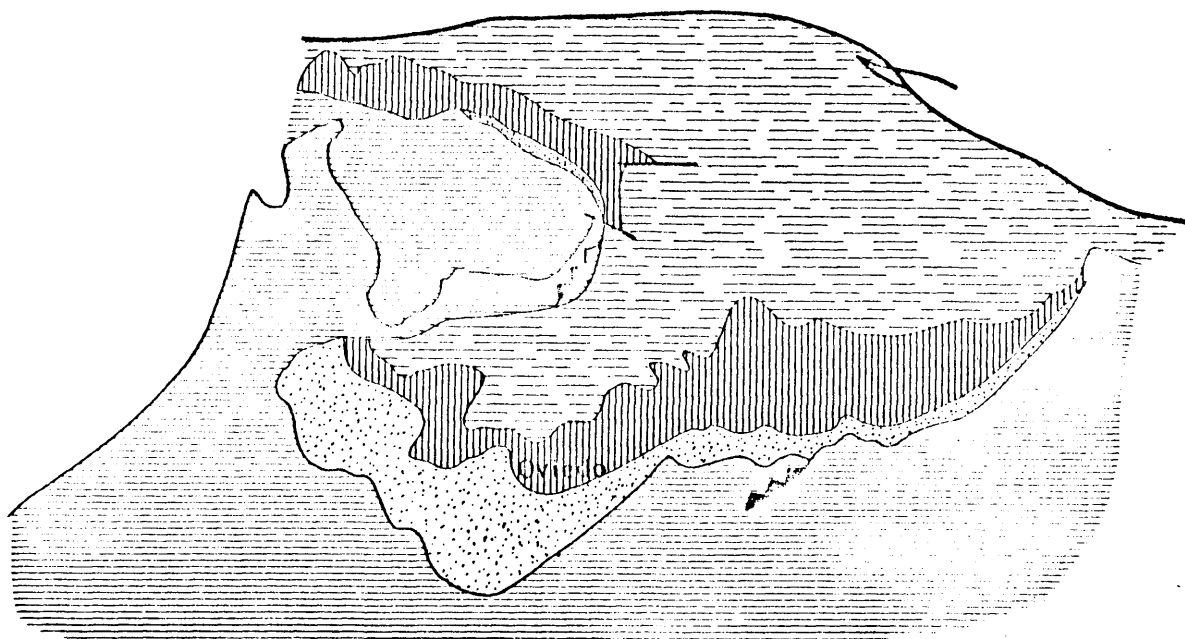


Fig. IV-4

Arcillas piritosas con nódulos calcáreos. 3 metros.

Arenas blancas con algunos lentejones de arcillas.
7 metros.

Zona no visible.

Arcillas grises micáceas. 3 metros.

Arenisca gris calcárea, micacea, con nodulos de limonita. 1,30 metros.

Arcilla gris-negra con nodulos de hierro y lechos de arenas micáceas blancas. 1 metros.

Arenisca gris calcarea, micacea, con nodulos de limonita. 0,70 metros.

Arcillas negras piritosas. 1 metros.

Arenisca gris calcarea, micacea, con nodulos de limonita. 0,70 metros.

Arenas micaceas limolíticas. 1 metros.

Alternancia de arcillas y areniscas. 10 metros.

Areniscas micaceas molasicas. 5 metros.

Calizas arenosas y areniscas calcareas. 1 metros.

Serie de Guerrias (Figs. nº IV-2 y IV-5)

a) Localización geográfica: Long. 1º 45' 10" W

Lat. 43º 19' 0" N

b) Descripción.

Sobre el Paleozoico, que constituye el muro afloran:

Arenas blancas y microconglomerados. 3 metros.
 Arenas amarillas, micaceas. 2 metros.
 Arenas arcillosas blancas. 3 metros.
 Areniscas calcareas y arcillas blanco-violaceas.
 8 metros.
 Arenas micaceas. 1,50 metros.
 Alternancia de arenas micaceas blancas y arcillas
 arenosas negras con nodulos de pirita. 1,50 metros.
 Areniscas calcareas micaceas. 4 metros visibles.
 Zona no visible.
 Areniscas calcareas en bancos de 0,5 metros. 3,50
 metros.
 Arenas arcillosas con restos carbonosos. 0,50 metros.
 Areniscas calcareas negras, compactas, en bancos
 de 0,50 metros. 6-8 metros.
 Arenas y arcillas blancas con nivles negros. 7 metros.
 Arenas blancas poco compactas.

Serie de Ozanes.- (Figs. nº IV-2 y IV-6).

a) Localización geográfica: Long. 1º 29' 50" W
 Lat. 43º 21' 10" N

b) Descripción.

Sobre el Paleozoico, que constituye en muro, se en
 encuentran discordantemente:

ESQUEMA GEOLOGICO DE LA ZONA DE OZANES (ASTURIAS)
(Sintesis 1:200.000 IGME, 1970)

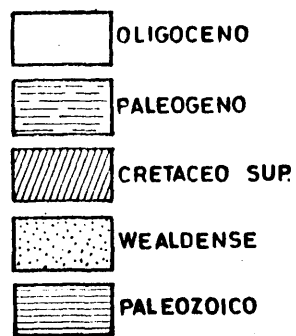
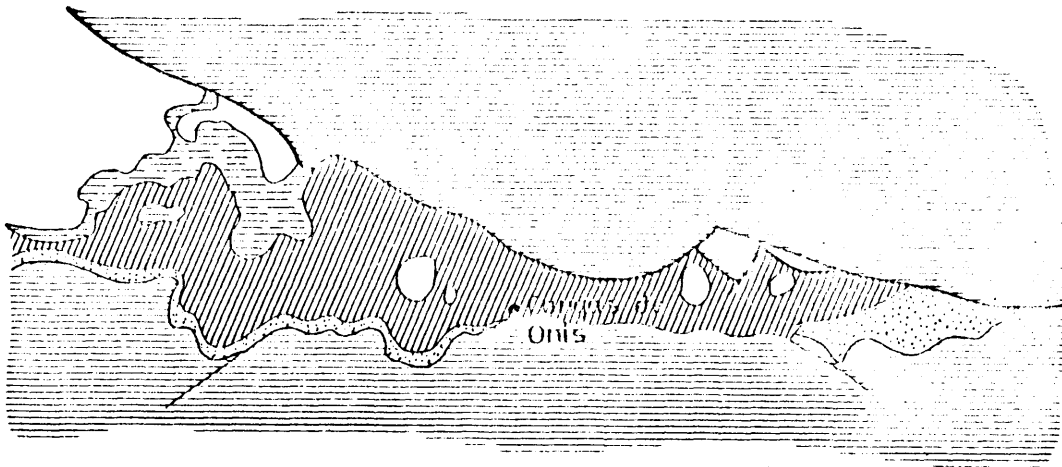


Fig. IV-6

Arenas arcillosas, alternando con arcillas negras.
10-15 metros.

Zona no visible.

Arenas y arcillas alternando. 6 metros.

Arenas amarillas, micaceas. 13 metros.

Arcillas rojas con glauconia. 5 metros.

Margas grises. 7 metros.

Calizas grises algo arenosas. 2 metros.

Calizas brechoideas. 4 metros.

Serie de San Pedro (Cabo Peñas). (Figs. nº IV-2 y IV-7).

a) Localización geográfica: Long 2° 05' 05" W

Lat. 43° 36' 10" N

b) Descripción.

Paleozoico constituyendo el muro de la serie.

Conglomerados de cuarzo, arenosos, con matriz de arcilla gris. Más de 10 metros.

Arenas con lentejones de conglomerado cuarcítico de cantos subredondeados a brechoideas y arcillas negras piritosas.

Arenas y arcillas en lentejones.

Conglomerado cuarcítico con matriz arenosa blanca muy abundante.

Arenas con intercalaciones de arcillas piritosas

ESQUEMA GEOLOGICO DE LA ZONA DE CABO PEÑAS (ASTURIAS)
(Sintesis 1:200000 I.G.M.E. 1970)

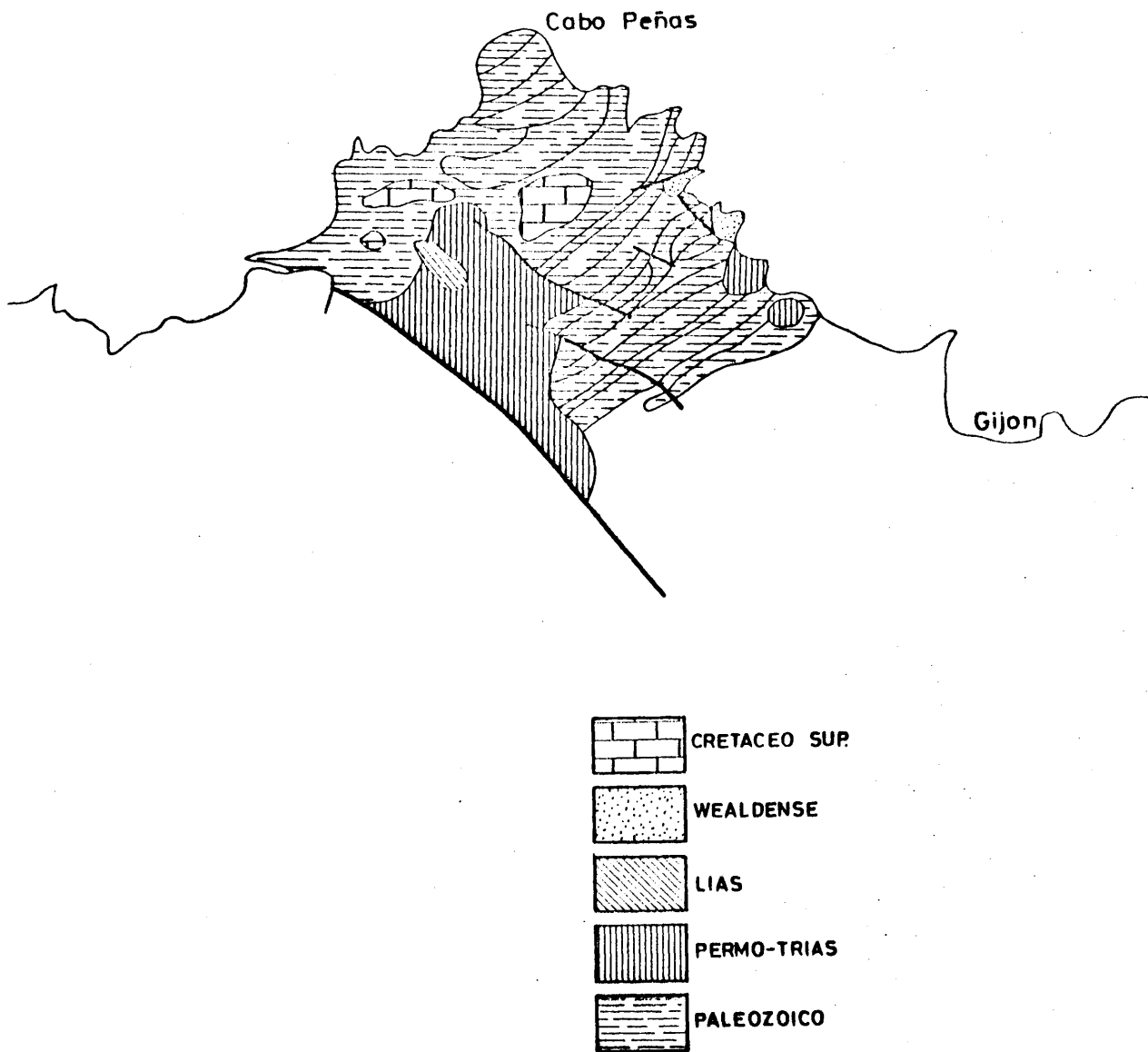


Fig. IV-7

negras.

Conglomerados de cantos cuarcitosos.

Arenas amarillas y arcillas negras.

Este conjunto representa una potencia no superior a los 25 metros.

Calizas margosas con Orbitolinas de edad Aptense.

4. 1. 2.- CUENCA NORTE

Se consideran como cuenca norte, los depósitos Wealdicos que se extienden por las provincias de Santander, Palencia y León, influenciados directamente por la cordillera Cantábrica, así como, los que se extienden por la zona norte de las provincias de Burgos y Soria (Oeste de la Sierra de la Demanda), cuyas zonas de influencia no están perfectamente delimitadas.

Las series estudiadas están localizadas en las provincias de Santander y Burgos. De ellas, cuatro corresponden a la provincia de Santander, hojas 57, 82, 84 y 60 del M.T.N a escala 1:50.000 y una a la provincia de Burgos, hojas 276 y 277 del mismo mapa.

En conjunto las series de la provincia de Santander corresponden al centro de la cuenca, en los puntos en que el Wealdense está mejor y más potentemente representado. La serie burgalesa corresponde a la zona sur de la cuenca que no fue afectada por la transgresión Aptense, con lo que la formación arenosa alcanza hasta el Cenomanense sin solución de continuidad.

En todos los casos la formación infrayacente

está constituida por calizas y margo-calizas azuladas de edad Jurásica. Las series estudiadas son:

Serie de Tudanca

Serie de Vega de Pas - Puerto de las Estacas

Serie de Ramales de la Victoria - Rio Carranza

Serie del Santuario de La Aparecida

Serie de Cuevas de San Clemente

DESCRIPCION DE LAS SERIES.-

Serie de Tudanca (Figs. nº IV-8 y IV-9).

a) Localización geográfica: Long. 02 41' 00" W
Lat. 43º 09' 40" N

b) Descripción.

Conglomerados silíceos, con algunos cantos calcareos, matriz arenosa y cemento calcareo, alternando con areniscas calcareas y margas arcillosas. 30 metros. Segun Ramirez del Pozo (1969) este nivel corresponde al Malm superior y posiblemente a la base del Berriasiense.

Calizas arenosas, microcristalinas, parcialmente dolomitizadas en la base; alternando con delgados lechos de margas hojosas oscuras, de unos 2 ó 3 cm. de espesor. 35 metros.

ESQUEMA GEOLOGICO DE LA ZONA DE CAUBERNIGA(SANTANDER)
 (Segun la sintesis geologica del IGME, 1970)

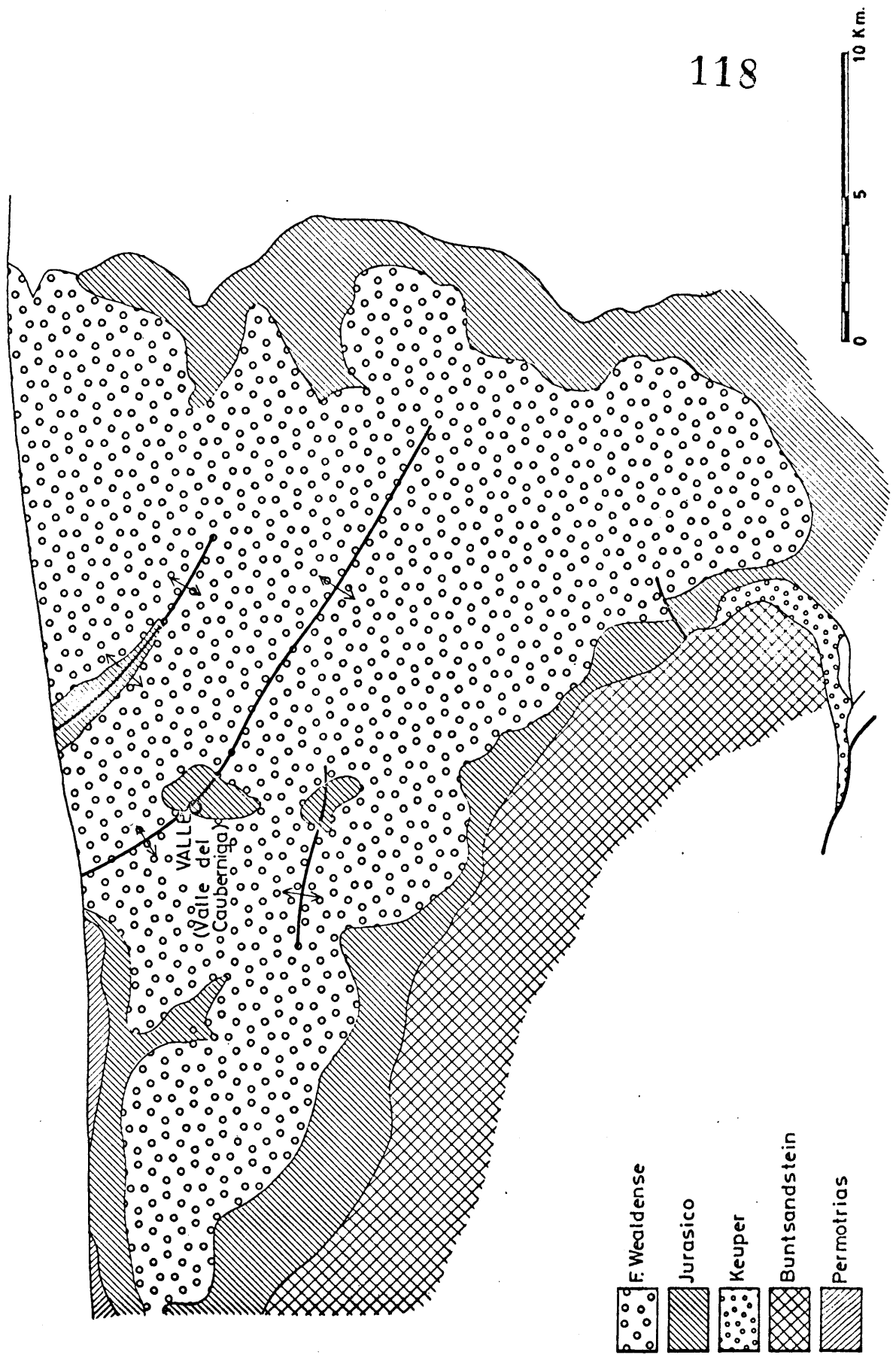


Fig. IV-9

Conglomerado de cantos calcareos, poligenicos, con granos de gran tamaño de cuarcita. Calizas algo arcillosas, dolomitizadas y arenosas.

Margas calcareas azuladas. 84 metros.

Alternancia de margas calcareas, areno-arcillosas, de colores abigarrados y bancos de areniscas y cuarcitas con delgados niveles de pizarras carbonosas. Mas de 200 metros.

Serie de Vega de Pas - Puerto de las Estacas (Figs nº IV-8 y IV-10).

a) Localización geográfica: Long. 0° 38' 10"

Lat. 43° 10' 00"

b) Descripción.

Conglomerados con cantos calizos azulados y rojizos, areniscas calcareas y arcillas limolíticas.

Malm superior. 35 metros.

Calizas arenosas negras con intercalaciones de margas grises. 140 metros.

Calizas muy arenosas, grises, compactas y areniscas compactas con intercalaciones de pizarras arcillosas, limolíticas o arenosas. Más de 50 metros.

Serie areno-arcillosa, hacia la base las areniscas

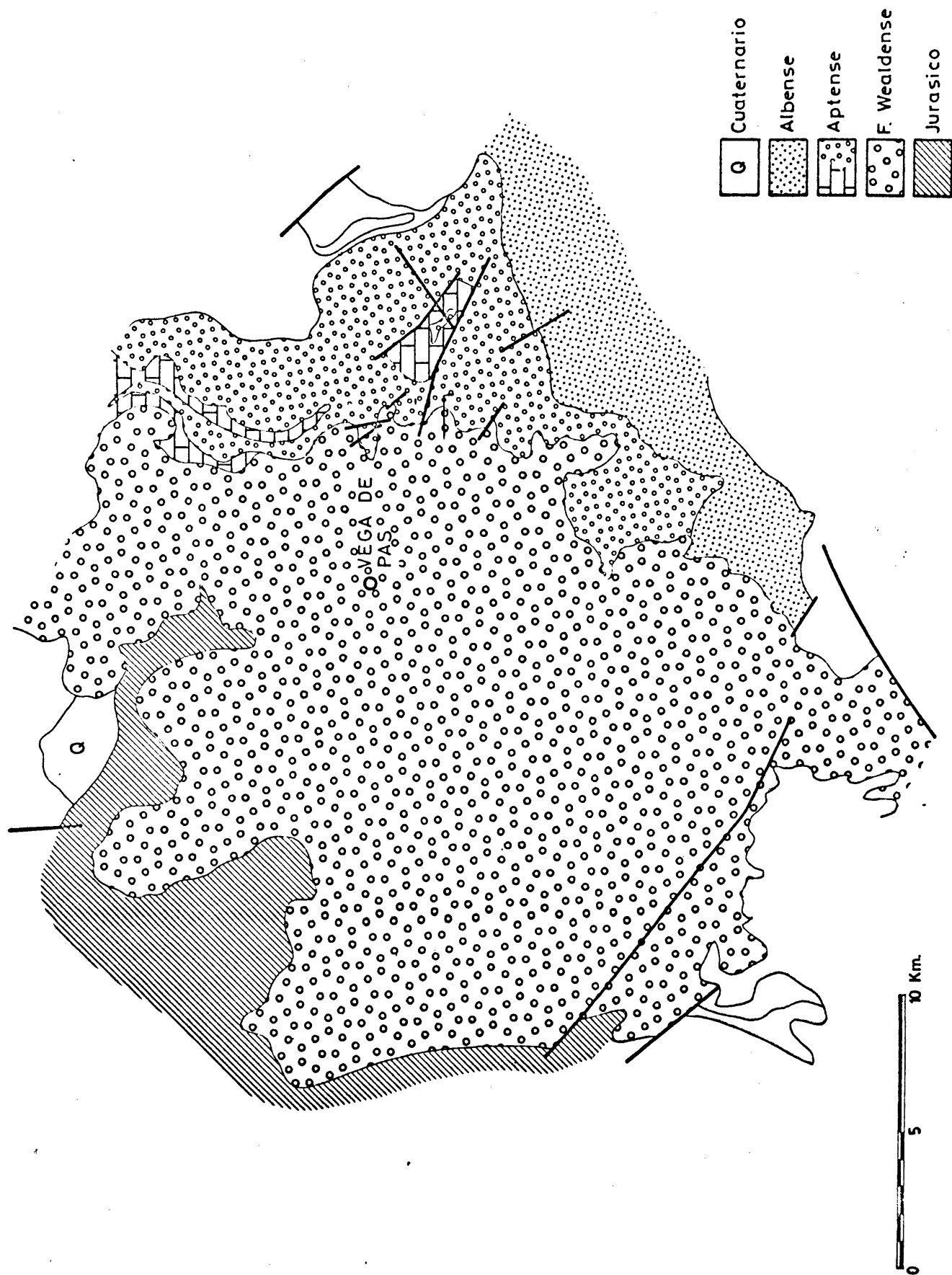


Fig. IV-10

son conglomeráticas y dominan las margas de tonos abigarrados, hacia el techo dominan las areniscas compactas cuarcíticas, separadas por bancos muy finos de areniscas hojosas micáceas. Más de 250 metros.

Calizas y margo-calizas con rudistas, orbitolinas, Terebratulas, etc. de edad Aptense.

Serie del Santuario de La Aparecida (Figs.nº IV-8 y IV-11).

a) Localización geográfica: Long. 0º 26' 10"

Lat. 43º 18' 30"

b) Descripción.

Conglomerados silíceos, heterométricos con estratificación lenticular, con cantos calcáreos, normalmente rubefactados; alternando con areniscas de cemento calcáreo y arcillas limolíticas amarillentas. Sobre 30 metros.

Margas calcáreas nodulosas, de tonos grisáceos y verdosos, con intercalaciones de areniscas finas. 40 metros.

Conglomerados poligenicos, con predominio de los cantos silíceos sobre los calcáreos. Hacia arriba pasan a areniscas microconglomeráticas y a arcillas

ESQUEMA GEOLOGICO DE LA ZONA DE SANTANDER
 (Sintesis cartografica 1:200.000 IGME. 1970)

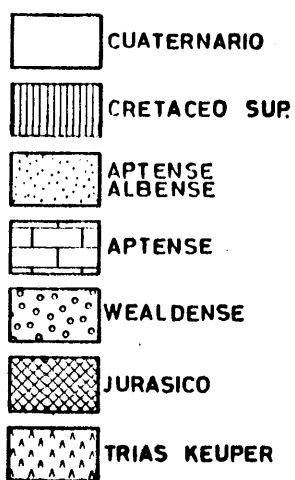
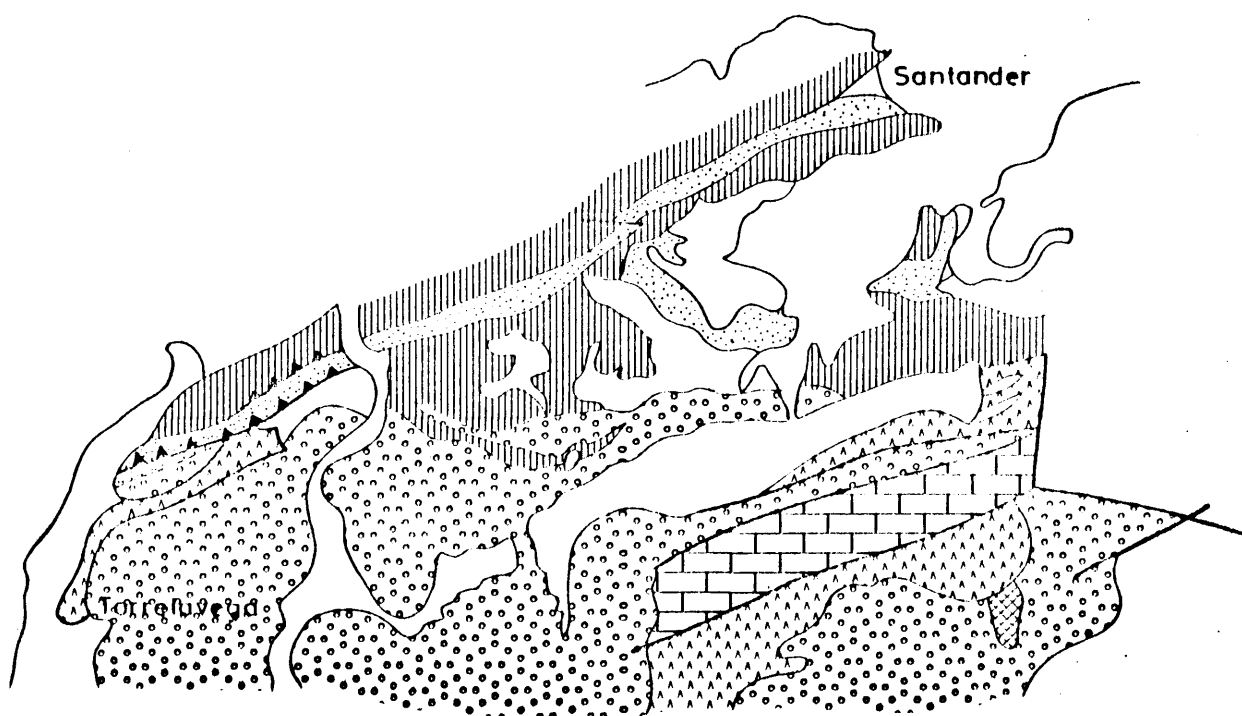


Fig. IV-11

limolíticas. 50 metros.

Potente formación areno-arcillosa, con predominio de los niveles margo-arcillosos abigarrados sobre las areniscas muy compactas micáceas. Mas de 500 metros.

Calizas ricas en *Pseudotoucasia santanderensis*, *Exogira aquila*, orbitolinas, etc. de edad Aptense.

Serie de Ramales de la Victoria- Rio Carranza.

(Figs. nº IV-8 y IV-12).

a) Localización geográfica: long. 0° 15' 00" E
Lat. 43° 15' 40" N

b) Descripción.

Conglomerado de cantos calizos rojizos, alternando en la base con calizas microcristalinas muy arenosas y arcillas limolíticas gris claro a ocre. 70 metros.

Calizas microcristalinas, en ocasiones arenosas, alternando con margas negras, arenosas, 70 metros. Calizas negras arenosas en bancos de espesores variables, alternando con tramos arcillosos negros de 20 cm. de espesor y conglomerados con "estratificación gradual" en bancos de 50 cm. 100 metros. Areniscas alternando con margas arenosas y calizas

ESQUEMA GEOLOGICO DE LA ZONA DE RAMALES DE LA VICTORIA (SANTANDER)
(Segun la sintesis cartografica del IGME, 1970)

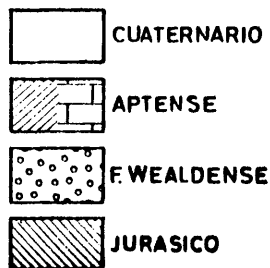
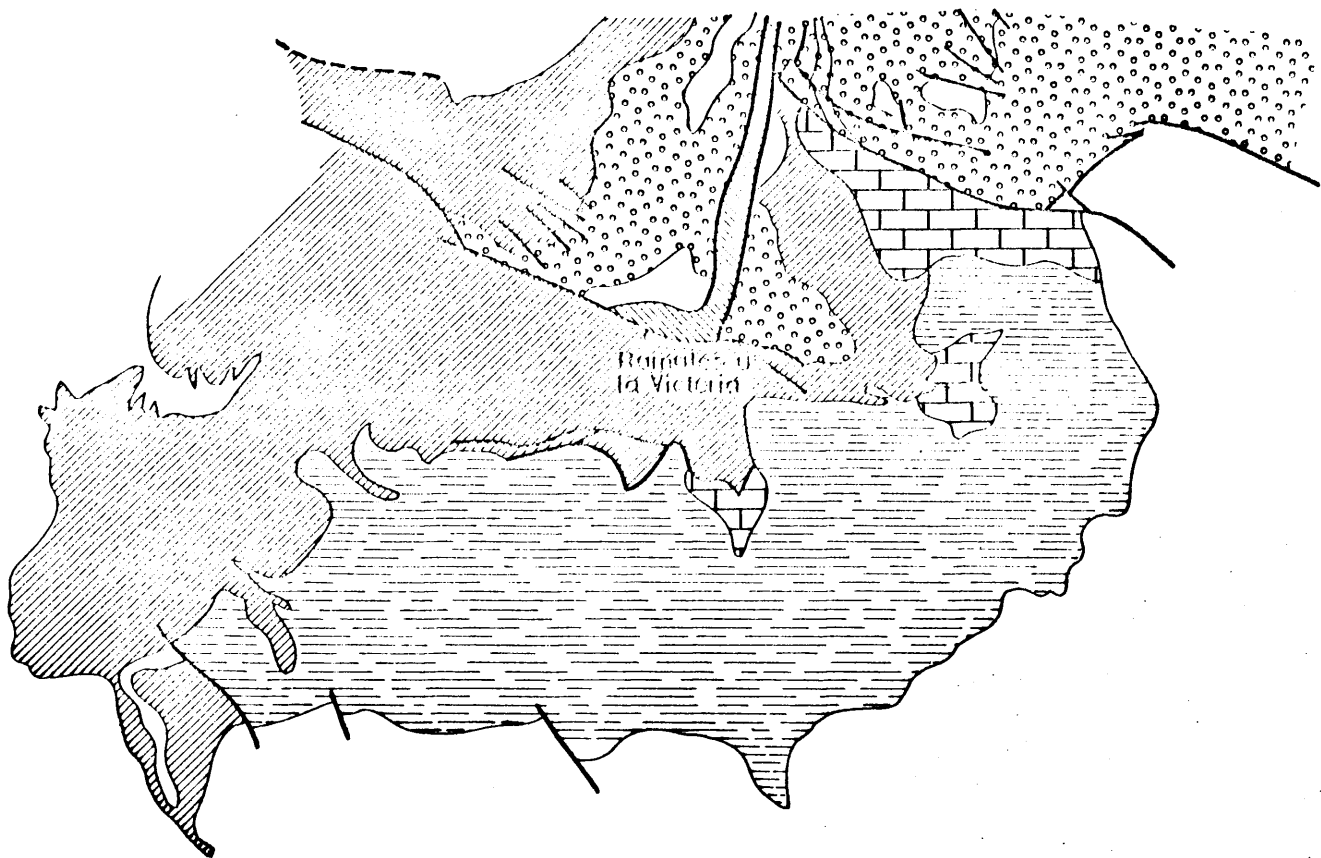


Fig. IV-12

bastante arenosas. 150 metros.

Calizas grises con lamelibranquios, calizas arcillo-arenosas y calizas con rudistas y orbitolinas de edad Aptense.

Serie de Cuevas de San Clemente (Figs. nº IV-8 y IV-13)

a) Localización geográfica: Long. 0° 11' 35" E

Lat. 42° 07' 00" N

b) Descripción.

Arcillas abigarradas yesíferas del Keuper. 10 metros visibles.

Calizas y margo-calizas azules, microcristalinas del Jurásico. 10-20 metros.

Alternancia de conglomerados y calizas arenosas y arcillas limolíticas rojas. 20-30 metros.

Serie areno-arcillosa, con potentes bancos de arenas blancas y rosas poco compactadas, alternando con niveles limo-arcillosos rojos. 110 metros.

Calizas cristalinas del Cenomanense.

ESQUEMA GEOLOGICO DE LA ZONA DE CUEVAS DE S. CLEMENTE (BURGOS)
 (Segun la sintesis cartografica del IGME, 1970)

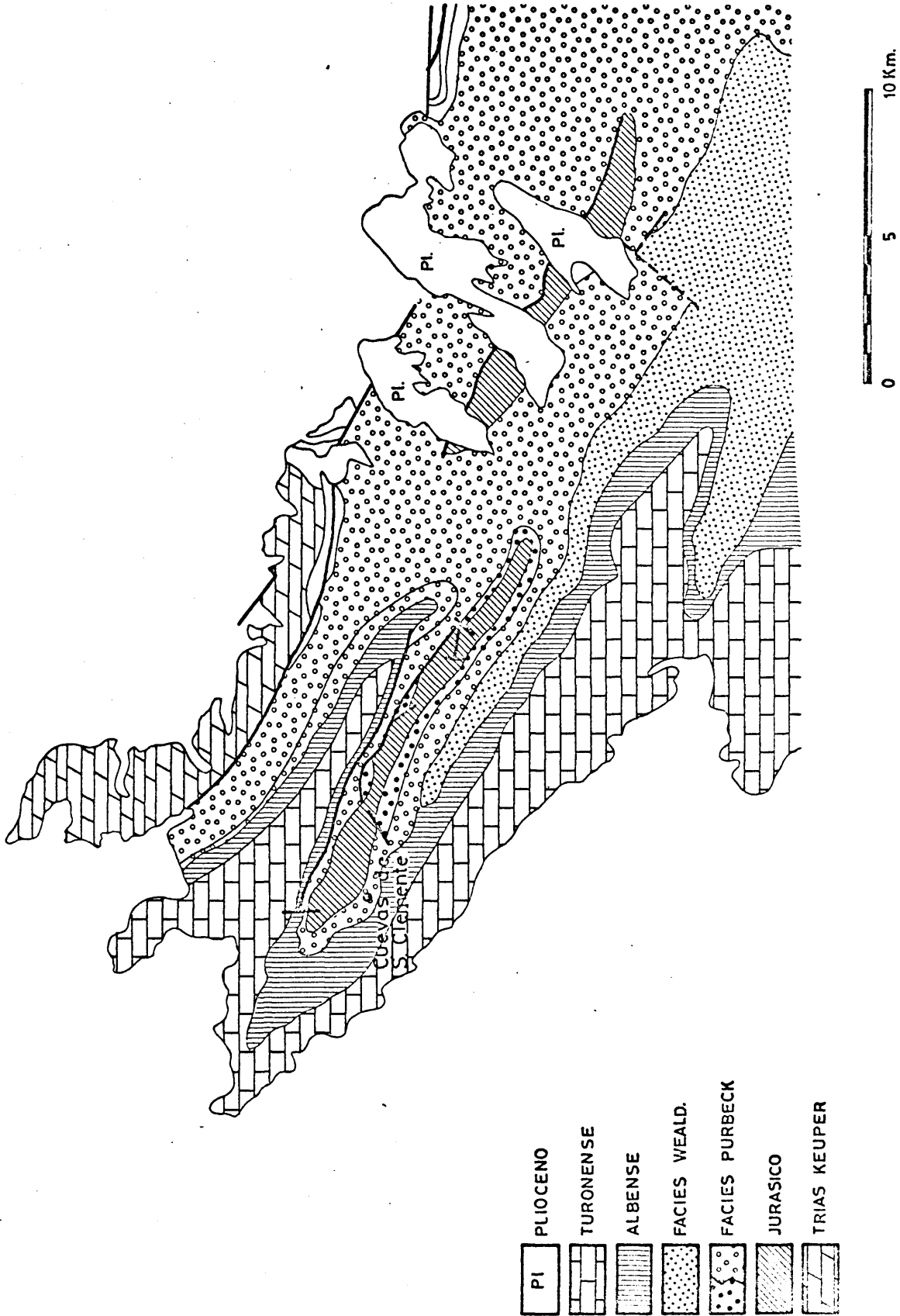


Fig. IV-13

4. 1. 3.- CUENCA LEVANTINA

Se considera como cuenca levantina, la que se extiende por las provincias de Valencia, Cuenca, Teruel, Guadalajara y Albacete. Los depósitos en facies Wealdense no afloran en toda la extensión de la cuenca, si bien ocupan una gran parte de ella (todas las provincias mencionadas a excepción de Guadalajara).

Esta cuenca abarca gran parte del ámbito de la Cordillera Ibérica, se trata de una extensa zona de sedimentación, con posibles compartimentaciones internas. Aparece la cuenca como correlativa a la erosión de relieves rejuvenecidos. Rejuvenecimiento que puede ser, muy verosimilmente, relacionado con el movimiento de fallas del zócalo paleozoico, bien comprobado para diversas épocas de la historia geológica de esta región, durante la era Secundaria.

A escala regional las estructuras dominantes son suaves, no obstante, en detalle cada uno de los afloramientos, se encuentra muy complicado por una tectónica posterior de fallas normales, que impide determinar la continuidad lateral de los distintos niveles.

Las series estudiadas están localizadas en las provincias de Valencia, Cuenca, Teruel y Albacete.

De ellas tres corresponden a la provincia de Valencia, hojas 667 y 665 del M.T.N. a escala 1:50.000, una a la provincia de Cuenca, hoja 637 del mismo mapa, una a la provincia de Teruel, hoja 613 y una a la provincia de Albacete, hojas 792 y 818.

La mayor parte de estas series, corresponden a los niveles superiores de la facies Wealdense, ya que en sus respectivos sectores solo afloran estos últimos tramos, generalmente muy cerca del contacto con las calizas de edad Aptense.

Las series estudiadas son las siguientes:

Serie de Higuieruelas
Serie de Villar del Arzobispo
Serie de Casas Royas (Utiel)
Serie de Talayuelas
Serie de Villel
Serie de Bonete

DESCRIPCION DE LAS SERIES.-

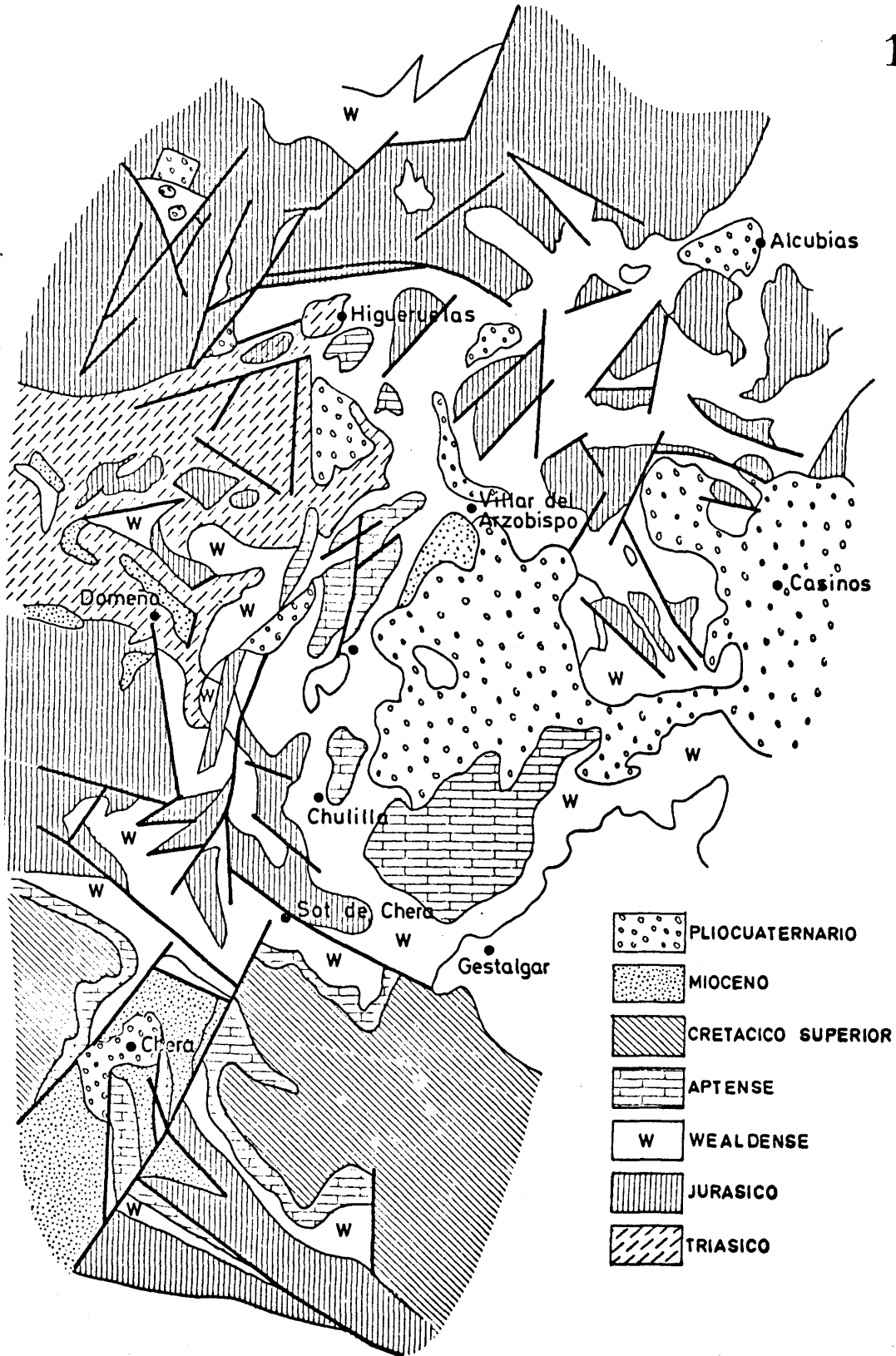
Serie de Higuieruelas (Figs. nº IV-14 y IV-15)

a) Situación geográfica: Long. 2º 51' 05" E

Lat. 39º 45' 55" N

ESQUEMA GEOLOGICO DE LA ZONA DE VILLAR DEL ARZOBISPO-HIGUERUELAS
(VALENCIA)(Dupuy de Lome y Sanchez Lozano, 1968, I.G.M.E.)

130



0 5 10Km

Fig. IV-15

b) Descripción.

Dos niveles sucesivos de arenas amarillentas sueltas, separadas por derrubios. 4 metros.

Arenas amarillas algo mas compactadas. 2,50 metros.

Arcillas bastante limosas rojas. 0,70 metros.

Arenas blancas compactas. 9 metros.

Derrubios. 1 metros.

Arenas blancas. 4 metros.

Arcillas grises y rojas. 1 metros.

Arenas blancas. 4 metros.

Derrubios.

Serie de Villar del Arzobispo (Figs. nº IV-14 y IV-15)

a) Situación geográfica: Long. 2º 51' 10" E

Lat. 39º 44' 15" N

b) Descripción.

Arcillas rojas limolíticas. 0,50 metros.

Arenas blancas caoliníferas, poco compactas, con "cantos blandos" englobados. 4 metros.

Arenas amarillentas a grises, superficialmente teñidas de óxidos de hierro. 3 metros.

Serie de Casas Royas (Utiel) (Figs. nº IV-14 y IV-16).

a) Situación geográfica: Long. 2º 29' 45" E

Lat. 39º 40' 10" N

b) Descripción.

Arenas blancas compactas, caoliníferas. 3-4 metros.

Arenas blancas, localmente conglomeráticas. 3 metros.

Arcillas rojas y verdes, limolíticas. 0,50-1 metros.

Arenas blancas caoliníferas. 3 metros.

Serie de Talayuelas (Fig. nº IV-14).

a) Situación geográfica: Long. 2º 26' 40" E

Lat. 39º 50' 25" N

b) Descripción.

Arenas blancas caoliníferas, poco compactas y ricas en matriz arcillosa. 6 metros.

Arcillas rojas limolíticas. 1 metros.

Serie de Villel. (Fig. nº IV-14).

a) Situación geográfica: Long. 2º 30' 25" E

Lat. 40º 14' 25" N

b) Descripción.

Arenas limosas amarillas en la base, con potencia visible de 6 metros.

Arcillas rojas. 2 metros.

ESQUEMA GEOLOGICO AL NE. DE UTIEL (VALENCIA) (Dupuy de Lome y Sanchez Lozano, 1968, I.G.M.E)

133

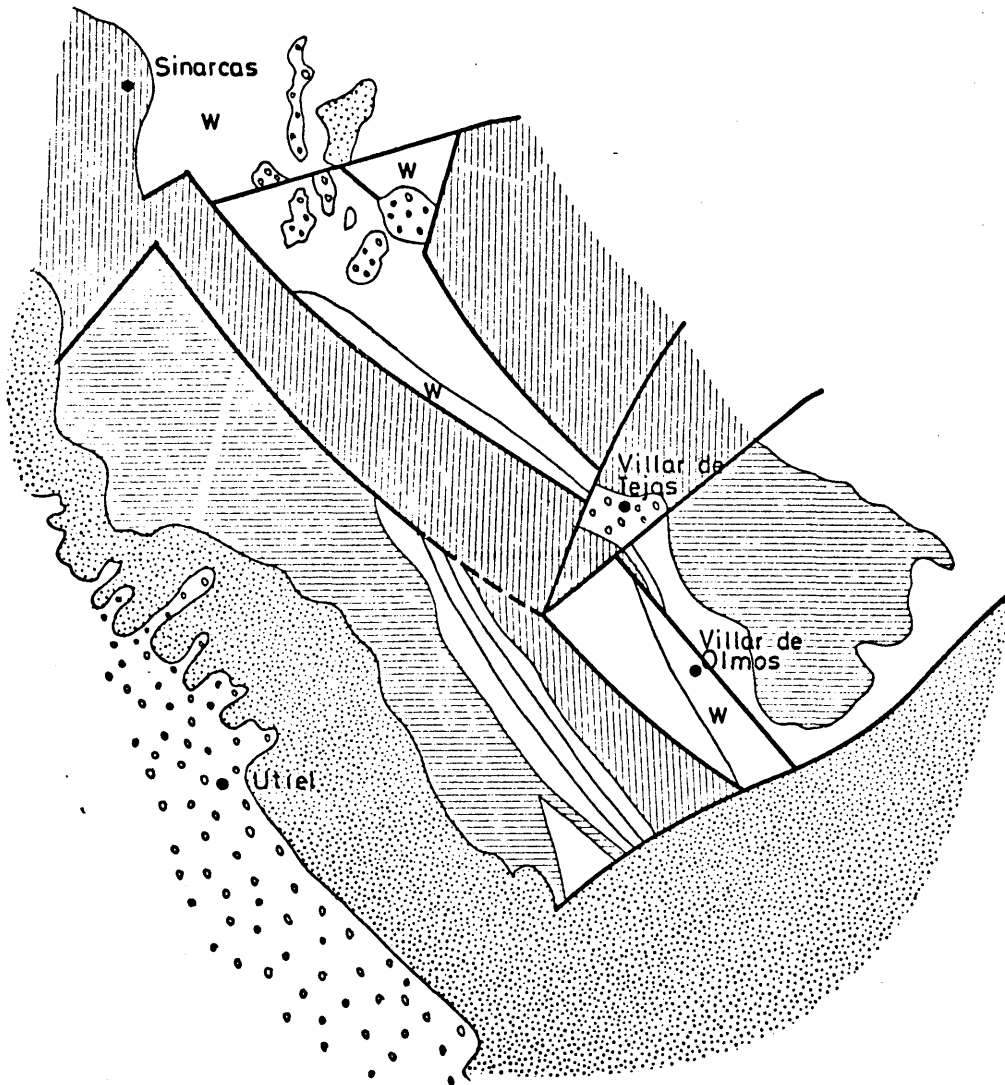
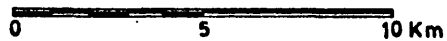
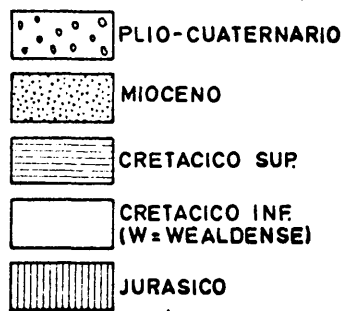


Fig. IV-16



Arenas limosas de color amarillo. 2,5 metros.
 Arcillas rojas. 2,5 metros.
 Arenas sucias y algo limosas. 3 metros.
 Arcillas grises y rojas. 1,5 metros.
 Arenas blancas compactas. 8 metros.
 Arcillas rojas. 2,5-3 metros.
 Arenas blancas con delgados lechos de arcillas
 rojas y grises. 10 metros.
 Calizas organógenas atribuibles al Aptense.

Serie de Bonete. (Fig. nº IV-14).

a) Situación geográfica: Long. 2º 18' 50" E
 Lat. 38º 50' 15" N

b) Descripción.

Muro constituido por calizas cristalinas del Kimmeridgense.

Arenisca calcarea roja. 0,60 metros.

Margas compactas con moscovita de colores gris verdoso amarillo y rojas. 1,30 metros.

Margas de color verdoso amarillento. 0,50 metros.

Caliza compacta con recristalizaciones, de color blanco grisáceo. 2,30 metros.

Margas verdes, localmente algo rojizas. 0,60 metros.

- Arenisca de grano medio con moscovita, cemento calcareo. grises. 1,50 metros.
- Arenisca de grano fino muy compacta y algo microestratificada. 0,50 metros.
- Margas verdes, en algunos puntos amarillas. 0,50 metros.
- Arenisca de grano fino, con cemento calcareo y moscovita. Tableada. 1 metros.
- Margas amarillas. 0,50 metros.
- Arenisca calcarea microestratificada, color rosado. 0,20 metros.
- Margas arenosas con moscovita de color pardo amarillento, 0,30 metros.
- Arenisca compacta con cemento calcareo, moscovita y biotita. 0,20 metros.
- Margas arenosas con moscovita. 0,20 metros.
- Arenisca con moscovita, deleznable. 0,30 metros.
- Margas arenosas de color gris verdoso. 0,20 metros.
- Dolomia calcarea muy compacta. 0,50 metros.
- Arenas poco compactas de grano fino. 0,30 metros.
- Arenisca roja con moscovita, con matriz arcillosa. Localmente microconglomeratica. Zonas limonitizadas muy frecuentes. 2 metros.
- Margas grises compactas, muy arenosas. 4 metros.

Arenisca calcarea de grano grueso. 1,20 metros.

Arenisca calcarea blanca, muy deleznable, con cantos gruesos de caliza. en la parte superior. 1,50 metros.

Margas muy arcillosas de color verdoso. 0,30 metros.

Arenisca de color gris verdoso con moscovita. 0,30 metros.

Margas muy arenosas de color gris verdoso. 2 metros.

Arenisca de matriz arcillosa con cantos de cuarzo. 0,30 metros.

Arcillas arenosas de color pardo azulado. 0,50 metros.

Arenisca de color gris verdoso. 0,30 metros.

Arcillas arenosas rojizas. 0,40 metros.

Arenas con moscovita de color gris claro, con lentejones de color rojo. 2,5 metros.

Arenisca con moscovita de color rojo, 0,50 metros.

Margas muy arenosas verdes. 0,40 metros.

Microconglomerado con matriz arcillosa en bancos de 0,50 metros. 1,50 metros.

Arenas margosas amarillentas. 0,30 metros.

Arenisca calcarea muy compacta, de color marillento. 3 metros.

Arenas margosas. 0,30 metros.

Arenisca calcarea con moscovita. 0,20 metros.

Dolomia arcillo-arenosas con equedades. 1,50 metros

Margas arenosas rojizas. 1,5 metros.

Arenas margosas con moscovita. 1,50 metros.

Dolomia calcarea compacta, algo arenosa, de color gris. 1,50 metros.

4. 1. 4.- CUENCA BÉTICA.

Originalmente se comenzó el estudio del sector Prebético de la cuenca, que posteriormente fue ampliado, recogiendo series que corresponden al sector Subbético.

Las zonas que se han estudiado, están situadas en la provincia de Jaén. La primera de ellas corresponde a la región de Chiclana de Segura - Rio Madera, hojas 886 y 887 del M.T.N. a escala 1:50.000. La segunda zona está enclavada en el sector de Baeza - Torres, hojas 927 y 948 del mismo mapa.

En total se han estudiado seis series, indicadas en la siguiente tabla:

Beas de Segura	Sector Prebético
Fuentepinilla.....	" "

Cerro Nando	Unidades del Guadalquivir
Cabeza Mesada.....	" " "
Cortijo del Buitre.....	Subbético externo
Belmez de la Moraleda...	" "

Las dos primeras series, cercanas a la Meseta, corresponden a una zona en que la inestabilidad tectónica, que comienza en el Malm, produce frecuente alternancias de sedimentos con caracter terrestre y marino, lo que denota continuos movimientos de tipo diferencial con localización de cuencas más o menos restringidas de caracter salobre (López Garrido, 1971).

Las series de Cerro Nando y Cabeza Mesada forman parte de las "Unidades del Guadalquivir" (García-Rogel y Roman, 1970), caracterizadas por ser series alóctonas situadas sobre Burdigaliense margoso, solidario del dominio Prebético externo o "Prebético de Jaén" (Busnardo, 1962), la secuencia sedimentaria de estas unidades comprende: Trias basal margo-yesífero, Cretáceo inferior de margas, arcillas y areniscas, Cretáceo superior margo-calizo (facies de "capas rojas"), Eoceno y Oligoceno margosos, Flyschoides o calizas, Aquitano-Burdigaliense calizo y Burdigaliense margoso (facies de moronitas). De acuerdo con la facies y desarrollo de ca-

da uno de los términos citados, así como de sus respectivas posiciones tectónicas se han establecido tres tipos de unidades: superior, media e inferior (García-Rossell y López Aguayo, 1972).

Las dos últimas series pertenecientes al dominio subbético, por la facies jurásica infrayacente de calizas y dolomías, forman parte del "complejo Subbético Frontal" (García-Dueñas, 1967). Representan ambas el autotono relativo frente al Trias de Cambil (Fontboté, 1964), aflorando en ventana bajo el mismo, siendo a su vez cabalgantes sobre series probablemente prebéticas, esto indica que originariamente esta parte de la cuenca se encontraba en posición más meridional que la que actualmente ocupa.

DESCRIPCION DE LAS SERIES.-

Serie de Beas de Segura.- (Figs. nº IV-17 y IV-18).

- a) Situación geográfica: Long. 0° 48' 05" E
Lat. 38° 15' 05" N

b) Descripción.

El muro no se observa porque el contacto inferior de esta serie es mecánico. Está constituida funda

mentalmente por:

Dolomias con potencia visible de 60 m., que hacia el techo presentan rubefacciones.

Margas verdes dolomíticas.

Dolomias grisáceas con frecuentes rubefacciones.

Alternancia de dolomias grises reocrystalizadas con arcillas y margas rojo verdosas. 130 metros.

Arcillas y margas rojas y verdes algo dolomíticas.

Dolomias algo arcillosas, con algunas manchas piritosas.

El contacto superior de la serie es mecánico, por lo que no se observa el techo de la serie.

Serie de Fuentepinilla (Figs. nº IV-17 y IV-18).

a) Localización geográfica: Long. 0° 53' 25" E

Lat. 38° 13' 05" N

b) Descripción.

Areniscas rojizas del Muschelkalk, con calizas constituidas en gran parte por lamelibranquios y braquiopodos.

Lutitas yesíferas violadas del Keuper.

Dolomias blanco-grisáceas y calizas blancas marinas de edad jurásica (Lias y Dogger).

Calizas que hacia el techo se hacen nodulosas, con

BEAS DE SEGURA

FUENTEPINILLA

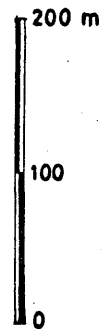
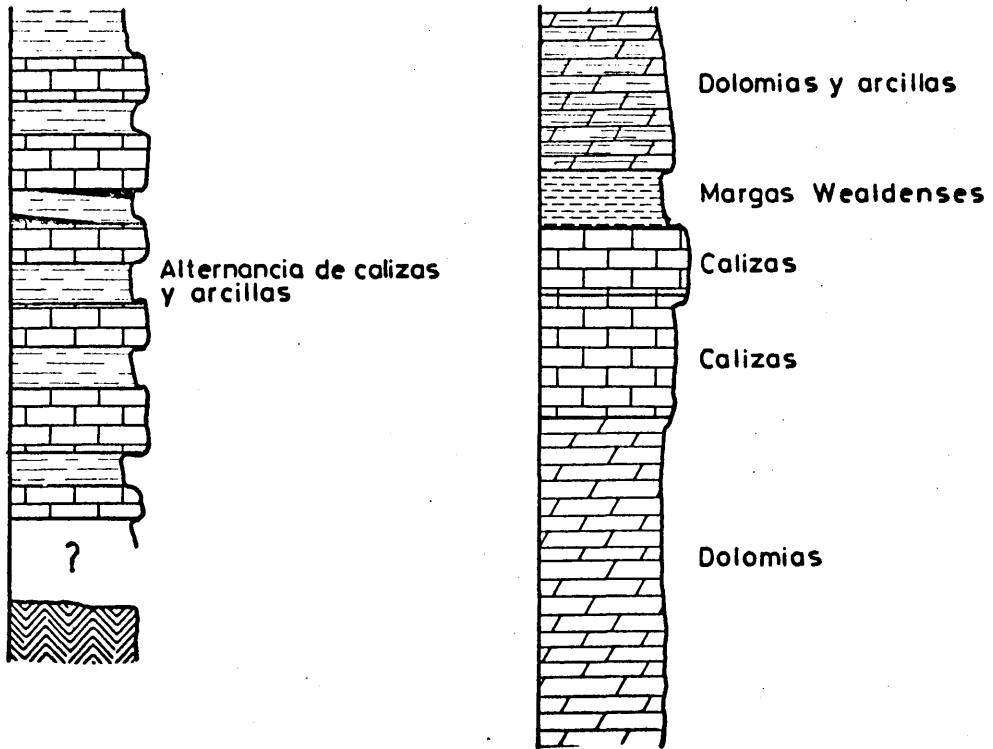


Fig. IV-17

frecuente fauna de periphinotidos, Pygepe, equinidos y belemnites, que corresponden al Malm.

Margas verdes y rojas que constituyen el Cretáceo en facies Wealdense, sobre las que reposan calizas y dolomias arenosas con delgadas intercalaciones de margas verdes, atribuidas por su posición al Cretáceo, posiblemente Superior.

Serie de Cerro Nando (Figs. nº IV-19 y IV-20).

a) Localización geográfica: Long. 0° 33' 00" E
Lat. 37° 51' 40" N

b) Descripción.

La "Unidad Superior" está formada por calizas organogenas y areniscas de edad Aquitano-Burdigaliense. 80 metros.

Margas y margo-calizas blancas y verdosas. 5-15 metros.

Margo-calizas blancas y rojas de edad Senonense.

Mas de 30 metros.

Margas y areniscas gris verdosas con orbitolinas.

Margas yesíferas abigarradas del Keuper.

La "Unidad Intermedia" consta de: Calizas y areniscas organogenas del Aquitano-Burdigaliense. 15-150 metros.

Margas, margo-calizas y conglomerados de facies flyscheide. 60 metros.

Margo-calizas blancas y rojas del Senonense. 80 metros.

Margas, areniscas y calizas arenosas pardo-rojizas, con niveles de areniscas y yesos. Edad Barremo-Aptense.

Margas grises con cefalopodos del Neocomiense.

Serie de Cabeza Mesada (Figs. nº IV-19 y IV-20).

a) Localización geográfica: Long. 0° 26' 25" E

Lat. 37° 49' 00" N

b) Descripción.

Calizas detríticas gris-marrón muy fosilíferas de edad Aquitano-Burdigaliense. 20 metros.

Barremo-Aptense formado por una alternancia de margas y areniscas micáceas, amarillentas y ocráceas (Facies Wealdense). 60 metros.

Margas blancas y azuladas, con niveles de areniscas micáceas y fauna de cefalopodos. Neocomiense. 35 metros.

Margas y arcillas vesicolores con yesos, sales haloideas y Jacintos de Compostela del Trias, sobre los que reposan algunos tramos de calizas dolomíticas Jurásicas en forma discontinua.

Serie del Cortijo del Buitre. (Figs. nº IV-19 y IV-20).

a) Localización geográfica: Long. 02° 21' 40" E

Lat. 37° 42' 35" N

b) Descripción.

Areniscas, calizas arenosas y margo-calizas de color marrón. Fauna de orbitolinas, lamelibranquios. Edad Barremo-Aptense. 80 metros.

Margas y margo-calizas piritosas con paso gradual hacia el techo a arenás y margas arenosas. Más de 200 metros.

Calizas brecheoides, con fauna del Titenico. 50 metros.

Calizas y margo-calizas del Jurásico medio y superior. Más de 100 metros.

Serie de Belmez de la Moraleda (Figs. nº IV-19 y IV-20).

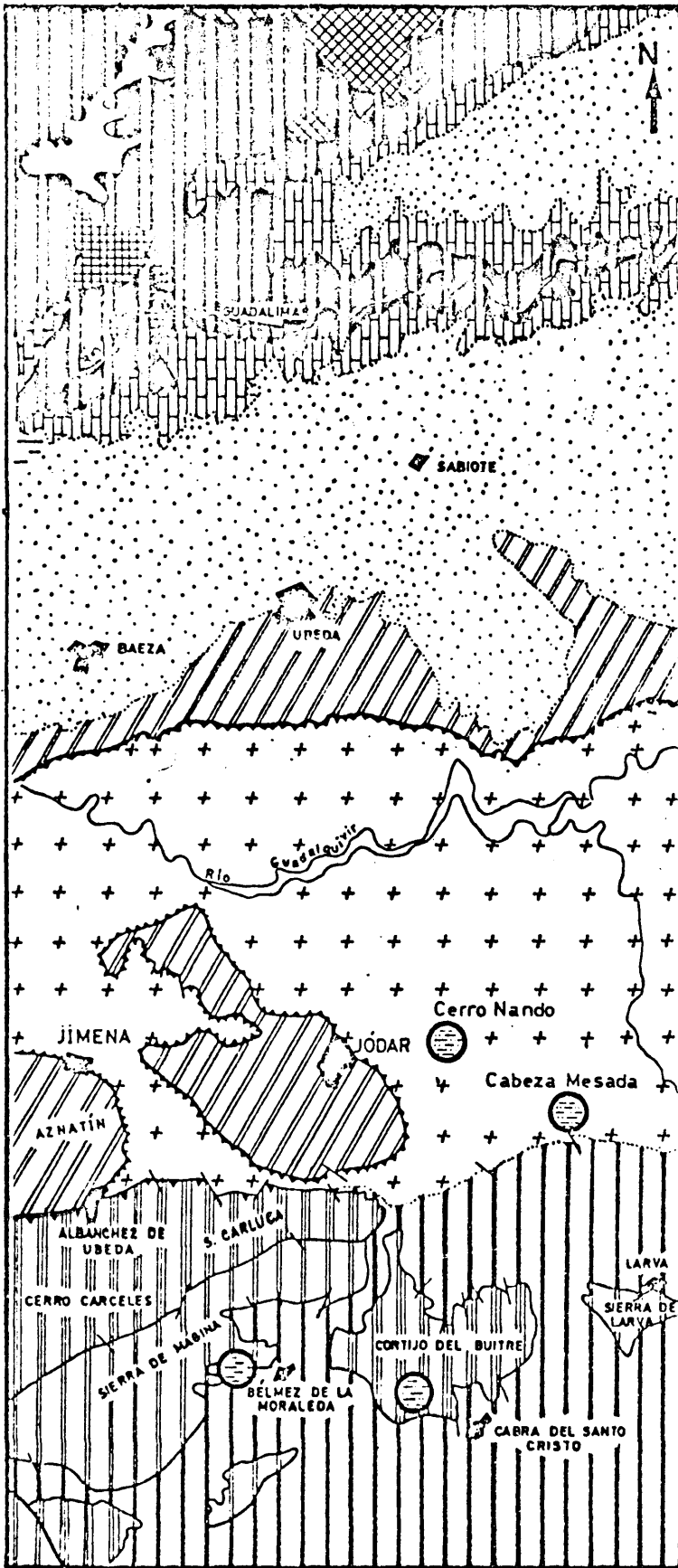
a) Localización geográfica: Long. 02° 17' 40" E

Lat. 37° 43' 30" N


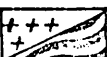

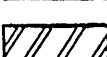
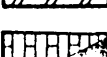
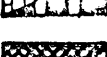

b) Descripción.

Calizas arenosas parcialmente dolomitizadas de color beige. 7 metros.

Areniscas y arenas silíceas, arcillas blancas caolíníferas, margas irisadas y niveles discontinuos de lignito, de facies Wealdense. 15-20 metros.



LEYENDA

-  Neógeno posttectónico de la Depresión del Guadalquivir
-  Unidades aloctonas del Valle del Guadalquivir (en plano/en corte)
-  Subbético externo.
-  Prebético.
-  Cobertera tabular de la Meseta
-  Paleozoico indiferenciado / Rocas ígnea
-  Afloramientos wealdenses estudiados.

ESCALA:  10 Km.

Fig. IV-20

Margas blancas y margo-calizas del Neocomiense.

30 metros.

Calizas nodulosas rojas del Titónico, 100 metros.

Dolomias y calizas jurásicas. Más de 1.000 metros.

IV. 2.- Difracción de Rayos X y minerales de la arcilla de la facies Wealdense.

En este apartado se presentarán algunos ejemplos de los minerales existentes en la facies Wealdense y de su comportamiento, frente a la difracción de rayos x, cuando son sometidos a diversos tratamientos, con el fin de no tener que ilustrar todas las muestras estudiadas con sus correspondientes difractogramas en el siguiente apartado.

Los difractogramas que se presentan corresponden a la fracción menor de dos micras y estas realizadas sobre agregados orientados de dicha fracción.

Los tratamientos que habitualmente se han realizado, han sido los siguientes:

Ensayo normal: Se obtiene el difractograma de la muestra sin ningún tratamiento, se simboliza por N.

Tratamiento con Etilenglicol: Se obtiene el difractograma, con las variaciones que pueda producir la formación de algún compuesto de inclusión, se simboliza por E.G.

Calentamiento: Las muestras se someten a una temperatura de 550°C durante dos horas, en el difractograma se obtienen las variaciones que este efecto produce, se simboliza por 550°C. En algunos casos se ha realizado un tratamiento con dimetilsulfoxido y N-metilformamida, que se simboliza por DMSO y NMFA, con objeto de estudiar la variación sufrida por la caolinita, al formar con ambos líquidos compuestos de inclusión.

El orden que se seguirá en la presentación de los ejemplos, está en función de la importancia y abundancia de los minerales en la facies estudiada.

4. 2. 1.- CAOLINITA.--

MUESTRA Cu - 4.- Serie de Cuerrias (Asturias) Fig.nº IV-21.

La caolinita es practicamente el único mineral existente en la fracción arcillosa de esta muestra, pudiendose observar perfectamente sus reflexiones a 7,1 y 3,56 Å. Esta muestra presenta además una pequeña cantidad de illita (10,1, 5,1 y 3,33 Å). En los distintos

Cu-4

152

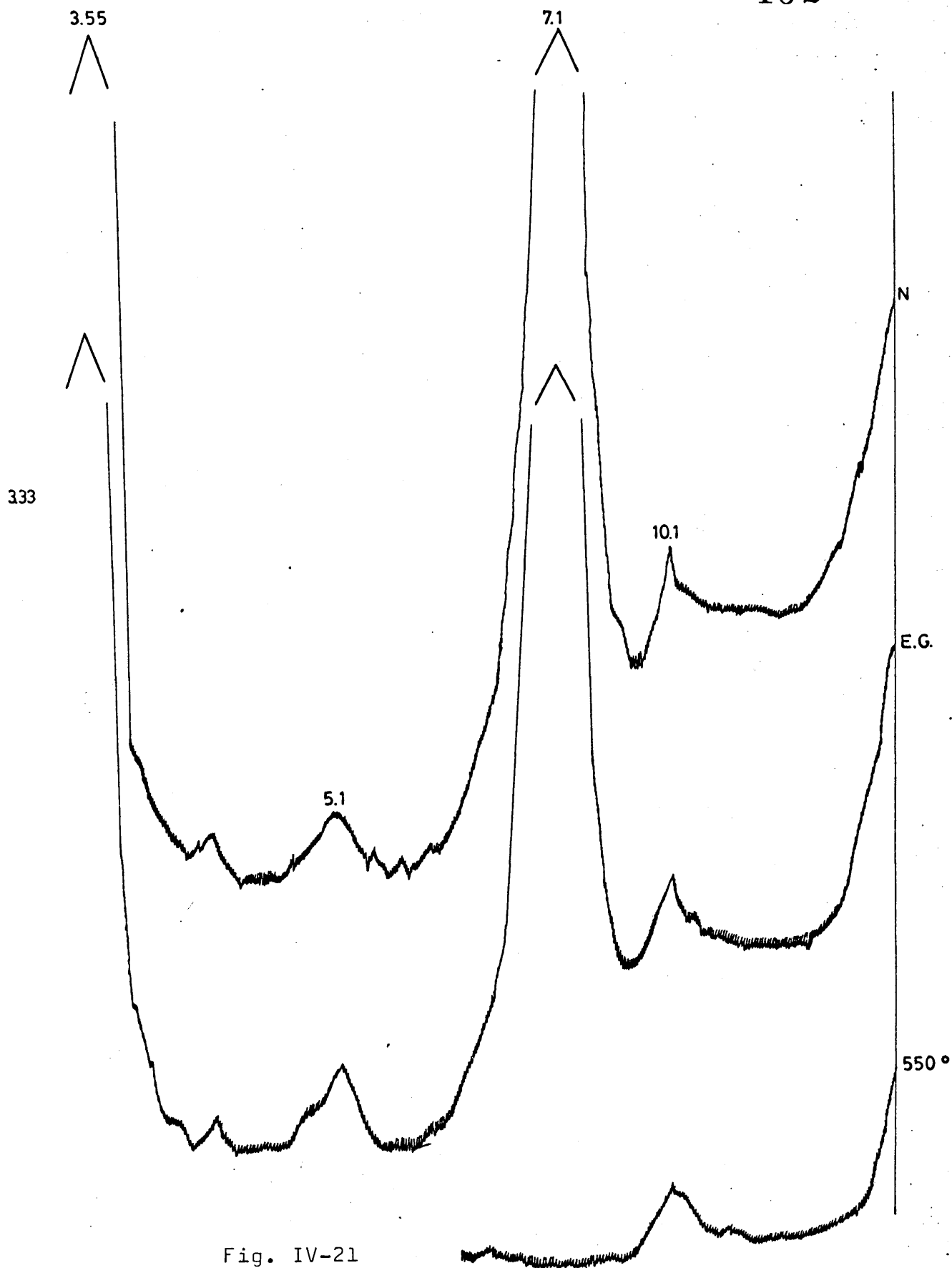


Fig. IV-21

tratamientos (E. G. y 550°C), se observa que las reflexiones de la caolinita desaparecen con el calentamiento, mientras que las correspondientes a la illita permanecen inalteradas.

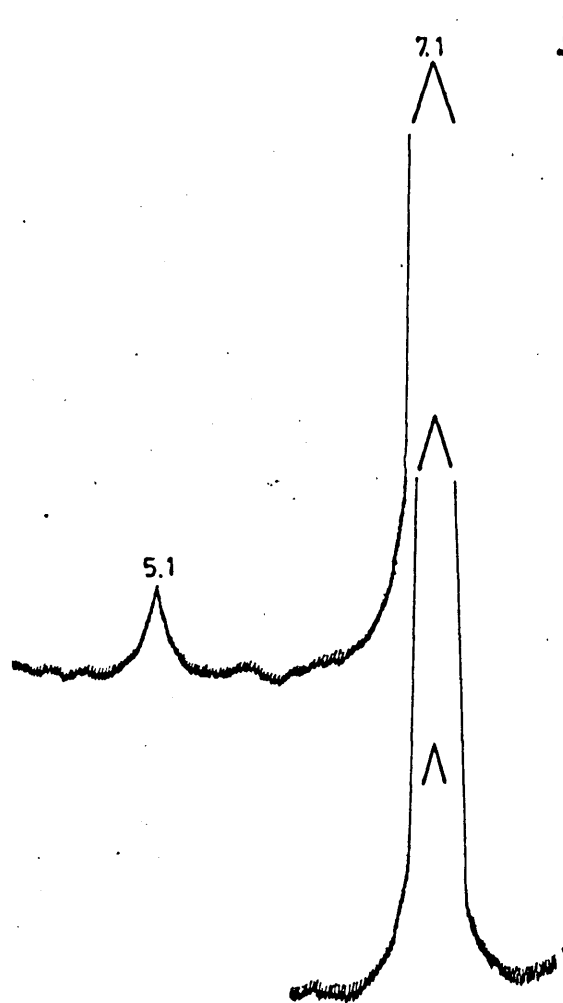
MUESTRA H - 5. - Serie de Higuera (Valencia). Fig. nº IV-22.

En esta muestra la caolinita está representada por sus dos reflexiones características a 7,1 y 3,56 Å. Está acompañada por illita (10,1 y 5,1 Å).

El calentamiento, da lugar a la desaparición de las reflexiones pertenecientes a la caolinita. El tratamiento con DMSO y NMFA da lugar a la aparición de una reflexión a 11,1 Å, sin que desaparezca totalmente la reflexión a 7,1 Å, lo que indica que la caolinita ha formado parcialmente un compuesto de inclusión.

MUESTRA T - 3. - Serie de Talayuelas (Valencia), Fig. nº IV-23.

La caolinita (7,1 y 3,56 Å), está acompañada en esta muestra por illita (10,1, 5,1 y 3,33 Å) y por un interestratificado irregular del tipo illita-montmorillonita (10_I-14_M) con una reflexión a 11 Å. El trata



H-5

154

N

10.1

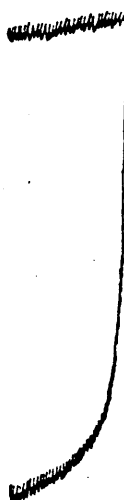
E.G

11.1

550 °C

NMFA

Fig. IV-22



DMSO

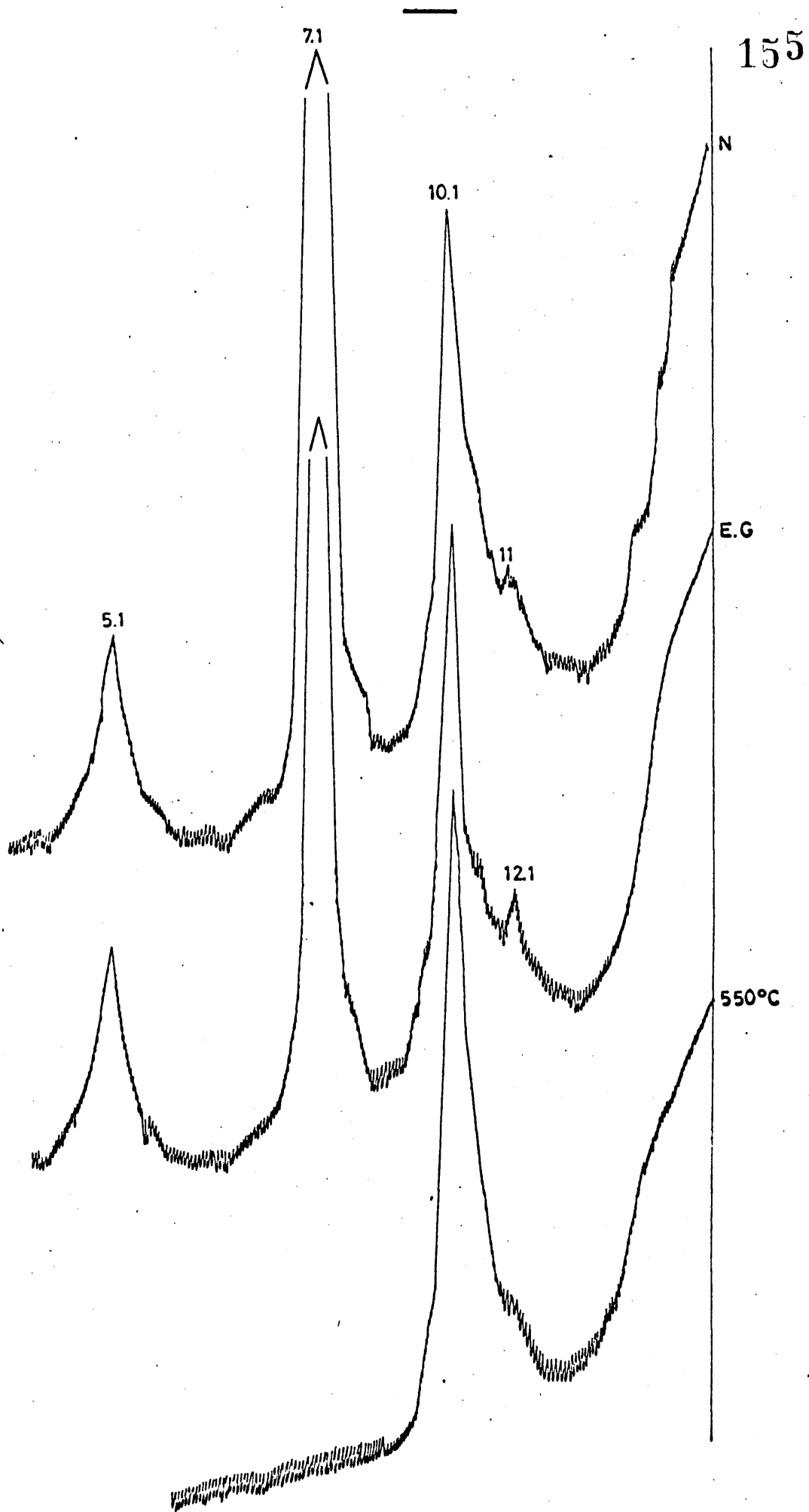


Fig. IV-23

miento con E.G. dá lugar a una variación de la reflexión correspondiente al interestratificado. El calentamiento dá lugar a la desaparición de las reflexiones correspondientes a la caolinita y a la unificación de las reflexiones de la illita y del interestratificado a $10 \frac{2}{3} \text{ \AA}$.

MUESTRA CC-8. - Serie de Cuevas de S. Clemente (Burgos),
Fig. nº IV-24.

La caolinita ($7,1$ y $3,56 \frac{2}{3} \text{ \AA}$) está acompañada por illita ($10,1$, $5,1$ y $3,33 \text{ \AA}$) los distintos tratamientos (E.G. y 550°C) afectan a la caolinita como se observa en la figura. Al igual que en los casos anteriores el calentamiento provoca la desaparición de las reflexiones correspondientes a la caolinita, mientras que la illita permanece inalterable.

4. 2. 2.- ILLITA - MICA.

MUESTRA PE-21. - Serie de Vega de Pas-Puerto de las Estacas (Santander). Fig. nº IV-25.

En esta muestra solo se observan las reflexiones correspondientes a la illita ($10,1$, $5,1$ y $3,33 \text{ \AA}$).

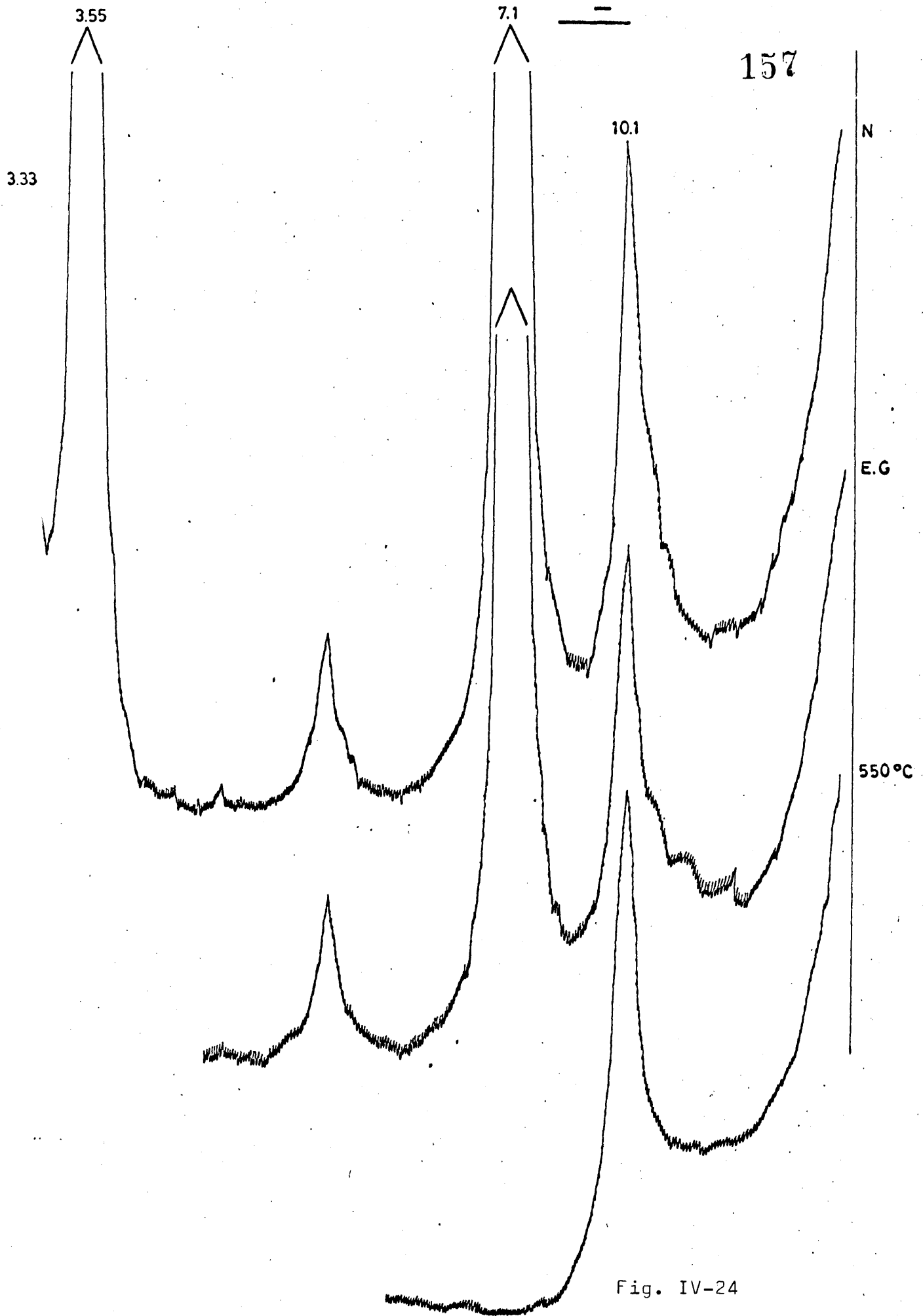


Fig. IV-24

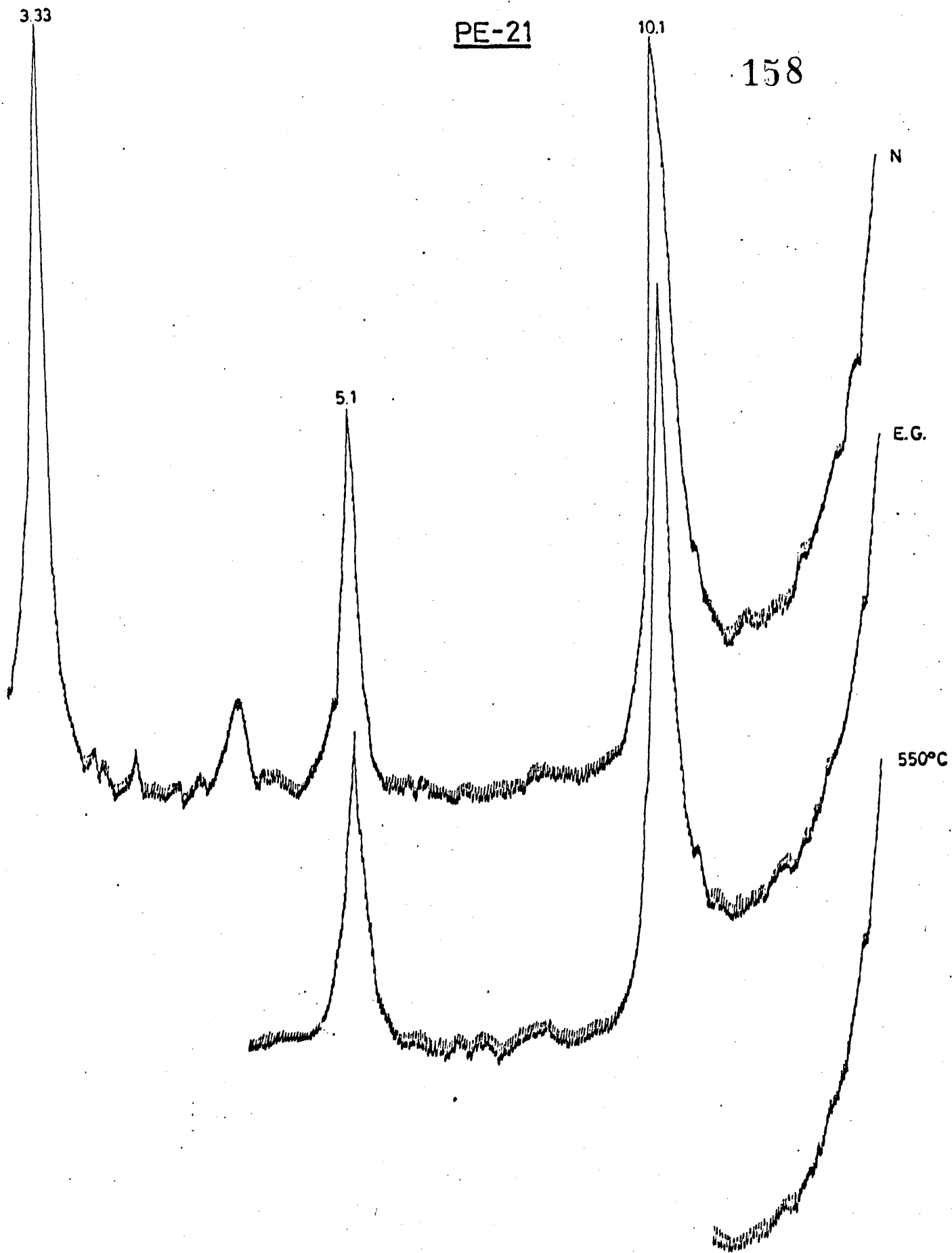


Fig. IV-25

Los distintos tratamientos no afectan en absoluto la posición y forma de las reflexiones de este mineral.

MUESTRA A - 19.- Serie de La Aparecida (Santander),
Fig. nº IV-26.

En esta muestra se puede observar las las reflexiones características (10,1, 5,1 y 3,33 Å) de la mica con su perfecta simetría. Esta acompañada de caolinita (7,1 y 3,55 Å). Los tratamientos no afectan en absoluto las reflexiones de la mica, mientras que el calentamiento dá lugar a la desaparición de las reflexiones que corresponden a la caolinita.

MUESTRA CC - 2.- Serie de Cuevas de S. Clemente (Burgos)
Fig. nº IV-27.

En el difractograma de esta muestra sin tratamiento previo, se puede observar la existencia de illita (10,1, 5,1 y 3,33 Å) cuya primera reflexión es claramente asimétrica. El tratamiento con E.G. afecta a esta reflexión desdoblándola en dos una a 10,1 Å, correspondiente a la illita y otra a 13,3 Å, que en el calentamiento desaparece y que por tanto corresponde a un interestra-

A-19

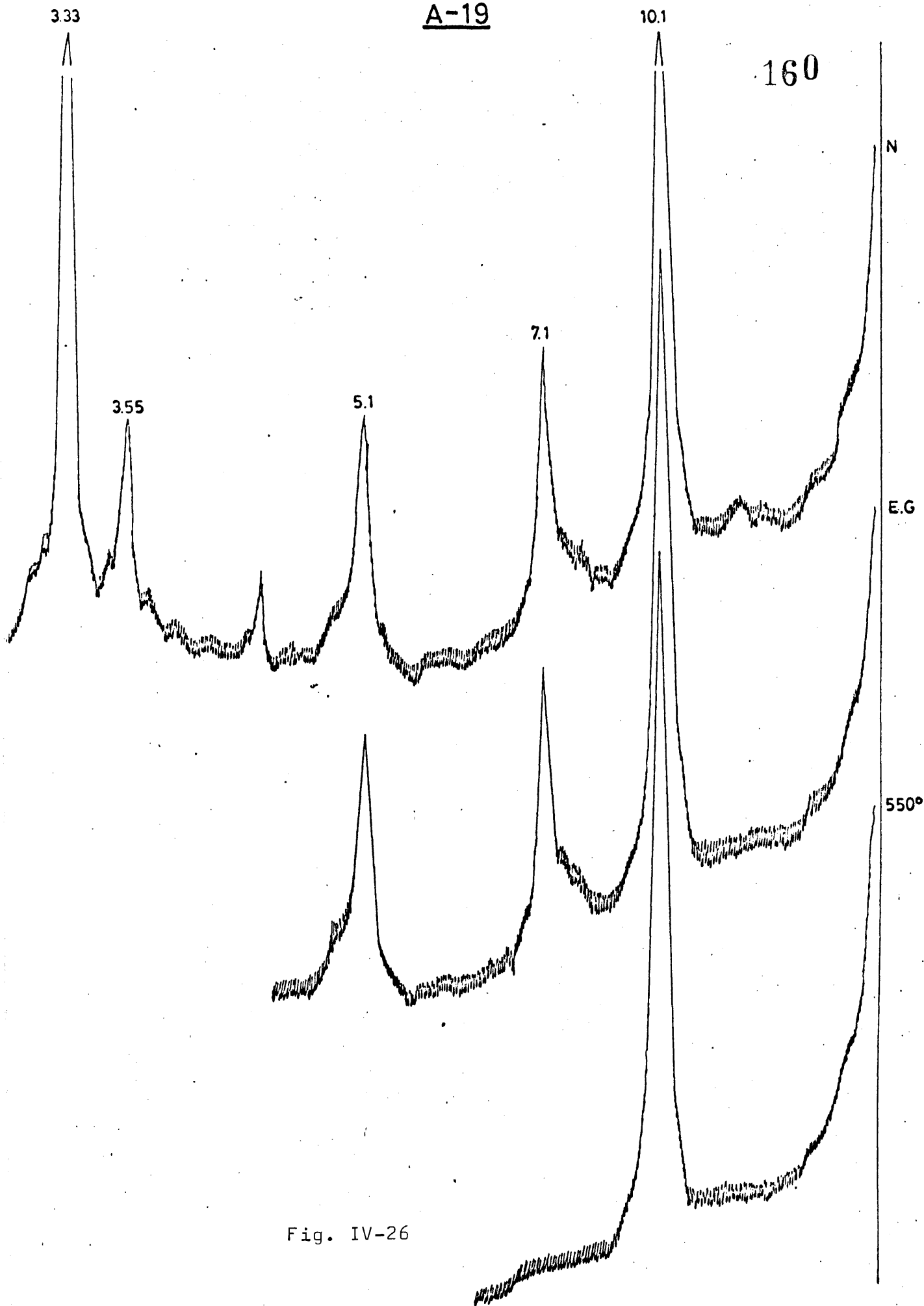


Fig. IV-26

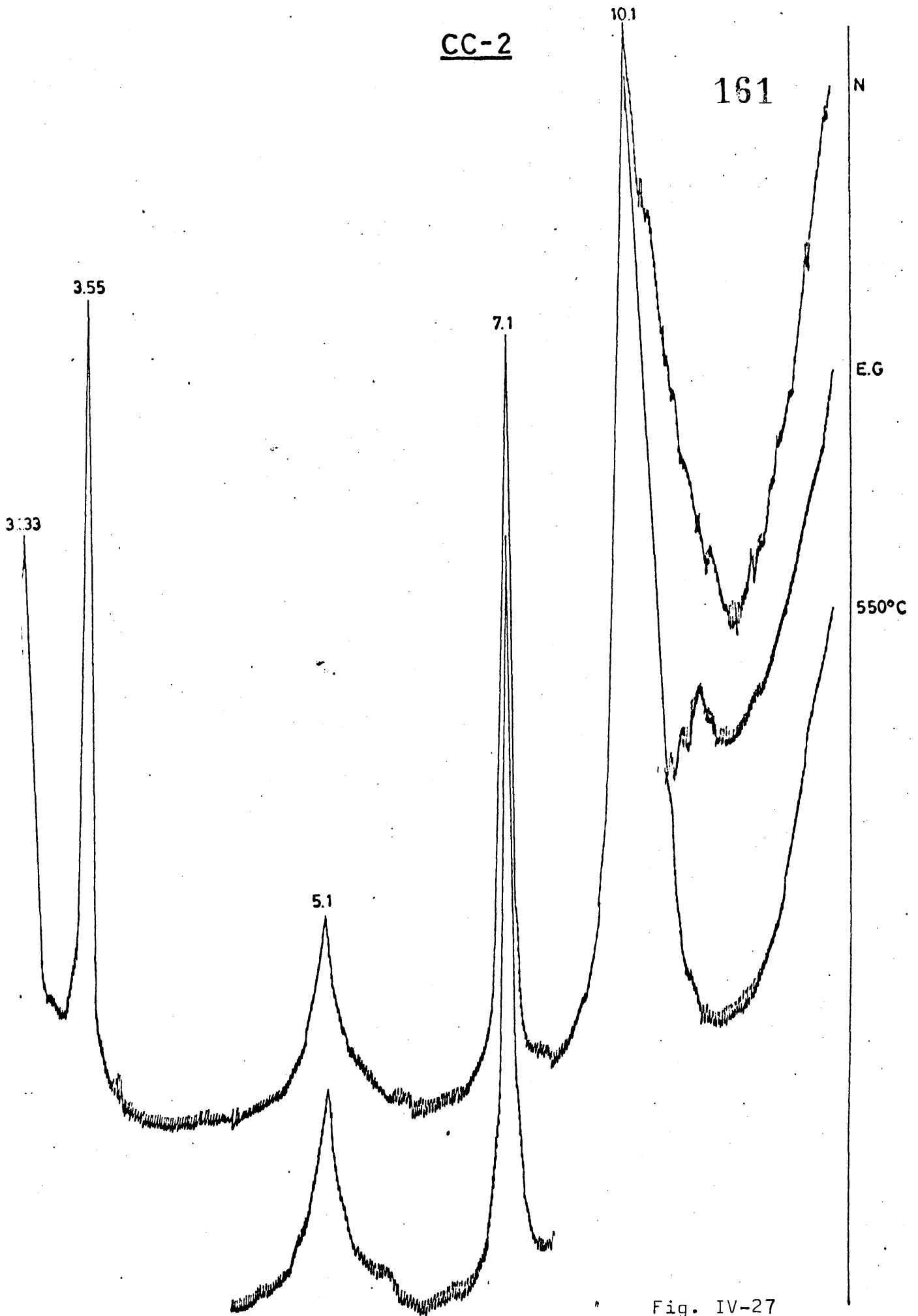


Fig. IV-27

tificado irregular del tipo illita-montmorillonita (10_I-14_M). El diagrama es completa con las reflexiones correspondientes a la caolinita (7,1 y 5,55 Å), que desaparecen en el calentamiento.

4. 2. 3.- MONTMORILLONITA.

MUESTRA BS - 1.- Serie de Beas de Segura (Jaén), Fig. nº IV-28.

En la muestra aparece una reflexión a 14,2 Å en el difractograma de la muestra sin tratamiento previo, que después del glicolado (E.G.) pasa a 17,1 Å y que con el calentamiento (550°C) colapasa a 10,1 Å, esta reflexión corresponde a la montmorillonita. Pueden también observarse en los diagramas de esta muestra las reflexiones correspondientes a la illita (10,1, 5,1 y 3,33 Å) y a la caolinita (7,1 y 3,56 Å), estas últimas desaparecen en el calentamiento.

MUESTRA FP - 2.- Serie de Fuentepinilla (Jaén). Fig. nº IV-29.

Como en la muestra anterior, aparece en esta

BS-1

163

N

E.G

10.1

550°C

3.33

5.0

7.1

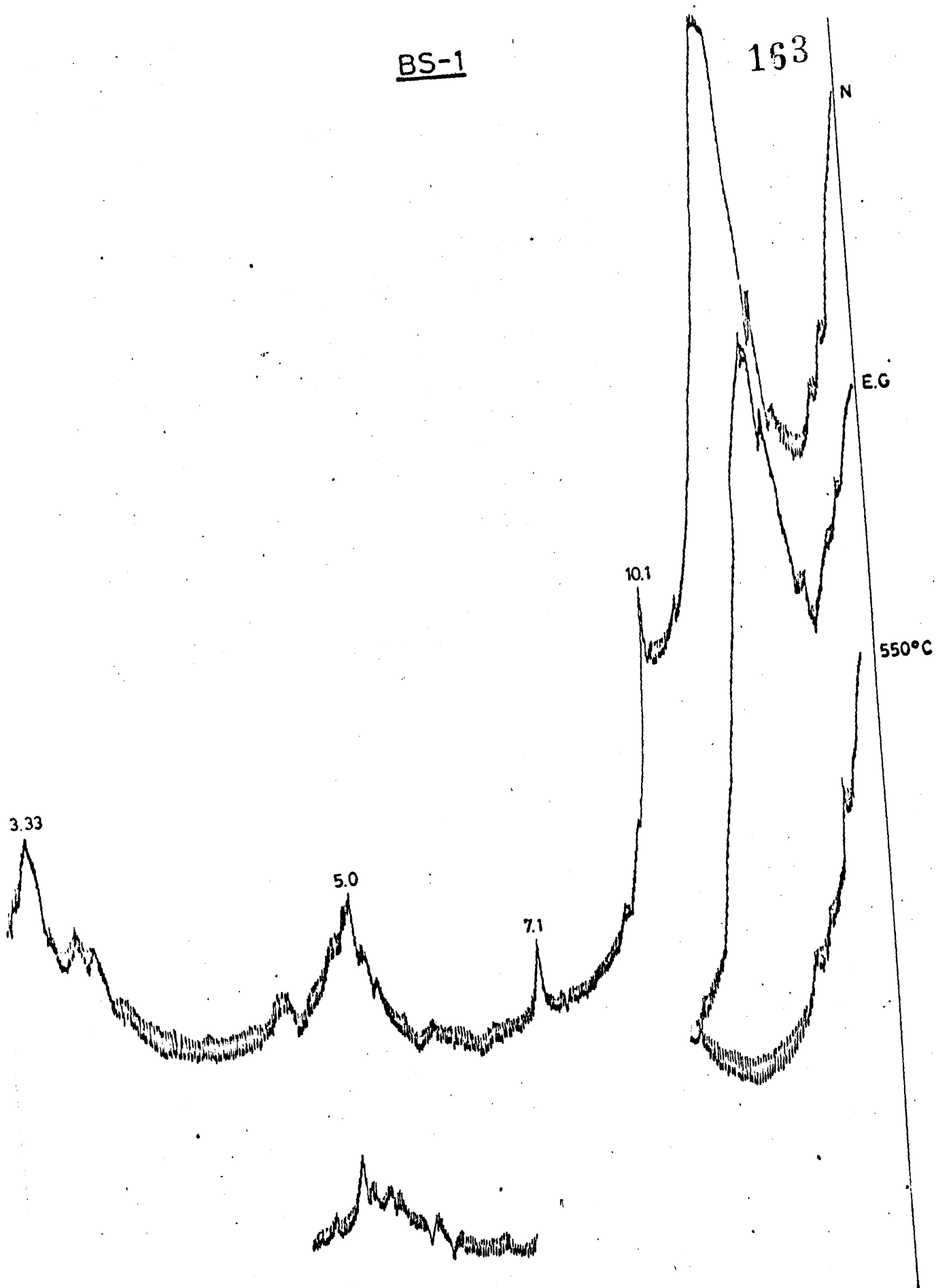


Fig. IV-28

FP-2

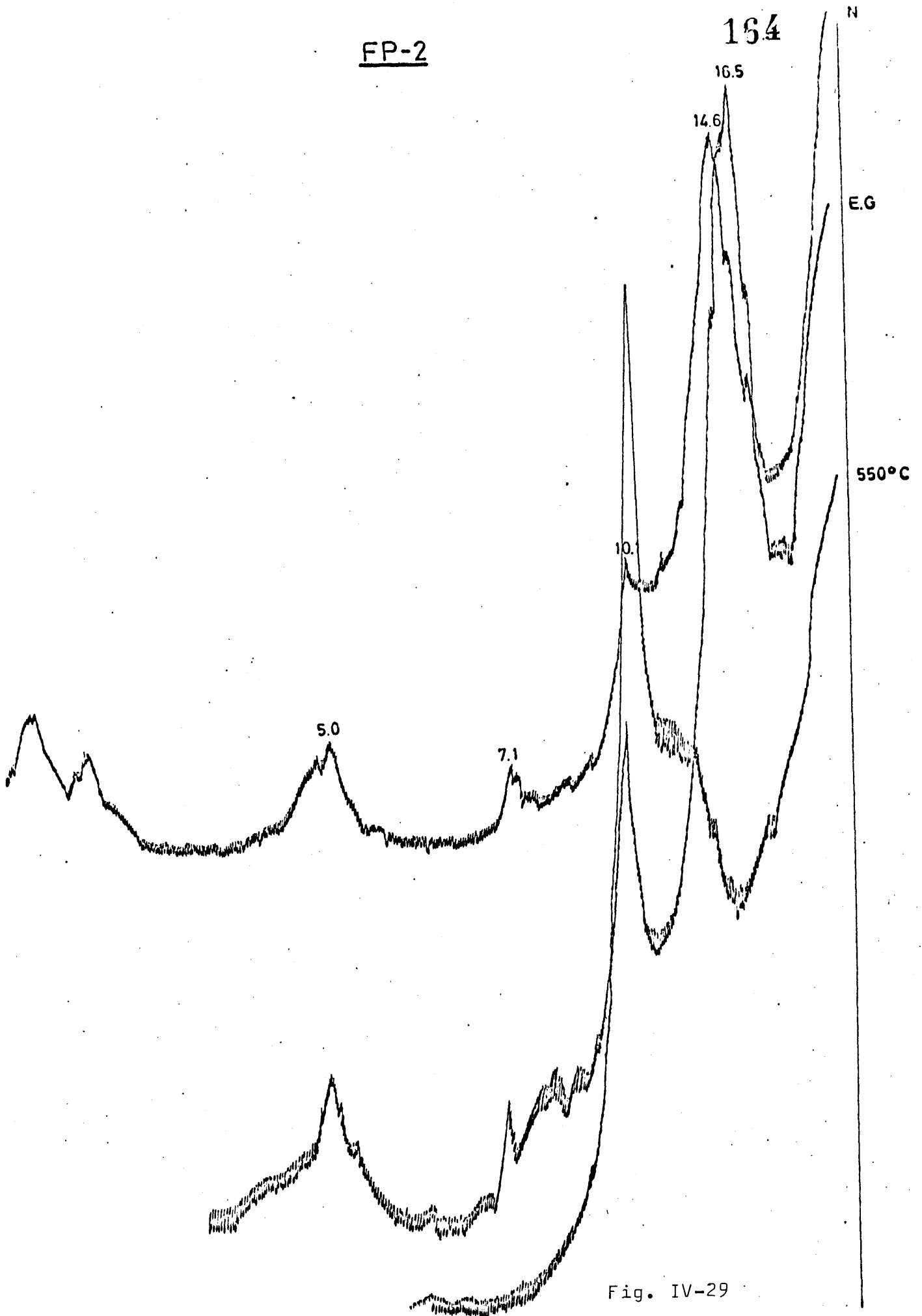


Fig. IV-29

una reflexión a 14,6 Å que con los sucesivos tratamientos pasa a 17,1 y 10,1 Å respectivamente. En el tratamiento con E.G. aparece además el segundo orden de la reflexión a 8,5 Å, se trata, por tanto, de montmorillonita, que está acompañada de illita (10,1, 5,1 y 3,33 Å) y caolinita (7,1 y 3,56 Å).

MUESTRA BS-3.- Serie de Beas de Segura (Jaén), Fig. nº
IV-30.

En los difractogramas de esta muestra se puede observar que las reflexiones presentes son similares a las de las muestras anteriores y que su comportamiento es el mismo, por lo que se deduce que la composición mineralógica es la misma que en los casos anteriores.

Los restantes minerales presentes en la facies Wealdense, son de poco interés en relación con los descritos hasta ahora, así en ningún caso la clorita y la vermiculita, representan más del cinco por ciento del total de minerales de la arcilla presentes en una muestra, con todo es interesante destacar algunos ejemplos en los que se puede observar el comportamiento de las reflexiones correspondientes a estos minerales.

BS-3

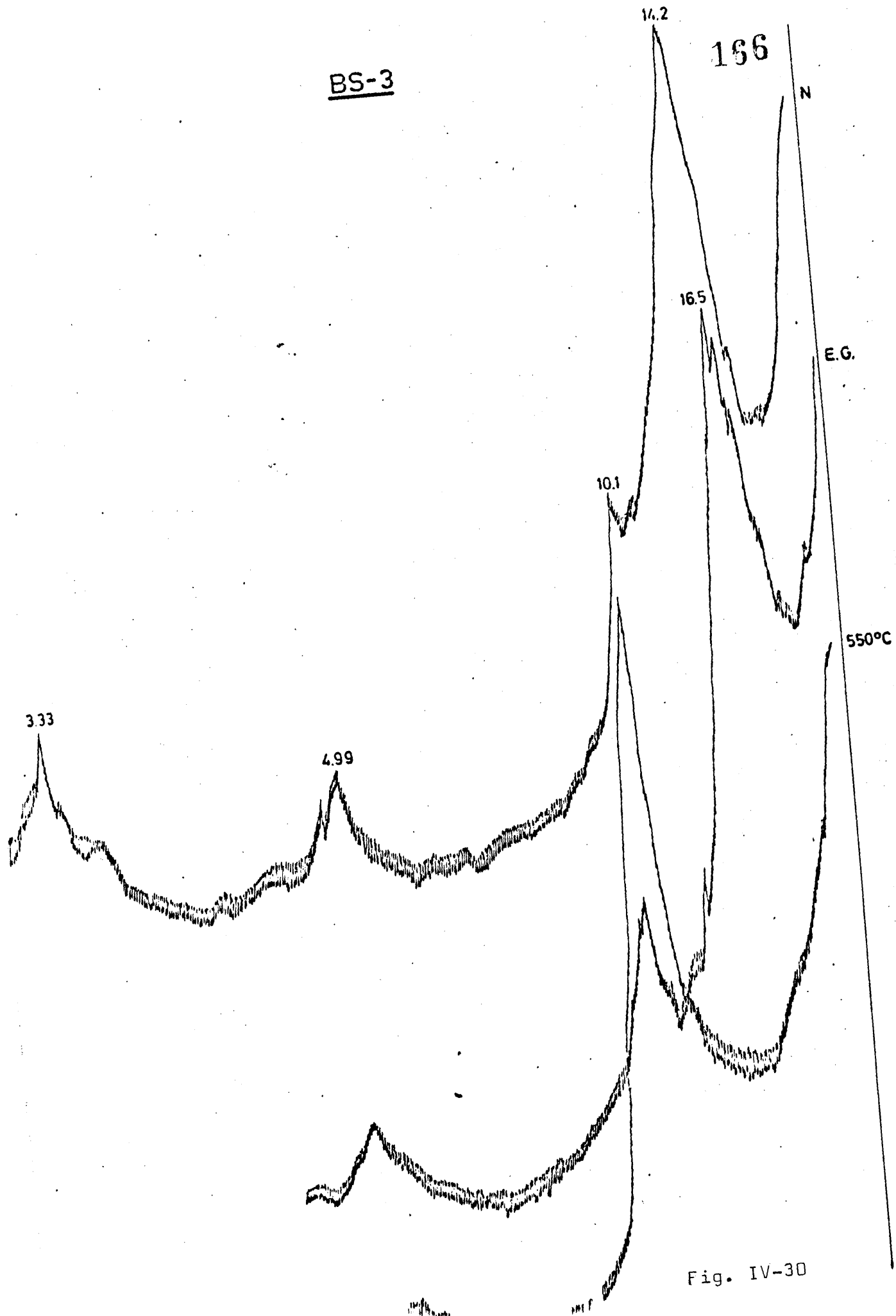


Fig. IV-30

4. 2. 4.- CLORITA.

MUESTRA B - 20.- Serie de Bonete (Albacete), Fig. nº IV-31

La muestra presenta una reflexión a 14,1 Å, que después de los dos tratamientos (E.G. y 550°C) permanece, observándose además la inversión de intensidades entre las dos primeras reflexiones (14,1 y 7,1 Å) después del calentamiento. Los restantes minerales presentes en esta muestra son: illita (10,1 y 5,1 Å) y caolinita, que ha sido puesta de manifiesto en presencia de la clorita utilizando DMSO, con lo que se puso de manifiesto una reflexión a 11,1 Å, correspondiente al complejo formado.

MUESTRA CM - 2.- Serie de Cabeza Mesada (Jaén). Fig. nº IV-32.

La clorita en esta muestra, presenta un comportamiento similar al de la muestra anterior, no obstante el calentamiento produjo la variación de la reflexión que después de este tratamiento quedó en 13,5 Å, se trata en este caso de una clorita labil. El resto de los minerales presentes, como se puede observar en

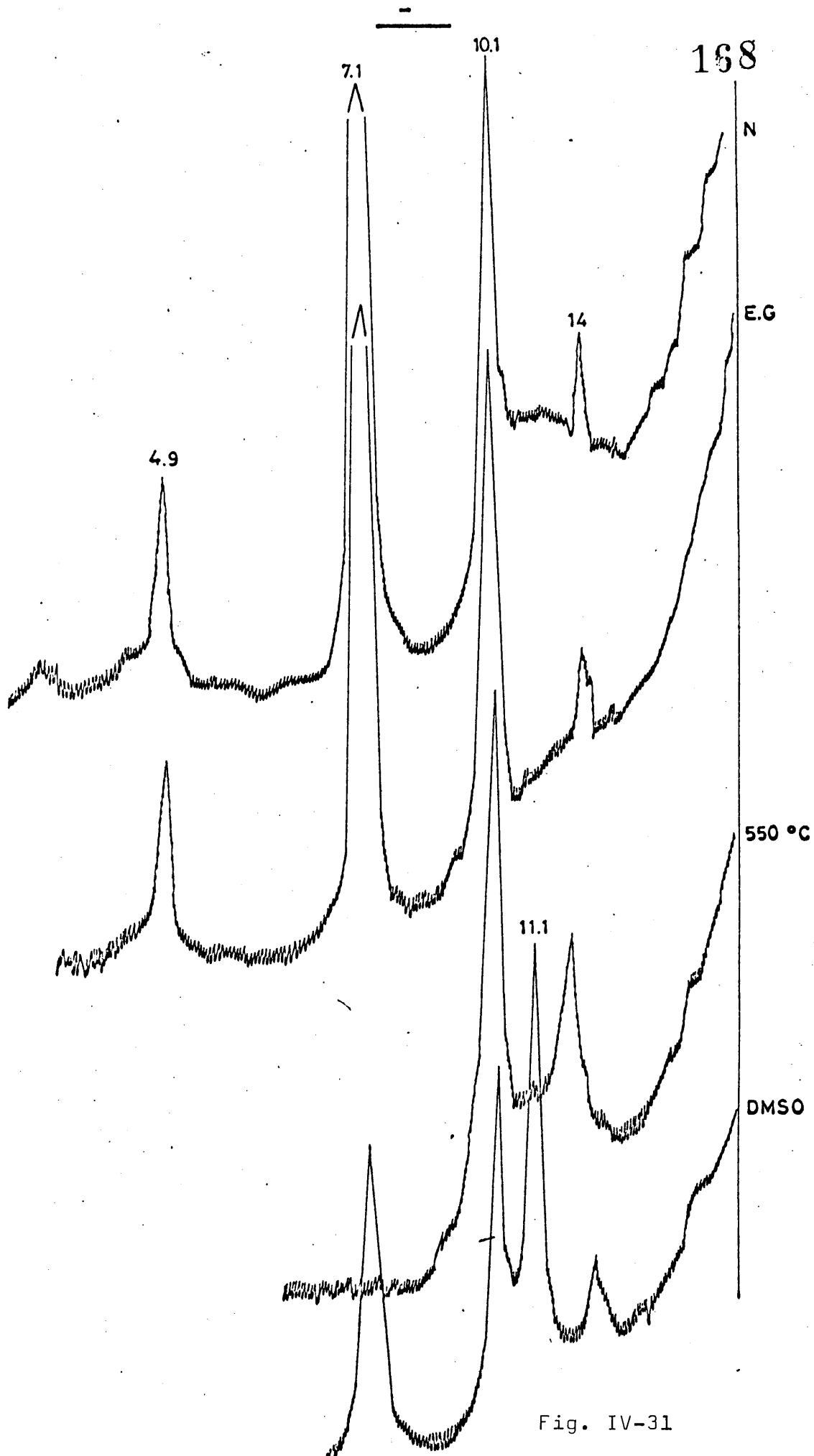


Fig. IV-31

CM-2

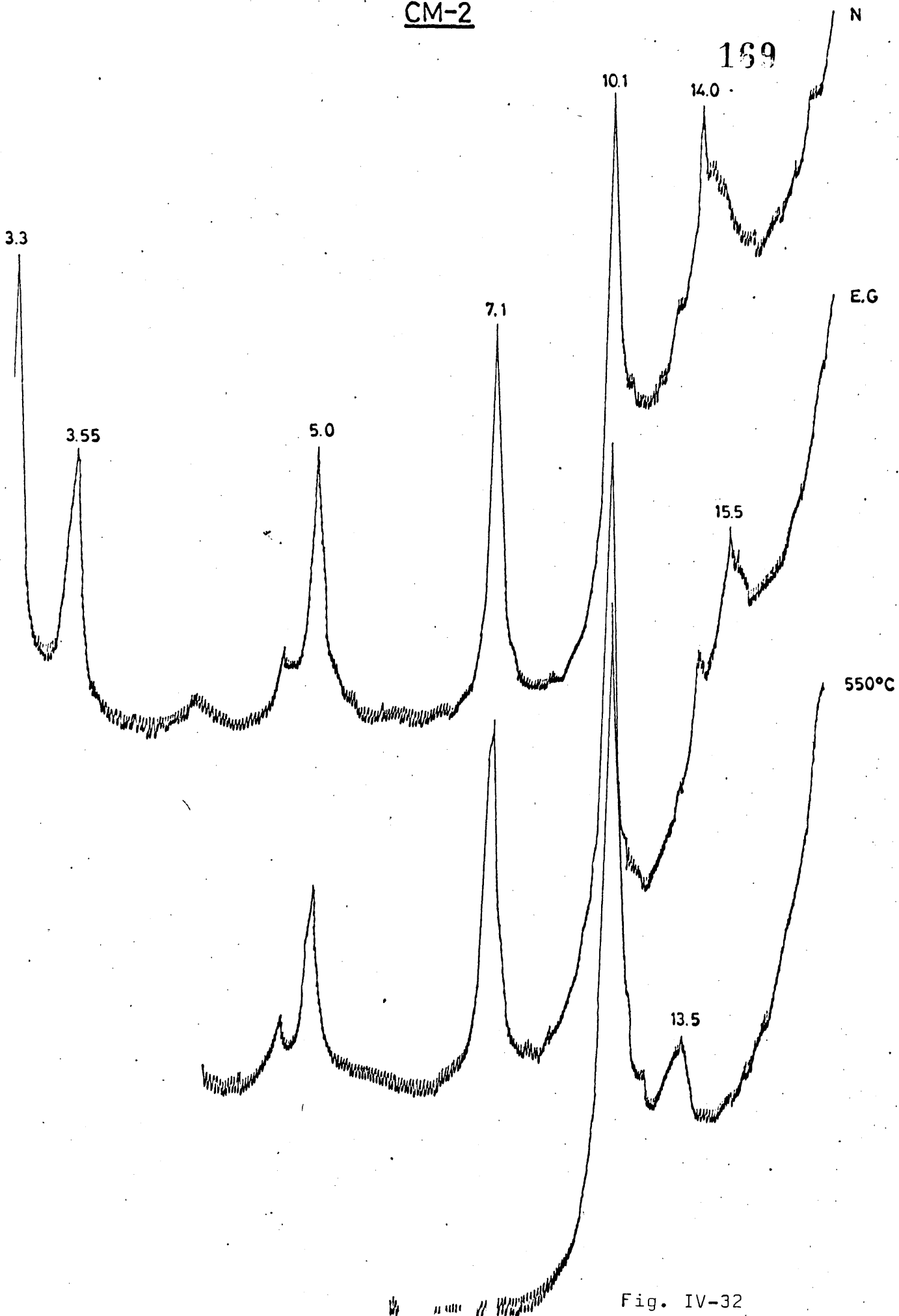


Fig. IV-32

la figura son: illita, caolinita y montmorillonita, todos ellos con sus reflexiones características y con el comportamiento ya indicado en su caso en los ejemplos correspondientes.

4. 2. 5.- VERMICULITA.-

MUESTRA PE - 5.- Serie de Vega de Pas-Puerto de las Egtacas (Santander), Fig. nº IV-33.

En esta muestra se puede observar, previamente a los tratamientos una reflexión a 14,2 Å. Dicha reflexión permanece después del tratamiento con E.G., el calentamiento a 550°C da lugar a la desaparición de esta reflexión y refuerzo de la de 10,1 Å, se trata pues de vermiculita.

La muestra contiene además illita (10,1, 5,0 y 3,33 Å) y caolinita (7,1 y 3,55 Å) y cuyo comportamiento frente a los tratamientos es el ya indicado anteriormente.

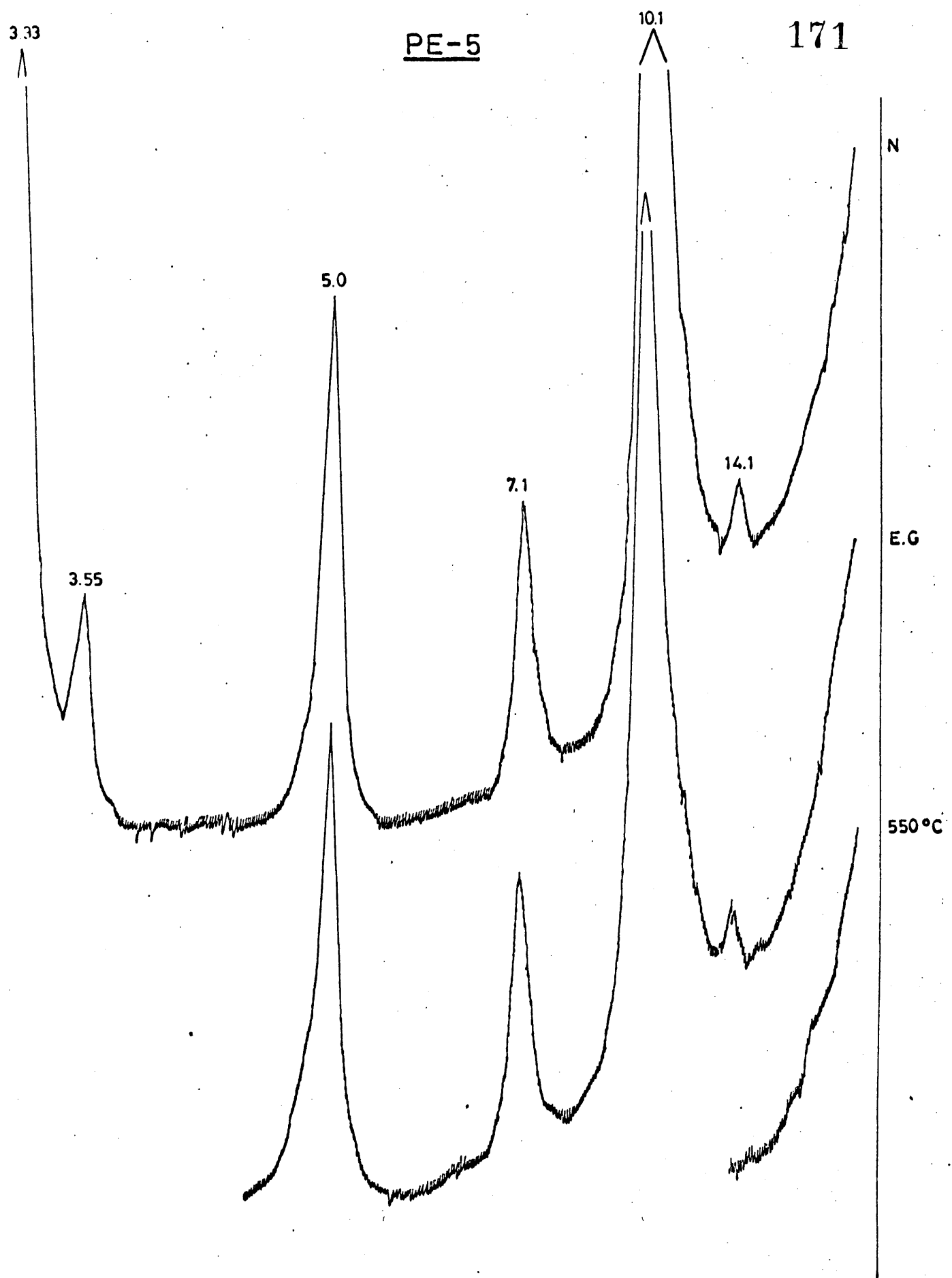


Fig. IV-33

MUESTRA PE - 1.- Serie de Vega de Pas-Puerto de las Estacas (Santander). Fig. nº IV-34.

El comportamiento de la reflexión a 14,0 Å es igual al de la muestra anterior. Los minerales que acompañan a la vermiculita en esta muestra son: caolinita (7,1 Å) e illita (10,1 y 5,0 Å), esta última es una illita de bordes abiertos, cuya primera reflexión presenta en la muestra normal una fuerte asimetría, que después del tratamiento con E.G. se desdobra en dos a 10,1 y 11 Å respectivamente, con el calentamiento se vuelve a la reflexión a 10,1 Å, en este caso simétrica, este hecho representa la existencia de un interestratificado irregular del tipo illita-montmorillonita.

4. 2. 6.- INTERESTRATIFICADOS IRREGULARES.

Son múltiples las muestras que presentan edificios interestratificados irregulares, dominando en la facies Wealdense los del tipo illita-montmorillonita (10_I-14_M) y a ellos se refieren los ejemplos siguientes.

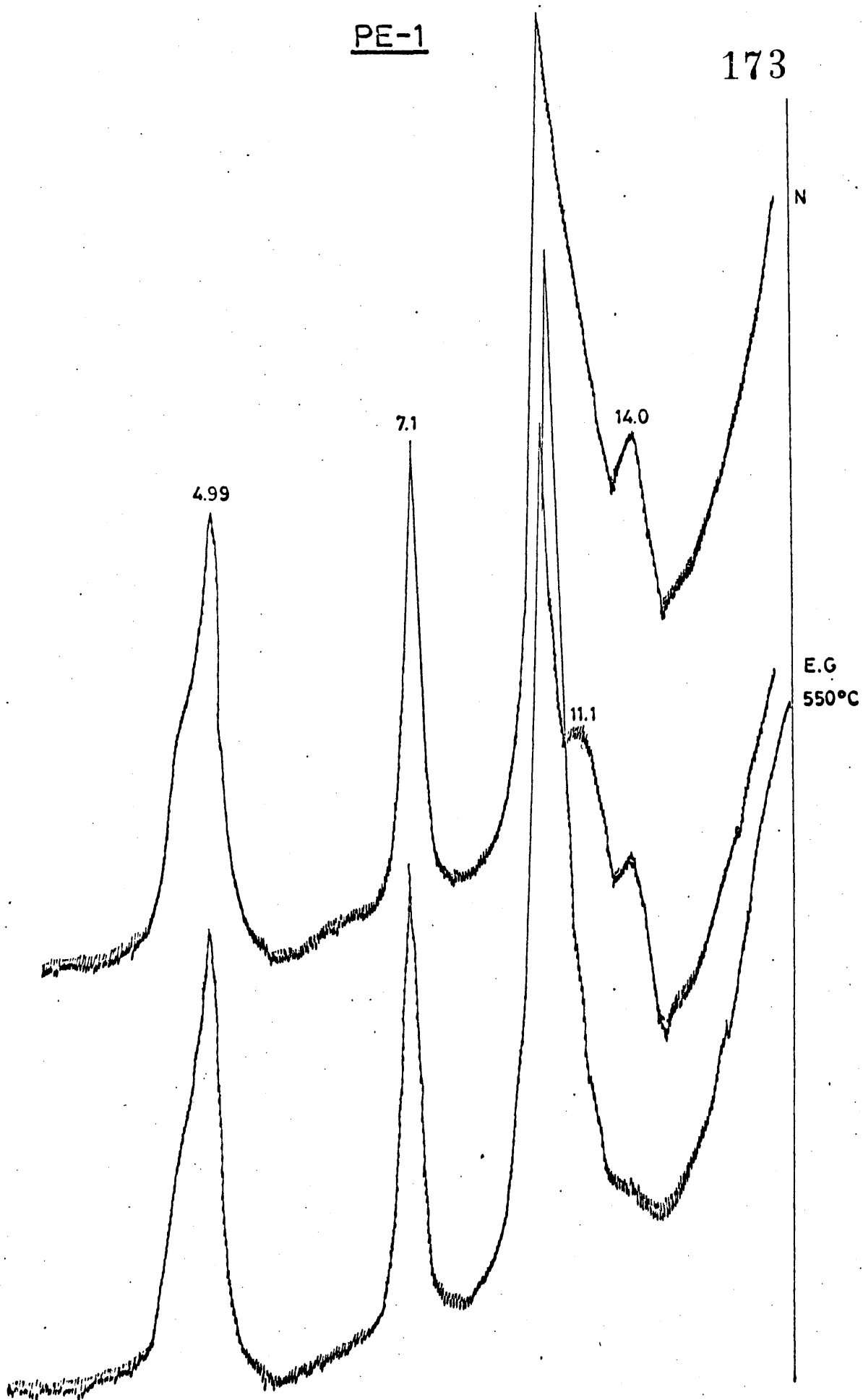


Fig. IV-34

MUESTRA Ca - 1.- Cardes (Asturias) Fig. nº IV-35.

En el difractograma de la muestra normal se pueden observar dos reflexiones a 22,6 y 11,6 Å respectivamente, que después del tratamiento con E.G. pasan a 27,5 y 13,3 Å, el calentamiento provoca la desaparición de ambas reflexiones y un aumento de la reflexión a 10,1 Å, de ello se deduce la existencia de un interestratificado irregular del tipo illita-montmorillonita (10_I-14_M). En esta muestra también se pueden observar la illita (10,1, 5,1 y 3,33 Å) y la caolinita (7,1 y 3,56 Å).

MUESTRA OZ - 6.- Serie de Ozanes (Asturias). Fig. nº IV-36.

El difractograma de la muestra normal, presenta una reflexión a 10,6 Å, que pasa a 12,7 Å después del tratamiento con E.G. y que en el calentamiento a 550°C baja a formar parte de la reflexión a 9,9 Å. Otros minerales presentes son: illita (9,9, 5,0 y 3,33 Å) y caolinita (7,1 y 3,56 Å).

La siguiente tabla resume de manera esquemática, el comportamiento de los minerales de la arcilla, presentes en esta facies, para cada uno de los trata-

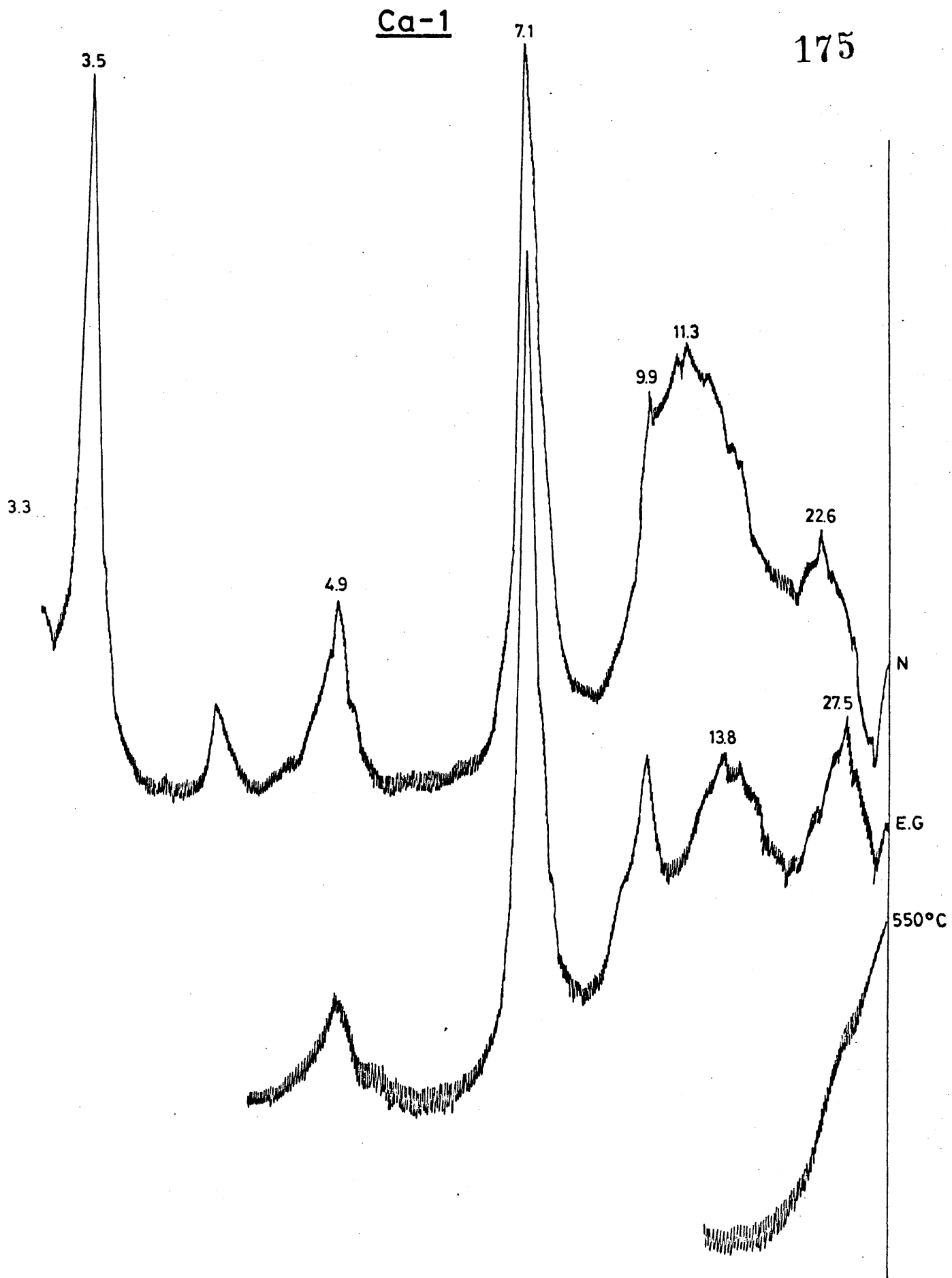


Fig. IV-35

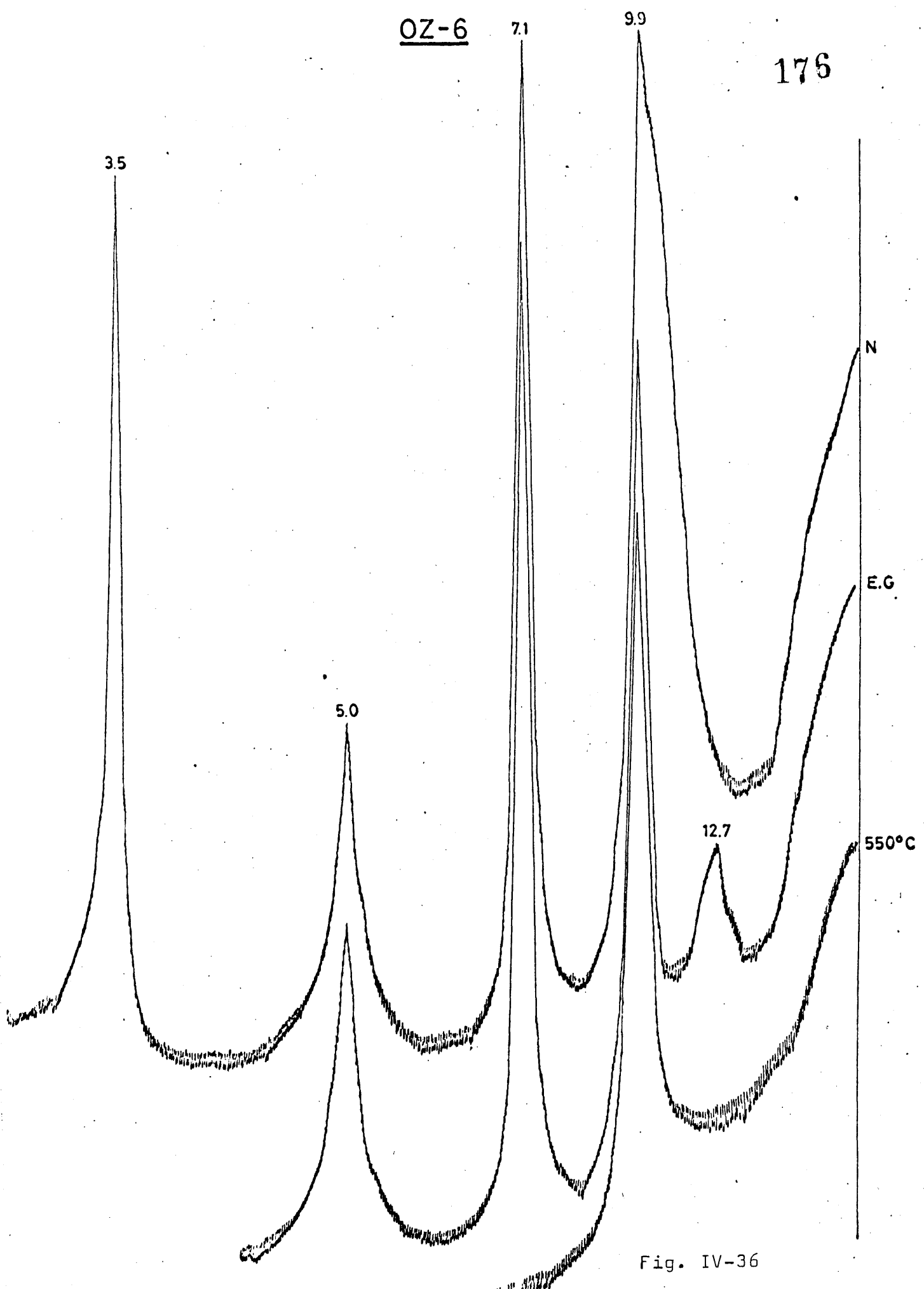


Fig. IV-36

mientos aplicados.

TABLA IV - 1

Caolinita	N	7,1		3,56			2,33
	EG	Ningun cambio					
	550°C	Desaparecen todas las reflexiones a las 2 Horas					
	DMSO	11,1					
	NMFA	11,1					
Illita	N	10,1	5,0		3,33		2,50
	E.G.	algun cambio					
	550°C	algun cambio					
			5,0		3,33		2,50
			5,0		3,33		2,50
Montmorillonita	N	14-15		5,1		3,5	
	E.G.	17	8,5		5,7	4,2	3,1
	550°C	10		5,0			
Clorita	N	14	7,1		4,7		3,5
	E.G.	Ligeros cambios					
	550°C	Ligeros cambios					
Vermiculita Mg	N	14					
	E.G.	Algun cambio					
	550°C	10					

4. 3.- Descripción mineralógica de las series.

4. 3. 1.- CUENCA ASTURIANA.

4.3.1.1.- SERIE DE SANTIANES.

Se han estudiado 14 muestras del perfil, correspondiente fundamentalmente a los tramos arcillosos. En los tramos arenosos se ha estudiado la composición mineralógica global, con especial referencia a la fracción inferior a dos micras. De los niveles limo-arcillosos solo se ha estudiado la composición mineralógica de la fracción menor de dos micras. En la tabla nº IV-2 se representan de manera esquemática los espaciados, que en los diversos tratamientos, han servido para la identificación de los distintos minerales de la arcilla presentes en cada muestra.

Muestra S-1.- Se trata de un nivel de arcillas muy arenosas blancas y amarillas. Mineralógicamente está compuesta fundamentalmente por cuarzo, cementado por la masa arcillosa, acompañado por moscovita, turmalina, zircón y rutilo. La fracción menor de dos micras está compuesta por los siguientes minerales de la arcilla: illita (75%), caolinita (25%) e interestratificados

irregulares del tipo illita-montmorillonita (10_I-14_M) en cantidad no determinada.

Muestra S-2.- Corresponde a un nivel de arenas muy compactas de color ocre. Como en el caso anterior el mineral dominante es el cuarzo, que está cementado por la arcilla y óxidos de Fe, el cortejo de minerales pesados está constituido por moscovita, turmalina, zircón y rutilo. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (85%) y caolinita (15%).

Muestra S-3.- Corresponde a un nivel de arcillas limosas compactas, veteadas en rojo y blanco. La fracción arcillosa está constituida por: illita (65%), caolinita (35%) e interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita (10_L-14_M) en cantidades pequeñas.

Muestra S-4.- Corresponde a un nivel de iguales características que el anterior, estratigráficamente más alto. La composición mineralógica de su fracción inferior a dos micras es: illita (70%), caolinita (30%) e indicios de illita-montmorillonita (10_I-14_M) irregulares.

Muestra S-5.— Corresponde a otro nivel de las mismas características que las dos muestras anteriores. Su composición mineralógica es también similar, variando únicamente los porcentajes relativos entre los minerales: illita (60%), caolinita (40%) e interestratificados del tipo illita-montmorillonita (10_I-14_M) irregulares.

Muestra S-6.— Corresponde al nivel inferior de una secuencia alternante de arcillas plásticas grises a rojas. La fracción arcilla mineralógicamente está compuesta por: caolinita (70%), illita (30%) e interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita.

Muestra S-7.— Corresponde al nivel medio de la secuencia descrita en la muestra anterior. Su composición mineralógica es la siguiente: caolinita (75%), illita (25%) y minerales interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita.

Muestra S-8.— Se trata de una muestra recogida en el nivel superior de la secuencia a que corresponden las dos muestras anteriores. Su composición mineralógica es similar a ellas, estan

do constituida por: caolinita (75%), illita (25%) e interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita.

Muestra S-9.- Corresponde a un nivel de arcillas blancas de escasa potencia. La fracción menor de dos micras presenta la siguiente composición mineralógica: caolinita (60%), illita (40%) y minerales interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita (10_I-14_M).

Muestra S-10.- Se trata de una muestra recogida en un nivel de arcillas blancas, situado sobre un potente tramo conglomerático. La composición mineralógica es la siguiente: caolinita (65%), illita (35%) y minerales interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita.

Muestra S-11.- Corresponde a un tramo de arcillas grises y violáceas que alterna con arenas blancas. La muestra está tomada en los niveles de arcillas. Mineralógicamente está compuesta por: caolinita (65%) e illita (35%).

Muestra S-12.- Corresponde a un nivel de arcillas negras lignitíferas, incluido en un potente tramo de conglomerados. Su composición mineralógica

en la fracción inferior a dos micras es la siguiente: caolinita (70%), illita (30%) y minerales interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita (10_I-14_M).

Muestra S-13.- Corresponde a un lentejón de arcillas negras, ricas en materia orgánica, con restos vegetales lignificados. Su composición mineralógica es la siguiente: caolinita (60%) e illita (40%).

Muestra S-14.- Corresponde al nivel superior de la serie, se trata de una muestra de arcillas blanquecinas. La fracción menor de dos micras está compuesta por: caolinita (70%), illita (30%) y minerales interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita (10_I-14_M).

La figura nº IV-37 representa los diagramas de ATD, que se han realizado sobre algunas de las muestras. En ellos se pueden observar los efectos que caracterizan a la caolinita. Usando el método de BRAMAO et al. (1951) se ha determinado el politipo, que presenta una marcada variación entre las muestras S-8, S-10 y S-12. En la primera de estas muestras se ha determinado una caolinita tipo pm (razón de pendientes, 1,9) mientras que en la última de

SERIE DE SANTIANTES

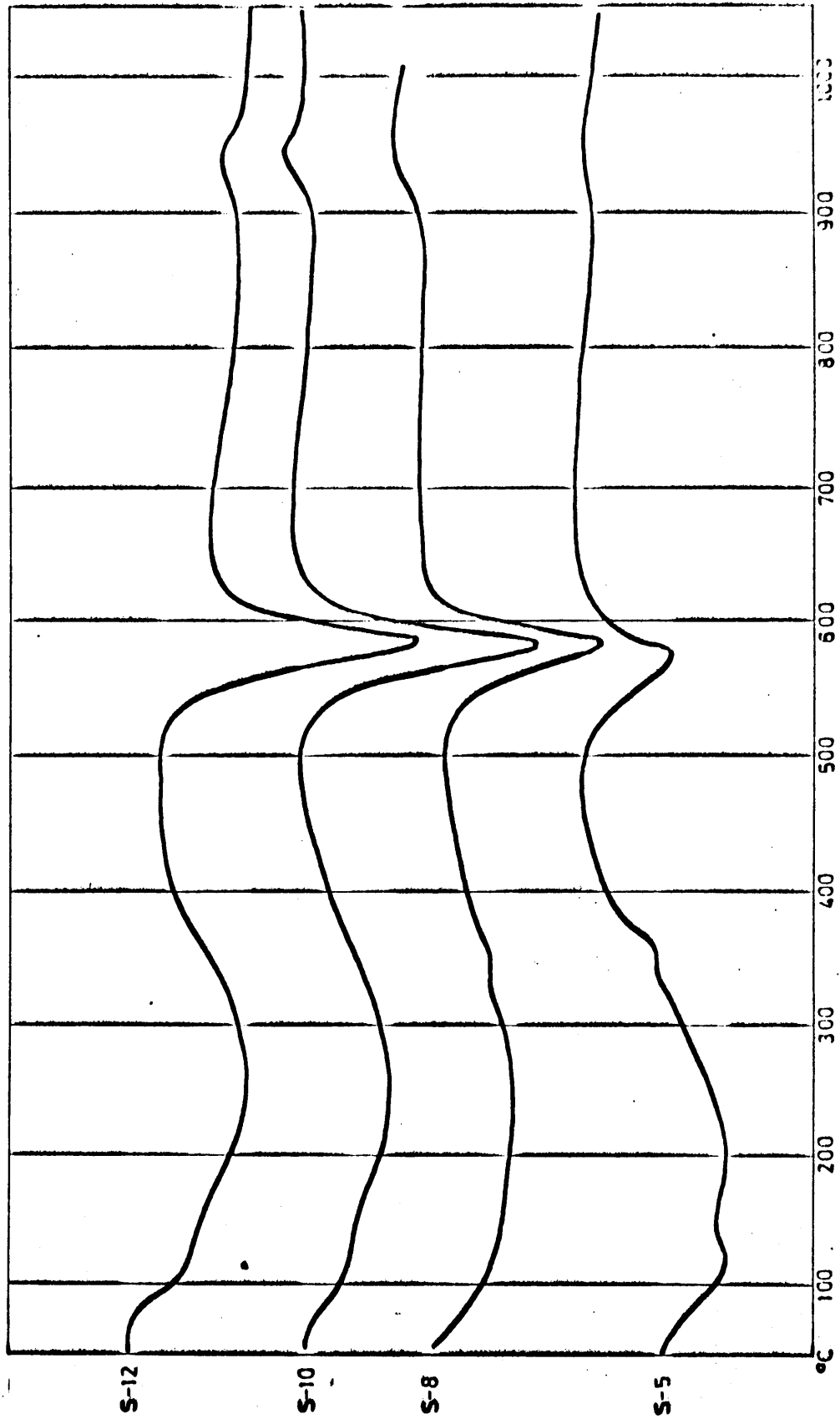


Fig. IV-37

ellas se determinó una caolinita tipo T con un ligero desorden (razón de pendientes, 1, 2), a la muestra intermedia (S-10) le corresponde una caolinita tipo P_M-F con razón de pendientes 1,4.

Se estudiaron al microscopio electrónico las muestras S-8 y S-12, en ambos casos, la caolinita presenta una buena morfología, pudiéndose observar buenos cristales exagonales. El tamaño de partícula es variable, predominando las de pequeño tamaño. Ambas muestras están compuestas por una gran cantidad de caolinita y en segundo lugar por buenos cristales de mica (ilita).

La variación cuantitativa de los minerales de la arcilla a lo largo del perfil, se representa de manera esquemática, junto a la columna estratigráfica, en la figura n° IV-38.

TABLA IV-2SANTIAGES

Reflexiones (001) en la region de bajos angulos en A.O. de la fracción < 2 μ

Muestra	N	E.G.	Cal.	Otros tratam.	Minerales
S-1	11.04	12.6	10		(10 _I +14 _M)
	10	10	10		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
S-2	10	10	10		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
S-3	10.7	11.8	10.1		(10 _I +14 _M)
	9.9	9.9	10.1		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
S-4	11.7	12.2	10.2		(10 _L +14 _M)
	10.1	10.1	10.2		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
S-5	10.9	12.7	10.1		(10 _I +14 _M)
	10.1	10.1	10.1		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
S-6	10.04	12.2	10		10 _I +14 _M
	10	10	10		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita

TABLA IV-2 (Continuación)

Muestra	N	E.G.	Caol.	Otros tratam.	Minerales
	10.7	12.6	10		10 _I +14 _M
S-7	9.9	9.9	10		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
	11.6	12.8	10		10 _I +14 _M
S-8	10.1	10.1	10		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
	12.6	14.2	10.1		10 _I +14 _M
S-9	10.2	10.2	10.1		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
	11.9	12.8	10		10 _I +14 _M
S-10	10.1	10.1	10		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita

TABLA IV-2 (Continuación)

Muestra	N	E.G.	Caol.	Otros tratam.	Minerales
S-11	10.1	10.1	10.1		Ilita
	7.2	7.2	-		Caolinita
S-12	10.7	12.2	10.1		10 _I +14 _M
	10.1	10.1	10.1		Ilita
	7.2	7.2	-		Caolinita
S-13	10.0	9.9	10.0		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
S-14	11.1	11.7	9.9		10 _I +14 _M
	9.9	9.9	9.9		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita

4.3.1.2.- SERIE DE MANJOYA.

Se han estudiado nueve muestras, tres de ellas corresponden a niveles arenosos más o menos desarrollados y las seis restantes a los niveles limo-arcillosos intercalados. En la tabla nº IV-3 están representadas de manera esquemática las reflexiones, que en los diversos tratamientos, han servido para la identificación de los minerales de la arcilla presentes en cada muestra.

Muestra M-1.- Corresponde a tramo inferior de la serie en contacto directo con el Carbonífero. Se trata de una marga calcarea que constituye frecuentes nódulos en el tramo, que en conjunto es de naturaleza arcillosa. La fracción menor de dos micras está compuesta por: illita (90%) y caolinita (10%).

Muestra M-2.- Se trata de una muestra de arcilla negra, con restos de lignito que corresponde al mismo tramo de la muestra anterior. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (60%), caolinita (40%) e indicios de interstratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita (10_I-14_M).

Muestra M-3.— Corresponde a un nivel de arenas blancas. Mineralógicamente está compuesta por cuarzo, cementado por una matriz arcillosa, y en cantidades no superiores al 5% por plagioclasas, los minerales pesados encontrados son moscovita, turmalina y zircón. La fracción menor de dos micras está compuesta por: caolinita (55%) e illita (45%).

Muestra M-4.— Corresponde a un nivel de arcillas piritosas con nódulos calcareos. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (60%), caolinita (40%) e indicios de interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita (10_I-14_M).

Muestra M-5.— Corresponde a un tramo de arenas con lentejones arcillosos, se trata de una muestra de arena blanca. Mineralógicamente está compuesta por cuarzo, con cemento arcilloso y en ocasiones ferruginoso. Los minerales pesados encontrados son: moscovita, turmalina, zircón, rutilo y menas metálicas opacas. La fracción menor de dos micras está constituida exclusivamente por caolinita (75%) e illita (25%).

Muestra M-6. - Corresponde a un nivel de arcillas grises micáceas. Los minerales de la arcilla presentes son: caolinita (60%), illita (40%) e interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita (10_I-14_M) como indicios.

Muestra M-7. - Corresponde a un tramo de areniscas grises calcáreas con nodulos de limonita. La fracción menor de dos micras contiene: caolinita (50%) e illita (50%).

Muestra M-8. - Se trata de una muestra tomada en un nivel de arcillas grises a negras, con nodulos ferruginosos. Los minerales de la arcilla presentes son: caolinita (50%), illita (50%) e indicios de interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita.

Muestra M-9. - Corresponde a un nivel de arenas micáceas limoníticas. Está compuesta por cuarzo, con cemento arcilloso y ferruginoso, con escasa proporción de moscovita y zircón. La fracción menor de dos micras está compuesta por: caolinita (70%), illita (30%) e indicios de interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita (10_I-14_M).

La figura nº IV-31 representa las curvas de ATD de las muestras M-4, M-6, M-8 y M-9. En todas ellas se pueden observar los efectos endotermicos correspondientes a la caolinita. Se han determinado los politipos de las tres ultimas muestras, en ellos se vé una variación que va desde la caolinita tipo pM-T, con razón de pendientes 1,5 (M-6), a una caolinita tipo T un poco desordenada (muestras M-8 y M-9).

Se han estudiado al microscopio electrónico las muestras M-6 y M-8, en ambos casos se han observado los siguientes minerales: caolinita, de regular morfología, con granos frecuentemente redondeados y marcada heterometría, micas, interestratificados y goetita con maclas en asterisco. La microfotografía nº IV-1 corresponde a una visión general de la muestra M-6.

La variación cuantitativa de los minerales de la arcilla a lo largo del perfil, se representa de manera esquemática en la figura nº IV-40 en la que también se ha dibujado la columna estratigráfica esquemática.

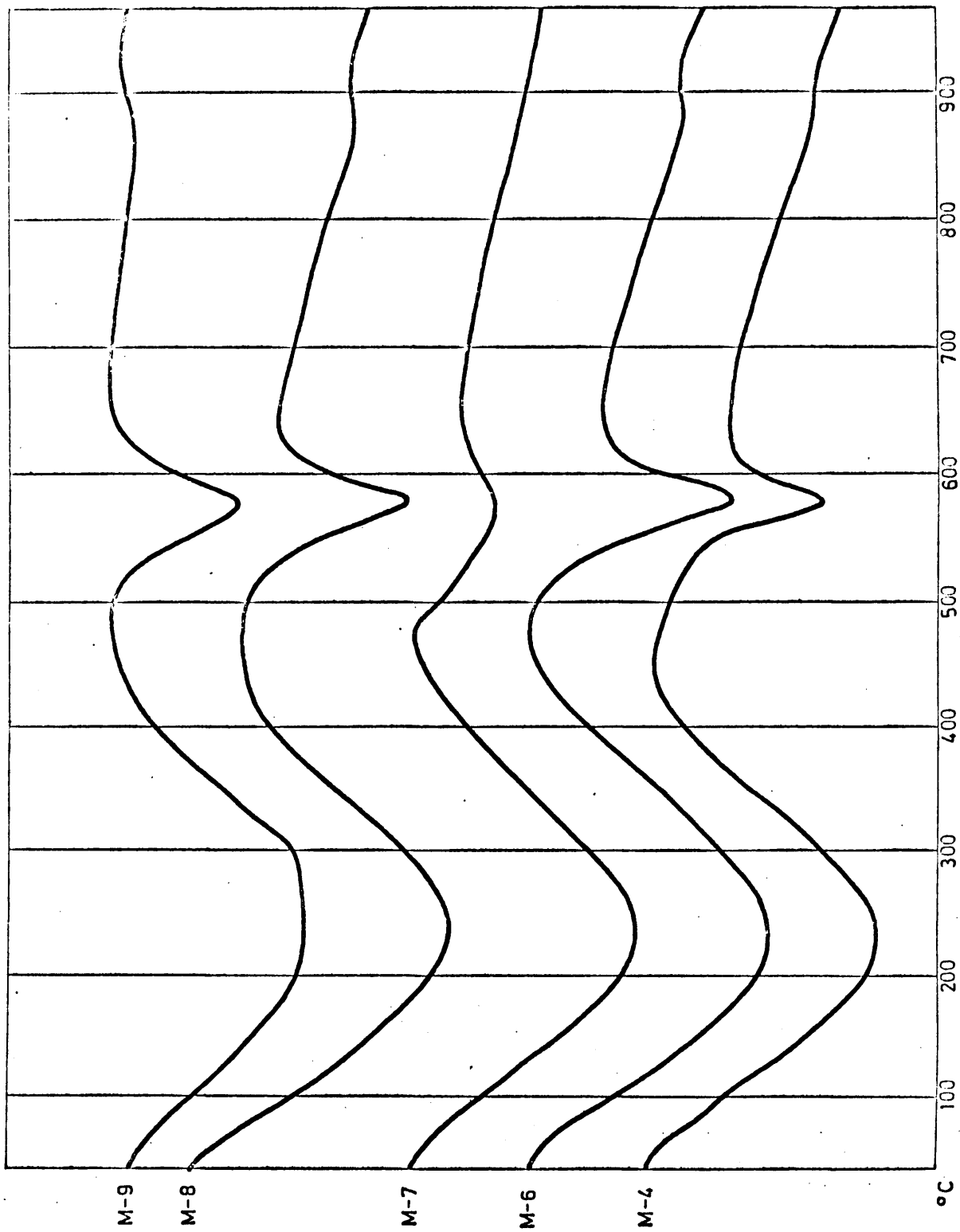


Fig. IV-39



Microfotografia nº IV - 1. Muestra M - 6
Serie de Manjaya

TABLA IV-3MANJOYA

Reflexiones (001) en la región de bajos ángulos A.O. de la fracción $< 2\mu$

Muestra	N	E.G.	Cal.	Otros tratam.	Minerales
M-1	10.0	10.0	9.9		Ilita
	7.2	7.2	-		Caolinita
M-2	10.5	12.6	10.1		$10_I + 14_M$
	10.1	10.1	10.1		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
M-3	10.0	10.0	9.9		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
M-4	9.9	12.1	9.9		$10_I + 14_M$
	9.9	9.9	9.9		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
M-5	10.7	11.1	9.9		$10_I + 14_M$
	9.9	9.9	9.9		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita

TABLA IV-3 (Continuación)

Muestra	N	E.G.	Cal.	Otros tratam.	Minerales
M-6	11.6	13.3	10.1		10 _I +14 _M
	10.1	10.1	10.1		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
M-7	10.1	10.1	9.9		Ilita
	7.2	7.2	-		Caolinita
M-8	11.6	12.6	10.1		10 _I +14 _M
	10.1	10.1	10.1		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
M-9	10.1	12.2	9.8		10 _I +14 _M
	10.1	10.1	9.8		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita

4.3.1.3.- SERIE DE CUERRIAS.-

El predominio de las arenas en esta serie es tal, que de las ocho muestras estudiadas, seis corresponden a niveles de este tipo y solo dos a niveles de arcilla muy poco potentes. En la tabla nº IV-4 se presenta de manera esquemática las reflexiones, que en los diversos tratamientos, han servido para identificar los minerales de la arcilla presentes en cada muestra.

Muestra Cu-1.- Corresponde a un nivel de arcillas arenosas negras, ricas en materia orgánica, que forman el tramo inferior directamente en contacto con el Paleozoico. Su composición mineralógica es la siguiente: caolinita (50%), illita (50%) e indicios de interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita (10_I-14_M).

Muestra Cu-2.- Corresponde a un nivel de arenas micáceas blancas. Está constituida por cuarzo, que está acompañado de pequeñas cantidades de moscovita, turmalina, zircón y rutilo. La fracción menor de dos micras está formada por: caolinita (80%) e illita (20%).

Muestra Cu-3.- Corresponde a un nivel de arcillas piritosas negras, inmediato al nivel arenoso de la muestra anterior. La composición mineralógica es la siguiente: illita (55%), caolinita (45%) e indicios de interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita.

Muestra Cu-4.- Se trata de un nivel de arenas arcillosas blancas. La muestra está constituida por cuarzo, con cemento arcilloso, al que acompañan turmalina, zircón y rutilo. La fracción arcillosa, bastante abundante, está constituida por caolinita, con illita e interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita como impurezas.

Muestra Cu-5.- Corresponde a un nivel de arenas arcillosas, con abundantes restos carbonosos. Está constituida por cuarzo, con cemento arcilloso, y en pequeña cantidad por feldespatos potásico, tipo ortosa, moscovita, clorita, zircon y rutilo. La fracción menor de dos micras está compuesta por: illita (60%), caolinita (40%) e indicios de interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita.

Muestra Cu-6.- Corresponde al tramo superior de la serie que está formado por arenas con delgados niveles de arcillas blancas. La muestra está tomada en el nivel inferior de arenas. Mineralógicamente está constituida por cuarzo, acompañado de pequeñas cantidades de ortosa, turmalina, moscovita y zircon. La fracción inferior a dos micras está formada por: caolinita (70%), illita (30%) e indicios de interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita.

Muestra Cu-7.- Corresponde a otro nivel arenoso del tramo superior, está constituida por cuarzo, acompañado del feldespato potásico del tipo ortosa y microclina, en cantidades inferiores al 5% y por plagioclasas, moscovita, turmalina y zircon. La fracción menor de dos micras está formada exclusivamente por caolinita (55%) e illita (45%).

Muestra Cu-8.- Corresponde al nivel arenoso superior, que constituye el techo de la formación. Está constituida esta muestra por cuarzo, ortosa, microclina, plagioclasas, moscovita, turmalina, titanita y granates. La fracción inferior

a dos micras está formada por: caolinita (75%),
ilita (25%) e indicios de interestratificados
irregulares del tipo ilita-montmorillonita
(10_I-14_M).

La figura IV-41 representa las curvas de ATD de las muestras Cu-4 y Cu-8. En ambos casos se observan perfectamente los efectos debidos a la presencia de caolinita. Utilizando el método de BRAMAO et al. (1951), se ha determinado el politipo de la caolinita en ambas muestras, presentando una clara diferencia, puesto que el politipo de la caolinita en la muestra Cu-4 es el pM, mientras que a la muestra Cu-8 le corresponde el tipo T, es decir una caolinita triclinica totalmente ordenada.

Se han estudiado al microscopio electrónico, las muestras Cu-4 y Cu-7. La microfotografía n° IV-2 corresponde a un cristal de caolinita que presenta las características medias de ambas muestras, se trata de una caolinita de buena morfología y tamaño de partícula grande. En conjunto la caolinita es muy heterométrica, con predominio de los tamaños medianos. En ambas muestras se observaron maclas en asterisco correspondientes a goetita. La microfotografía n° IV-3 corresponde a una visión general de la misma muestra.

SERIE DE CUERRIAS

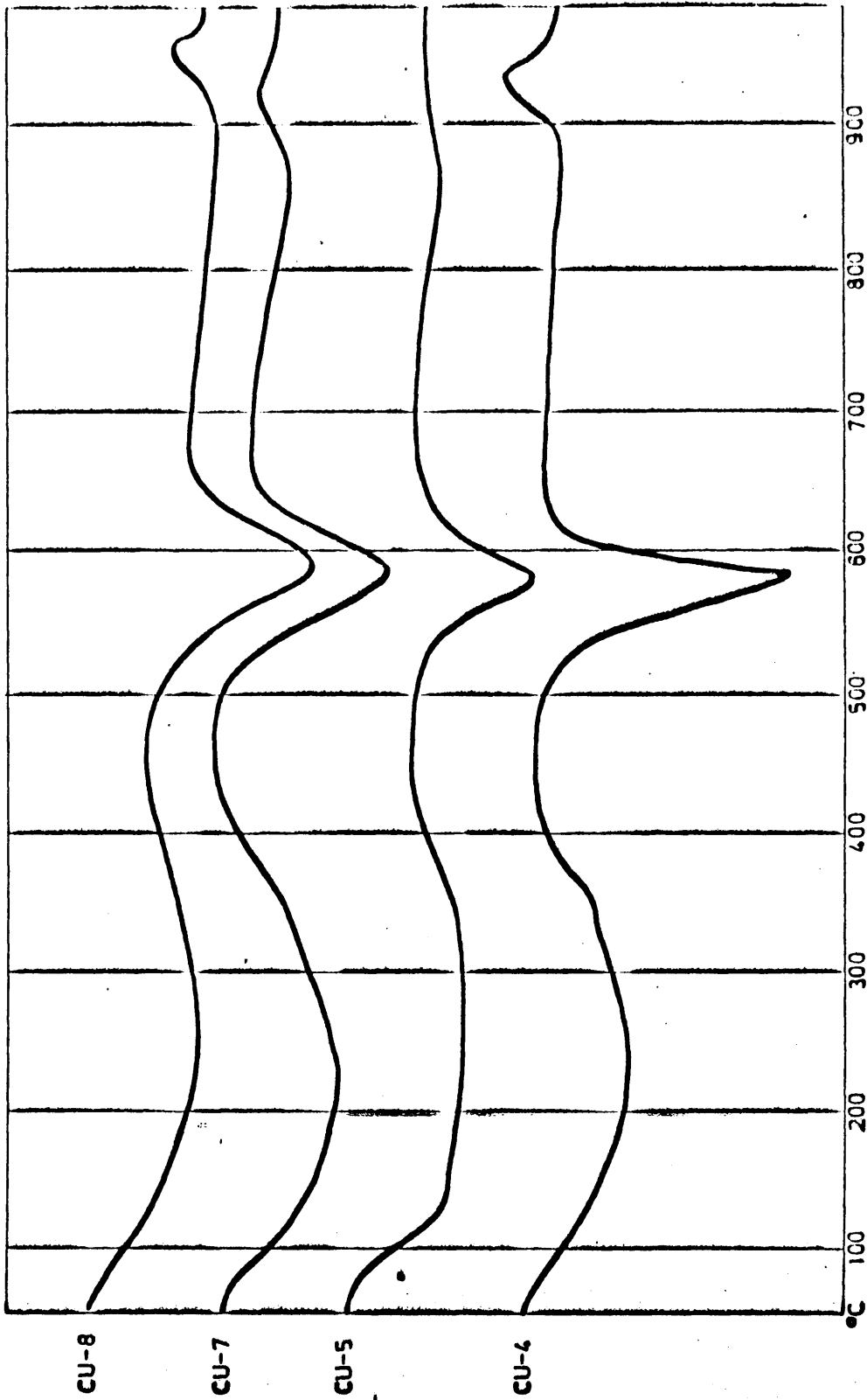
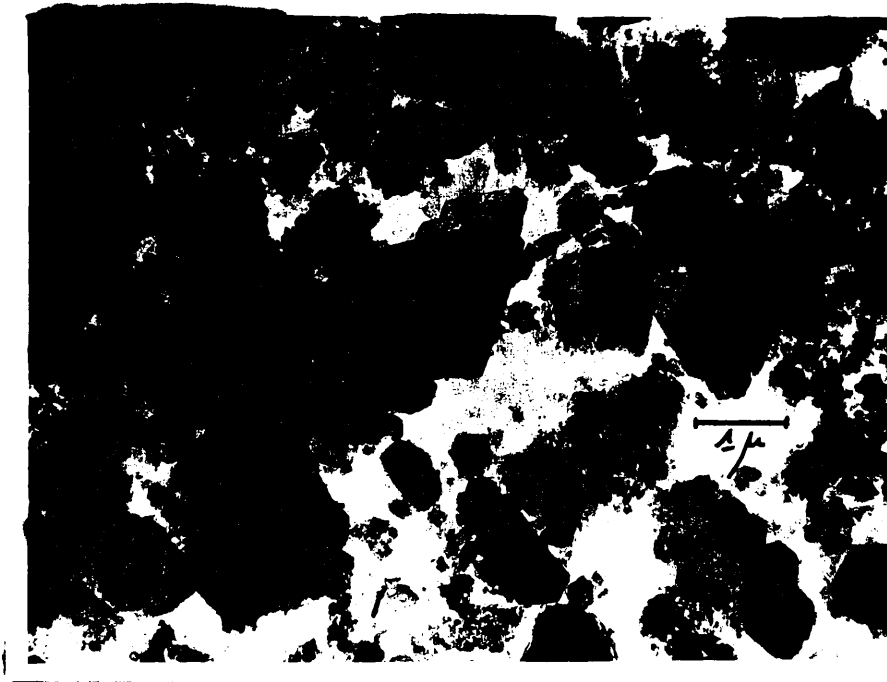


Fig. IV-41

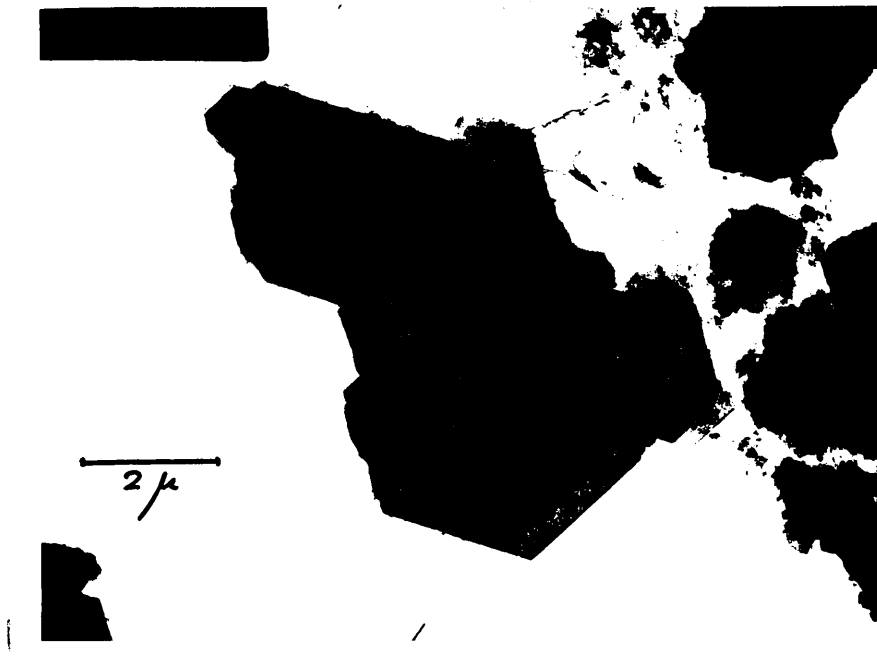


Microfotografía nº IV - 2. Muestra Cu - 7

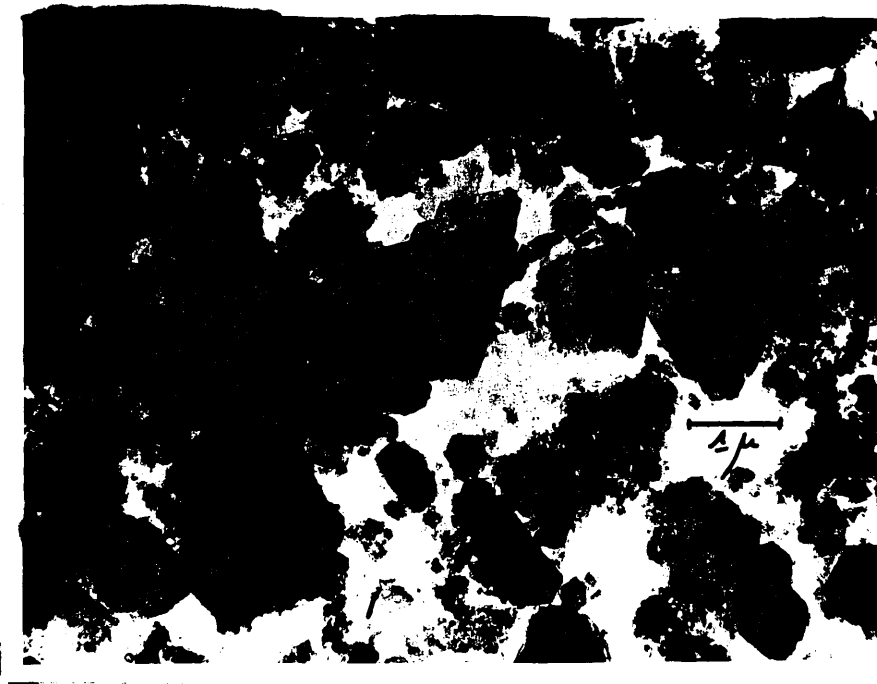


Microfotografía nº IV -3. Muestra Cu - 7

Serie de Cuerrias



Microfotografía nº IV - 2. Muestra Cu - 7



Microfotografía nº IV -3. Muestra Cu - 7

Serie de Cuerrias

La variación cuantitativa de los minerales de la arcilla a lo largo del perfil, junto a la columna estratigráfica, se representan de manera esquemática en la figura nº IV-42.

SERIE DE CUERRIAS

205

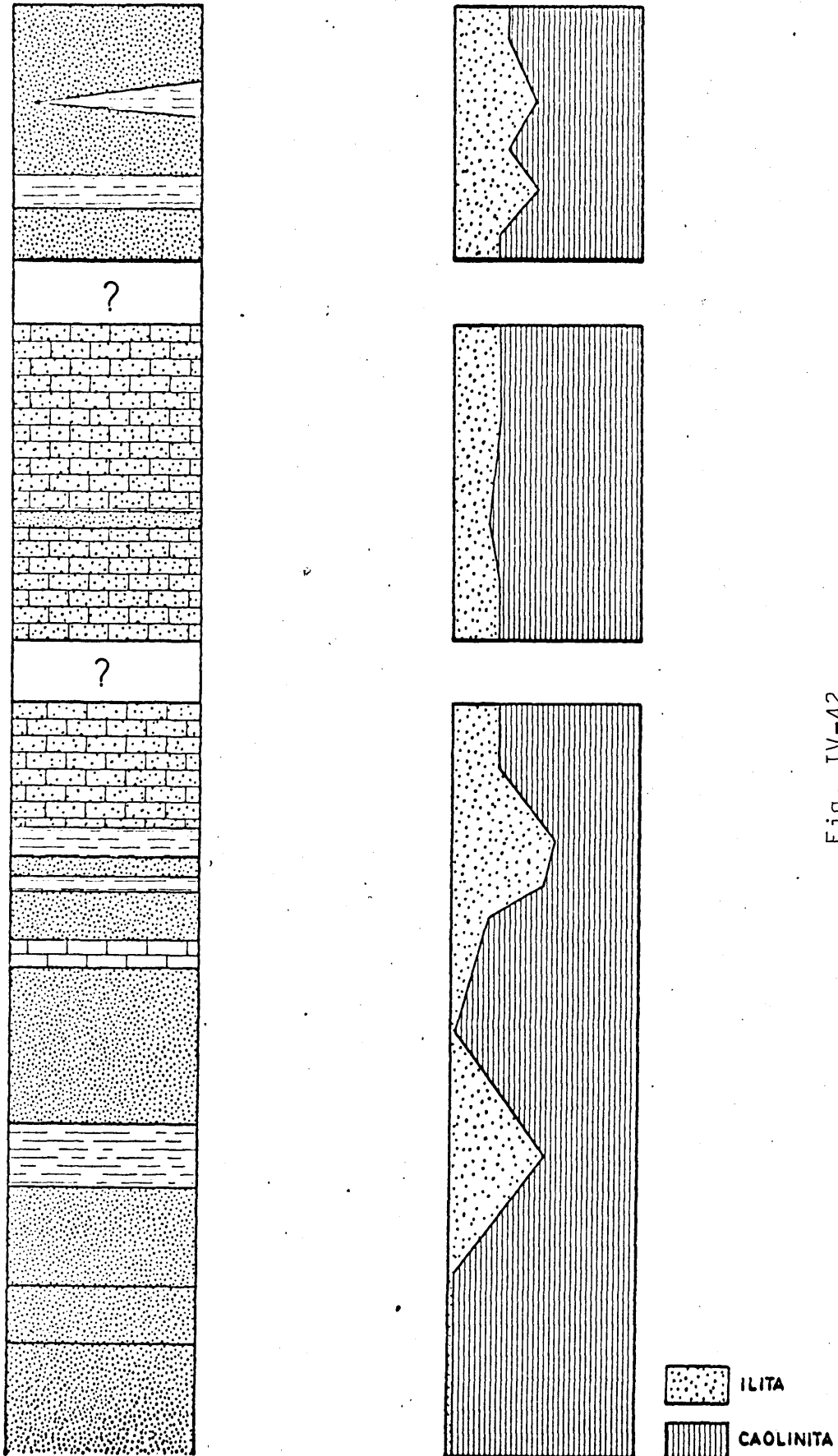


Fig. IV-42

TABLA IV-4QUEBRILAS

Reflexiones (001) en la region de bajos angulos A.O. de la fracción $< 2\mu$

Muestra	N	E.G.	Cal.	Otros tratam.	Minerales
	10.7	12.8	10.0		10_I+14_M
Cu-1	10.0	10.0	10.0		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
	11.0	11.0	10.0		10_I+14_V
Cu-2	10.0	10.0	10.0		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
	10.0	11.7	9.9		10_I+14_M
Cu-3	10.0	10.0	9.9		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
	11.8	13.5	9.9		10_I+14_M
Cu-4	9.9	10.0	9.9		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita

TABLA IV-2 (Continuación)

Muestra	N	E.G.	Cal.	Otros tratam.	Minerales
Cu-5	10.1	12.6	10.0		10 _I +14 _M
	10.1	10.2	10.0		Ilita
	7.2	7.2	-		Caolinita
Cu-6	10.0	12.6	9.9		10 _I +14 _M
	10.0	10.1	9.9		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
Cu-7	9.8	9.9	9.8		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
Cu-8	10.0	12.6	10.0		10 _I +14 _M
	10.0	10.0	10.0		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita

4.3.1.4.- SERIE DE OZANES.

Se han estudiado nueve muestras, que corresponden al primer tramo detrítico de la serie descrita en el apartado primero de este capítulo. Las muestras limo-arcillosas son las más abundantes y de ellas se ha estudiado la fracción menor de dos micras. Las muestras arenosas han sido estudiadas al microscópio de polarización. En la tabla nº IV-5 se presentan de manera esquemática los espaciados, que en los diversos tratamientos, han servido para la identificación de los minerales de la arcilla presentes en cada muestra.

Muestra OZ-1.- Corresponde a un nivel arcilloso, dentro del tramo basal, que es conjunto poco visible. La fracción menor de dos micras, mineralógicamente está compuesta por: illita (60%), caolinita (40%) e indicios de minerales interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita (10_I-14_M).

Muestra OZ-2.- Corresponde, dentro del tramo descrito en la muestra anterior, a un nivel de arenas blancas. La muestra está constituida casi exclusivamente por cuarzo, con granos heterométricos y angulosos y cemento arcilloso. Los minerales pesados que acompañan al cuarzo son:

turmalina y circon. La fracción menor de dos micras está constituida por caolinita con impurezas de illita y de interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita.

Muestra OZ-3.- Corresponde a otro nivel arenoso del mismo tramo. Dominan en la muestra las fracciones arena fina y limo. Está constituida casi exclusivamente por cuarzo, que en ocasiones presenta inclusiones de rutilo. Los minerales pesados observados son: turmalina y circon. La fracción menor de dos micras está constituida por caolinita (80%) e illita (20%).

Muestra OZ-4.- Este primer tramo está coronado por un nivel arenoso, al que corresponde la muestra. Está compuesta como en los casos anteriores, casi exclusivamente por cuarzo, al que acompañan turmalina y circon y rutilo. La fracción menor de dos micras está constituida por caolinita con impurezas de illita.

Muestra OZ-5.- Después de una zona no visible, comienza un nuevo tramo arenoso, con intercalaciones arcillosas. La muestra corresponde al primero de estos niveles. Los minerales de la arcilla

lla presentes en ella son: illita (60%), caolinita (40%) e indicios de interestratificados irregulares del tipo illita montmorillonita ($10_{\text{I}}-14_{\text{M}}$).

Muestra OZ-6.— Corresponde a otro de los niveles arcillosos del mismo tramo. Mineralógicamente, la fracción menor de dos micras está constituida por: illita (70%), caolinita (30%) e indicios de interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita.

Muestra OZ-7.— Corresponde al nivel superior arcilloso de este tramo. Mineralógicamente, la fracción menor de dos micras está constituida por: caolinita (50%), illita (50%) e indicios de interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita.

Muestra OZ-8.— Corresponde a un potente tramo, constituido exclusivamente por arenas blancas micáceas. La muestra está formada casi exclusivamente de cuarzo, cementado por arcillas. Está acompañado el cuarzo por láminas de moscovita y por zircon, turmalina y rutilo. La fracción menor de dos micras está constituida por: caolinita (55%) e illita (45%).

Muestra OZ-9.— Corresponde al nivel superior de los estudiados, se trata de una arcilla roja. Mineralógicamente está compuesta por caolinita (50%) e illita (50%).

En la figura nº IV-43 pueden observarse las curvas de ATD, correspondientes a varias muestras de esta serie. En ellas se puede observar la variación en la simetría del endotérmico principal de la caolinita, así como la diferente temperatura a que se produce. Se han determinado los politipos de la caolinita en las muestras OZ-3 y OZ-5, observándose una marcada variación, con paso de una caolinita tipo pM, a una caolinita tipo pM-T de carácter intermedio.

Se han estudiado al microscopio electrónico las muestras OZ-3 y OZ-5, en ambos casos se ha puesto de manifiesto la existencia de caolinita, illita y goetita, esta última con maclas en asterisco. En ambos casos se trata de una caolinita de gran tamaño de partícula y buena morfología exagonal. En la microfotografía nº IV-4 se puede observar una visión general de los minerales de la arcilla existentes en la muestra OZ-5.

En la figura nº IV-44 se representa de manera esquemática la columna estratigráfica, así como la variación cuantitativa de los minerales de la arcilla a lo largo del perfil.

SERIE DE OZANES

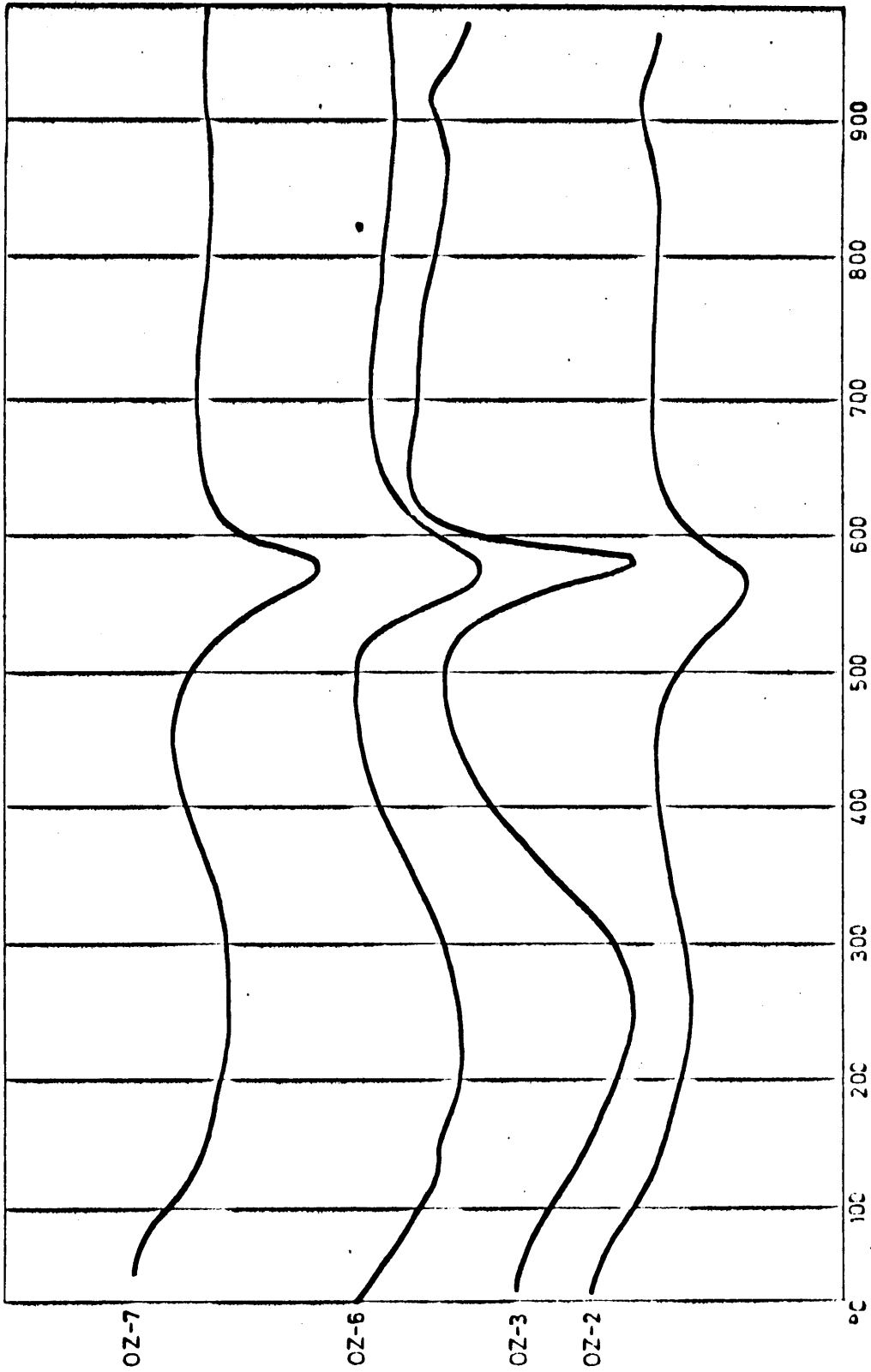


Fig. IV-43



Microfotografia nº IV - 4. Muestra OZ - 5
Serie de Ozanes

SERIE DE OZANES

214

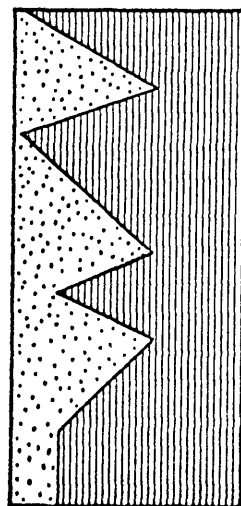
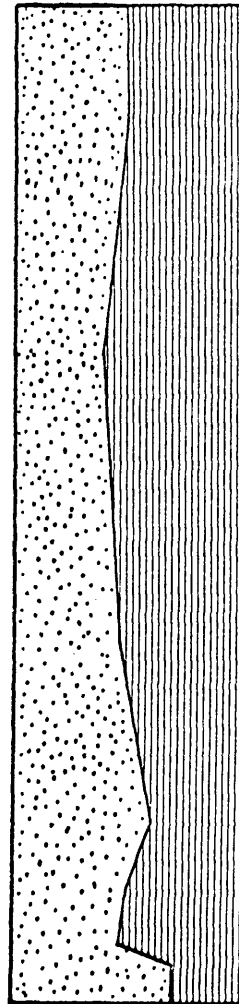
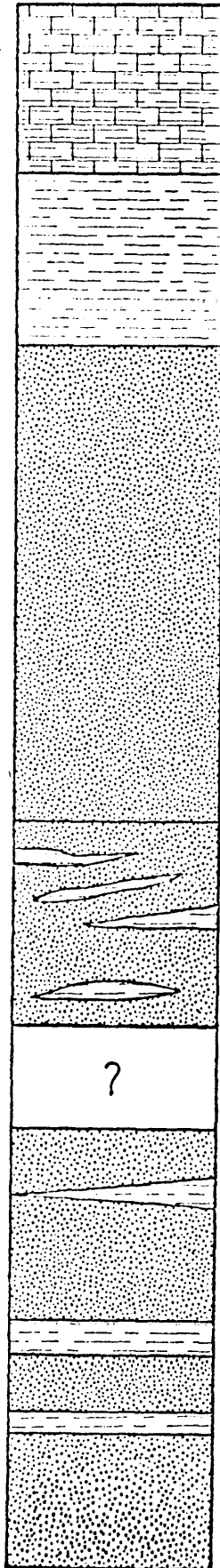


Fig. IV-44

 ILITA
 CAOLINTA

TABLA IV-5OZANES

Muestra	N	E.G.	Cal.	Otros tratam.	Minerales
	10.0	11.7	9.9		10 _I +14 _M
OZ-1	10.0	10.0	9.9		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
	11.7	12.6	9.9		10 _I +14 _M
OZ-2	10.1	10.1	9.9		Ilita
	7.2	7.2	-		Caolinita
	10.1	10.1	9.9		Ilita
OZ-3	7.1	7.1	-		Caolinita
	10.1	10.1	9.9		Ilita
OZ-4	7.2	7.2	-		Caolinita
	9.9	12.3	9.9		10 _I +14 _M
OZ-5	9.9	9.9	9.9		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita

TABLA IV-5 (Continuación)

Reflexiones (001) en la región bajos ángulos A.O. de la fracción $<2\mu$

Muestra	N	E.G.	Cal.	Otros tratam.	Minerales
OZ-6	10.6	12.7	9.9		$10_I + 14_M$
	9.9	9.9	9.9		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
	7.1	7.4	-		Metahallosita?
OZ-7	10.1	10.1	9.9		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
OZ-8	10.5	12.6	10.0		$10_I + 14_M$
	10.1	10.1	10.0		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
OZ-9	10.1	10.1	9.9		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita

4.3.1.5.- SERIE DE SAN PEDRO.

Esta serie constituye el afloramiento más septentrional de la facies Wealdense en la cuenca Asturiana. Se trata de la única serie asturiana cuya edad es perfectamente conocida, puesto que sobre ella descansan calizas margosas del Aptense. Las más importantes precisiones estratigráficas de esta serie se deben a RADIC (1958) y LLOPIS LLADO (1962), ambos autores están de acuerdo en que antes de la sedimentación "wealdense" tuvo lugar una tectónica de distorsión con la consiguiente ablación, por lo que el Cretáceo reposa en discordancia angular sobre los materiales inferiores.

Los materiales que componen la serie son fundamentalmente de carácter grosero, conglomerados y arenas, y solo en la parte superior los niveles arcillosos son más abundantes y siempre ricos en materia orgánica.

Se han estudiado nueve muestras, tres de ellas correspondientes a niveles arenosos y las restantes a niveles arcillosos y matriz de los conglomerados. En la tabla nº IV-6 se presentan de manera esquemática las reflexiones, que en los distintos tratamientos, han servido para la identificación de los minerales de la arcilla presentes en cada muestra.

Muestra SP-1..- Corresponde a un lentejón de arcillas grises intercalado en un tramo de arenas, que localmente presentan zonas conglomeráticas. La fracción menor de dos micras está compuesta por los siguientes minerales de la arcilla: illita (95%), caolinita (5%) e indicios de interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita (10_I - 14_M).

Muestra SP-2..- Corresponde a la matriz limo-arcillosa de un potente nivel de conglomerados. La fracción inferior a dos micras está compuesta por los siguientes minerales de la arcilla: illita (75%), caolinita (25%) en indicios de interestratificados del tipo illita-montmorillonita.

Muestra SP-3..- Corresponde a un nivel de arenas amarillas con intercalaciones de arcillas ricas en materia orgánica. La muestra corresponde a la arena que está constituida exclusivamente por cuarzo, ocasionalmente cementado por óxidos de hierro. Los minerales pesados observados han sido: Mica verde, zircon, andalucita, rutilo y menas metálicas opacas. La fracción inferior a dos micras está constituida por: illita (95%), caolinita (5%) e indicios de interestratificados irregulares del

tipo illita-montmorillonita.

Muestra SP-4.- Corresponde a otro nivel de arena, que constituye un tramo alternante con arcillas, se trata del tramo superior de la serie. La muestra, está constituida exclusivamente por cuarzo y algo de zircon. La fracción menor de dos micras está formada por los siguientes minerales de la arcilla: illita (60%), caolinita (40%) e indicios de interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita.

Muestra SP-5.- Corresponde a un nivel de arcillas negras muy ricas en materia orgánica. Los minerales de la arcilla presentes en esta muestra son: illita (85%) y caolinita (15%).

Muestra SP-6.- Corresponde a un nuevo nivel de arcillas ricas en materia orgánica. La fracción menor a dos micras presenta los siguientes minerales de la arcilla: illita (70%) y caolinita (30%).

Muestra SP-7.- Corresponde a un nivel de arenas del tramo superior alternante con arcillas. Está constituida casi exclusivamente por cuarzo, acompañado de zircon. La fracción inferior a dos micras está compuesta por: illita (65%), caolinita

(35%) y una cantidad no determinada de gibsita.

Muestra SP-8.- Corresponde a un nivel de arcillas grises, con materia orgánica. Los minerales de la arcilla presentes en esta muestra son: illita (70%), caolinita (30%) e indicios de interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita.

Muestra SP-9.- Se trata de una muestra recogida en el nivel más alto de los de carácter limo-arcilloso. Como en los casos anteriores es rica en materia orgánica. Los minerales de la arcilla presentes en esta muestra son: illita (75%), caolinita (25%) e indicios de interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita.

La muestra SP-7 ha sido estudiada por ATD, la curva obtenida presentó un endotermico muy marcado a 332°C que corresponde a la gibsita, junto a él la curva presentó un endotermico a 557°C que corresponde a la caolinita y que estaba afectado en su simetría por los efectos debidos a la illita.

Se han estudiado al microscopio electrónico las muestras SP-8 y SP-9, en ambos casos el mineral dominante es de tipo micaceo. La caolinita observada presenta una buena morfología y heterometría de tamaño, se observó

igualmente la presencia de minerales de tipo esmeectítico, que se identificaron como interestratificados. En la microfotografía nº IV-5 se presenta un aspecto general de los minerales presentes en la muestra SP-8.

En la figura nº IV-45 se presentan de manera esquemática, la columna estratigráfica y la evolución de los minerales de la arcilla a lo largo del perfil.



Microfotografía nº IV - 5. Muestra SP - 8
Serie de San Pedro (Cabo Peñas)

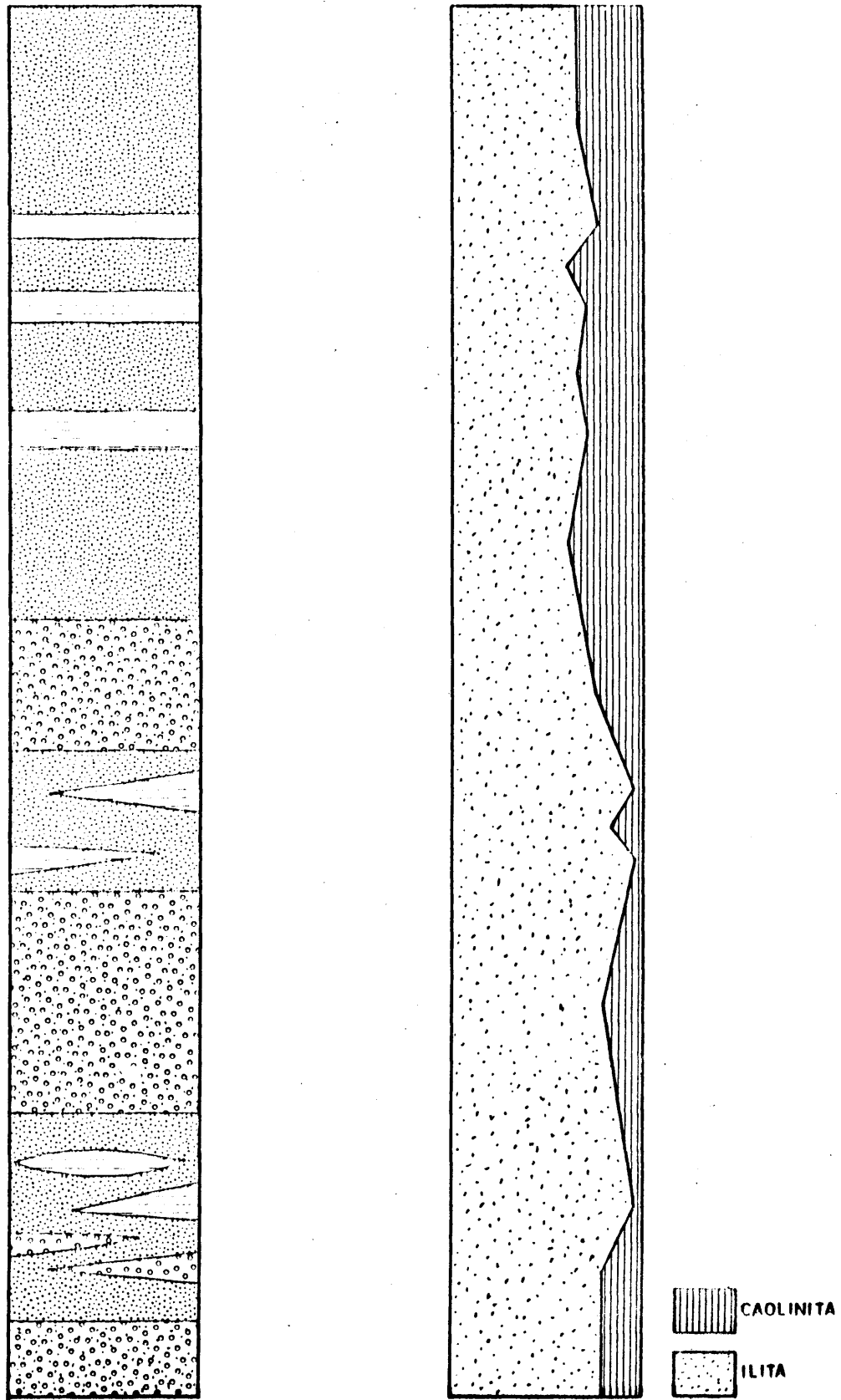


Fig. IV-45

TABLA IV-6SAN PEDRO

Reflexiones (001) en la región de bajos ángulos A.O. de la fracción $< 2 \mu$

Muestra	N	E.G.	Cal.	Otros tratam.	Minerales
SP-1	10.0	12.4	9.9		$10_I + 14_M$
	10.0	9.9	9.9		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
SPE-2	10.0	11.6	9.9		$10_I + 14_M$
	10.0	10.0	9.9		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
SP-3	10.1	12.0	9.9		$10_I + 14_M$
	10.1	10.1	9.9		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
SP-4	10.6	12.6	9.9		$10_I + 14_M$
	10.0	9.9	9.9		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita

TABLA IV-6 (Continuación)

Muestra	N	E.G.	Cal.	Otros tratam.	Minerales
SP-5	10.0	10.1	10.0		Ilita
	7.2	7.2	-		Caolinita
SP-6	10.0	10.1	10.0		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
SP-7	9.92	9.98	9.91		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
	4.8	4.8	-		Gibbsite
SP-8	10.1	12.6	9.9		10 _I +14 _M
	10.1	10.2	9.9		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
SP-9	10.02	11.35	10.0		10 _I -14 _M
	10.02	10.05	10.0		Ilita
	7.2	7.2	-		Caolinita

4.3.1.6.- CARDES.

En la región más oriental de Asturias, zona de Cardes, se han recogido tres muestras correspondientes a un afloramiento de pequeña potencia, perteneciente al Cretáceo inferior. En los tres casos se trata de niveles arcillosos de tonalidades rojas más o menos fuertes. En la tabla nº IV-7 se presentan de manera esquemática las reflexiones, que en los diversos tratamientos han servido para identificar los minerales de la arcilla presentes en cada muestra.

Muestra Ca-1.- Se trata de una arcilla algo arenosa de color rojo. Los minerales de la arcilla presentes son: caolinita (65%), illita (35%) e interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita en cantidad no determinada.

Muestra Ca-2.- Corresponde a un nivel de arcillas rojas. Los minerales de la arcilla que constituyen la muestra son: caolinita (65%) e illita (35%) con fuerte asimetría.

Muestra Ca-3.- Corresponde a un nivel de arcillas limolíticas de suaves tonos rojos. Está constituida por los siguientes minerales de

la arcilla: caolinita (55%) e illita de bordes hinchables (45%).

La muestra Ca-3, ha sido observada al microscopio electrónico, presenta una caolinita de morfología mediana, con frecuente redondeamiento de los granos y marcada heterometría. También se observaron micas con los bordes muy desiguales formando flecos.

TABLA IV-7CAHDES

Reflexiones (001) en la region de bajos angulos A.O. de la fracción $< 2\mu$

Muestra	N	E.G.	Cal.	Otros tratam.	Minerales
Ca-1	22.6	27.5	9.7		$10_I + 14_M$
	10.0	10.0	9.7		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
Ca-2	12.6	15.2	9.9		$10_I + 14_M$
	10.1	10.2	9.9		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
Ca-3	10.2	13.5	10.1		$10_I + 14_M$
	10.2	10.1	10.1		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita

4.3.1.7.- RESUMEN.

En esta cuenca las diferencias entre las distintas series, tanto desde el punto de vista estratigráfico y sedimentológico, como desde el mineralógico, no son muy grandes, si se exceptua la presencia de gibsita en algun nivel de la serie de San Pedro.

En conjunto se trata de series con dominio de niveles groseros, tanto conglomerados como arenas, sobre los niveles finos, limos y arcillas, estos últimos tienen mayor desarrollo en el tramo superior de la serie de San Pedro. Los sedimentos que las constituyen, son, en general, inmaduros, pudiendose observar una mayoría de granos muy angulosos y con gran heterometría, lo que parece indicar un transporte corto y rápido que ha impedido una clara selección de tamaños.

A excepción de la serie de San Pedro, en que el porcentaje de caolinita alcanza, como máximo el 40%, en el resto de las series este porcentaje, en la fracción menor de dos micras, puede llegar a ser del 100%, con una media que oscila alrededor del 75%. En cambio no se ha determinado practicamente la presencia de feldespatos en ninguna de las series. Ambos hechos implicarian que la erosión ocurrida en el área fuente, sería de ca-

racter químico, con hidrólisis total de los feldespatos, El menor porcentaje de caolinita en el caso de San Pedro, puede explicarse considerando que la transformación sufrida por los feldespatos, se ha realizado por una doble vía, hidrólisis con formación de mica e hidrólisis con formación de gibsita, sin que en ninguno de los dos la transformación final a caolinita sea completa.

Todas estas series se consideran como pertenecientes a facies de tipo siderolítico, puesto que en conjunto presentan las características sedimentológicas y mineralógicas definidas por FLEURY (1909) y ratificadas por gran número de autores. Según la división en facies mineralógicas, que para este tipo de facies han propuesto LOPEZ AGUAYO y CABALLERO (1972) corresponderían a facies con caolinita, ya que este es el mineral de la arcilla dominante.

En el estudio microscópico de las arenas, se ha observado la presencia constante de turmalina, zircón y rutilo como minerales pesados, no obstante, otros autores (LLOPIS LLADO, 1962 y LOPEZ AGUAYO Y RINCON, 1971) han observado la presencia casi constante de andalucita y la más rara de silimanita, en determinados casos se trata de minerales reciclados que han sido identificados

en las cuarcitas del Arenig y otras formaciones del Paleozoico. En cualquier caso, se trata de zonas muy cercanas y con transporte rápido, lo que ha impedido una buena distribución en el Cretáceo.

El medio de depósito, deducido a partir de los caracteres paleontológicos, sedimentológicos y mineralógicos, es de tipo litoral, con influencia continental, posiblemente se trata de un medio de playa con influencia fluvial.

CUENCA ASTURIANA

Series	Niveles	K	I	Porcentaje medio		Q	Otros minerales
				K	I		
Santianes	Arenas	75-15%	85-25%	58	41	+++	Mosc. Turm. Zirc. Rut. (10 _I 1
	Idmo-Arcillas	75-30%	70-25%	57	43	+	(10 _I 14 _M)
Ozanes	Arenas	100-55%	45-0%	83	16	+++	Mosc. Turm. Zirc. Rut. (10 _I 1
	Idmo-Arcillas	50-30%	70-50%	42	58	+	(10 _I 14 _M)
Manjoya	Arenas	75-50%	50-25%	62.5	37.5	+++	Mosc. Turm. Zirc. Rut. Plag.
	Idmo-Arcillas	60-10%	90-40%	40	60	+	(10 _I 14 _M)
Guerrias	Arenas	100-40%	60-0%	70	30	+++	Mosc. Turm. Zirc. Rut. Fed.
	Idmo-Arcillas	50-45%	55-50%	47.5	52.5	+	K. Plag. (10 _I 14 _M)
San Pedro	Arenas	40-5%	95-60%	26.5	73	+++	Gib. And. Zirc. Rut. Cl.
	Idmo-Arcillas	30-5%	95-70%	21.5	78	+	(10 _I 14 _M) (10 _I 14 _M)

4.3.2.- CUENCA NORTE.

4.3.2.1.- SERIE DE TUDANCA.

Esta serie corresponde al sector más occidental de la cubeta de Santander, que según RAMIREZ DEL POZO Y AGUILAR TOMAS (1972) constituye una gran formación deltaica, correspondiendo esta columna a la zona de prodelta. Se han estudiado 13 muestras, en la mayor parte correspondientes a niveles de margas de colores abigarrados, excepto dos tomadas en niveles de areniscas. En la tabla nº IV-8 se presenta de manera esquemática los espaciados, que en los distintos tratamientos, han servido para la identificación de los minerales de las arcillas presentes.

Muestra T-1.- Corresponde a una zona de margas calcáreas, que constituyen el paso de la facies Purb, a la facies Wealdense. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (95%) y caolinita (5%).

Muestra T-2.- Corresponde a un tramo de arcillas limolíticas compactas, inmediatamente superior al tramo anterior. Los minerales de la arcilla que constituyen la fracción menor de dos micras son: illita (95%) y caolinita (5%).

Muestra T-3.- Corresponde a un tramo de características similares a los anteriores. La fracción menor de dos micras está constituida casi exclusivamente por ilita (95%), acompañada de caolinita de una proporción muy baja (5%).

Muestra T-4.- Corresponde de nuevo a un nivel de arcillas limolíticas muy compactas de tonos variados. Al igual que en los casos anteriores los minerales de la arcilla presentes son: ilita (95%) y caolinita (5%).

Muestra T-5.- Corresponde a un nivel de areniscas con matriz arcillosa. Mineralógicamente está constituida por cuarzo, acompañado, en pequeña proporción por ortosa y plagioclasas, mesocovita, turmalina y zircón. La fracción menor de dos micras, está formada casi exclusivamente por ilita (95%) con caolinita en pequeña proporción (5%).

Muestra T-6.- Corresponde a un nivel de características similares a las de las primeras muestras. Los minerales de la arcilla presentes son: ilita (95%) y caolinita (5%).

Muestra T-7.- Corresponde a un tramo de margas limo-arcillosas de tono variolado. En este caso el único mineral de la arcilla presente es la illita.

Muestra T-8.- Se trata de una muestra recogida en el mismo tramo que la anterior, en la zona superior. La composición mineralógica es idéntica, si bien se pueden observar indicios de caolinita.

Muestra T-9.- Corresponde a un nivel de margas de características similares a las anteriores. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (85%), caolinita (10%) y vermiculita en proporción inferior (5%).

Muestra T-10.- Recogida en el mismo tramo que la muestra anterior presenta iguales características. La composición anterior presenta iguales características. La composición mineralógica es también idéntica, es decir; illita (85%), caolinita (10%) y vermiculita en proporción menor (5%).

Muestra T-11.- Corresponde, como en la mayor parte de las muestras de esta serie, a un nivel de margas limo-arcillosas de tonos variolados. La composición en minerales de la arcilla es la siguiente: illita (90%), caolinita (10%) y vermiculita en cantidad no determinada.

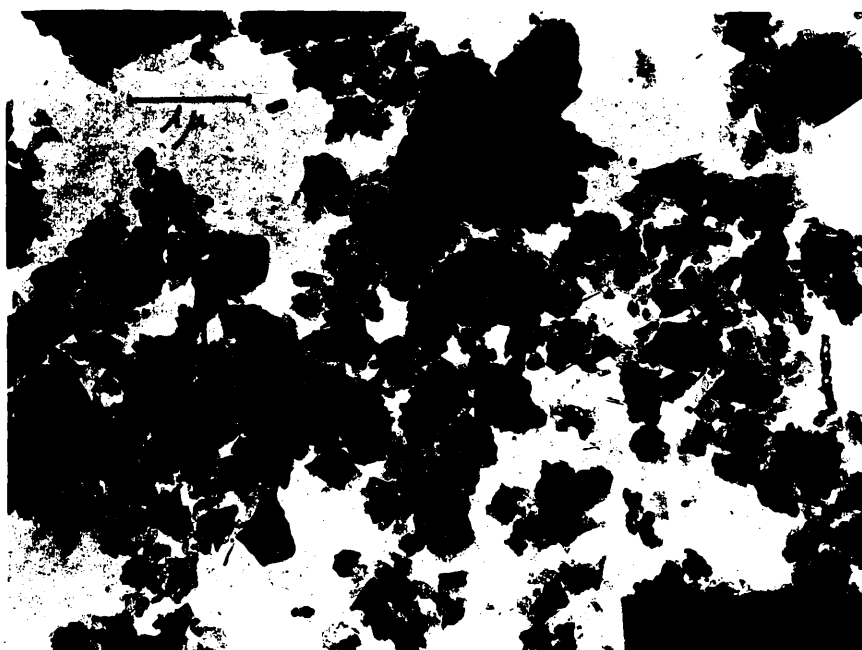
Muestra T-12.- Corresponde a uno de los niveles superiores de margas limo-arcillosas. En esta muestra los minerales de la arcilla presentes son: illita (más del 85%), caolinita (10%) y clorita en proporción inferior al 5%.

Muestra T-13.- Corresponde al nivel que corona esta serie. Se trata de una calcosina. La composición mineralógica es la siguiente: calcita, cuarzo y óxidos de hierro. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (85%), caolinita (10%), clorita y montmorillonita ambas en proporción no superior al 5%.

Se han estudiado al microscopio electrónico las muestras T-6 y T-13. Se trata en ambos casos de muestras muy ricas en láminas de mica. La caolinita presente es de pequeño tamaño de partícula y de morfología irregular, pues junto a cristales exagonales perfectos se observan cristales redon

deados. En la microfotografía nº IV-6, se puede observar un aspecto general de los minerales que componen la muestra T-6.

En la figura nº IV-46, se representa la columna estratigráfica junto a la variación de los minerales de la arcilla a lo largo del perfil.



Microfotografía nº IV - 6. Muestra T- 6

Serie de Tudanca

SERIE DE TUDANCA

239

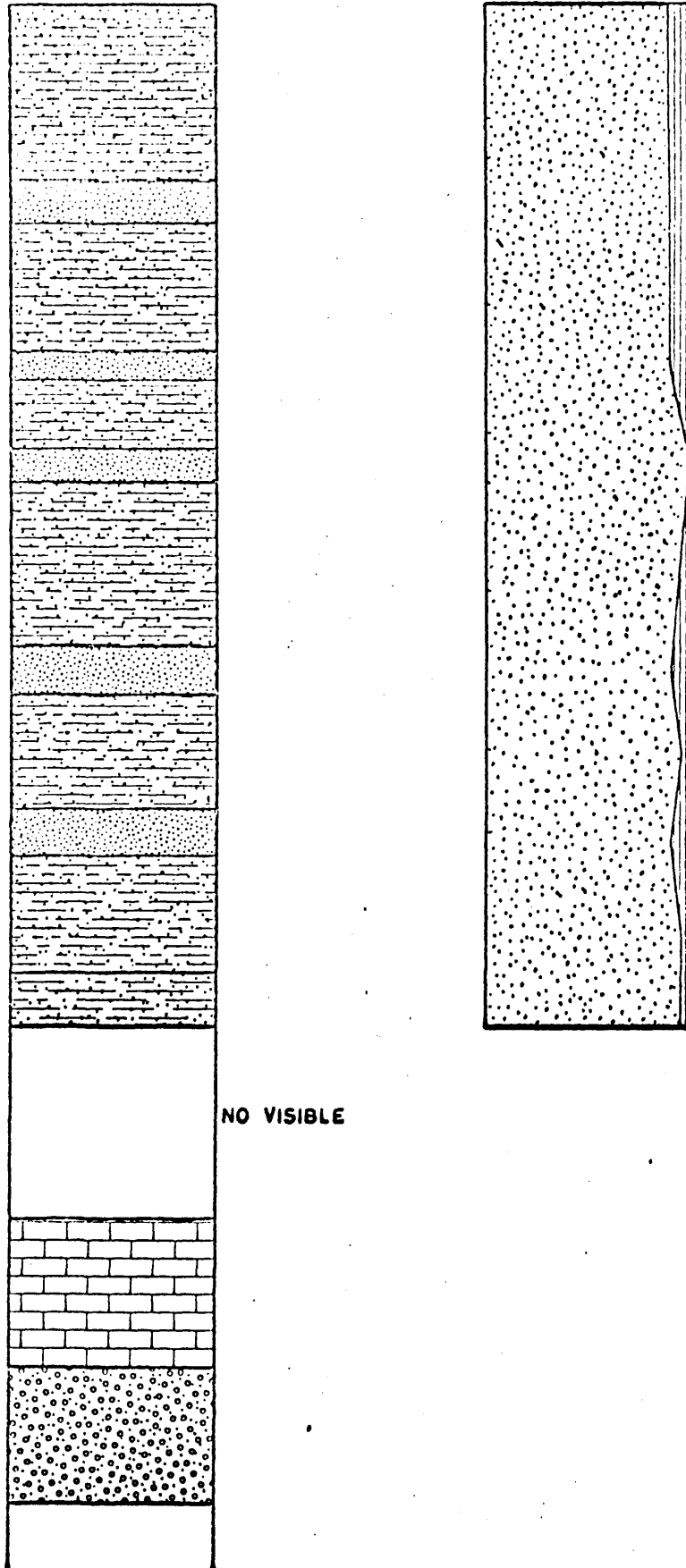


Fig. IV-46

TABLA IV-8SERIE DE TUDANCA

Reflexiones (001) en la región de bajos ángulos A.O. de la fracción $< 2 \mu$

<u>Muestra</u>	<u>N</u>	<u>E.G.</u>	<u>550°</u>	<u>Otros tratam.</u>	<u>Minerales</u>
T-1	9.92	9.92	9.92	-	Ilita
	7.04	7.04	-	-	Caolinita
T-2	10.01	10.01	9.98	-	Ilita
	7.12	7.12	-	-	Caolinita
T-3	9.93	9.95	9.93	-	Ilita
	7.08	7.08	-	-	Caolinita
T-4	9.98	9.94	9.94	-	Ilita
	7.06	7.06	-	-	Caolinita
T-5	9.98	9.98	9.92	-	Ilita
	7.06	7.06	-	-	Caolinita

TABLA IV-8 (Continuación)

Muestra	N	E.G.	550°C	Otros tratam.	Minerales
T-6	9.92	9.92	9.92	-	Ilita
	7.08	7.08	-	-	Caolinita
T-7	9.96	9.94	9.94	-	Ilita
T-8	9.92	9.94	9.92	-	Ilita
	7.1	7.1	-	-	Caolinita
T-9	14.2	14.5	9.92	-	Vermiculita
	9.94	9.94	9.92	-	Ilita
	7.12	7.12	-	-	Caolinita
T-10	14.12	14.34	9.94	-	Vermiculita
	9.94	9.96	9.94	-	Ilita
	7.06	7.06	-	-	Caolinita

TABLA IV-8 (Continuación)

Muestra	N	E.G.	550°C	Otros tratam.	Minerales
	14.02	14.61	9.88	-	Vermiculita
T-11	9.92	9.90	9.88	-	Ilita
	7.08	7.08	-	-	Caolinita
	14.01	14.01	13.58	-	Clorita
T-12	10.01	10.03	10.01	-	Ilita
	7.04	7.04	-	-	Caolinita
	13.80	14.15	13.80	-	Clorita
T-13	13.80	16.72	9.98	-	Montmorillonita
	9.94	9.94	9.98	-	Ilita
	7.08	7.08	-	-	Caolinita

4.3.2.2.- SERIE DE VEGA DE PAS-PUERTO DE LAS ESTACAS.

Se trata de la serie más potente de todas las recogidas, tanto en esta cuenca como en las restantes, sobrepasa los 500 m. de espesor y corresponde igualmente a una zona del prodelta en su parte oriental. Se trata de una monótona alternancia de arenisca y margas más o menos arenosas que finalizan en calizas, ruditas, orbitolinas, etc.

En la tabla nº IV-9 se presentan, de manera esquemática, los espaciados, que en los distintos tratamientos han servido para la identificación de los minerales de la arcilla presentes.

Muestra PE-1.- Corresponde al nivel más inferior de todos los recogidos, se trata de una arenisca de color rojizo. Mineralógicamente está compuesta por cuarzo, cementado por óxidos de hierro y acompañado de pequeñas cantidades de plagioclasas, ortosa, moscovita, tarmalina, zircón y rutilo. La fracción menor de dos micras está constituida por los siguientes minerales de la arcilla: illita (85%), caolinita (15%) y vermiculita en pequeña cantidad.

Muestra PE-3.- Corresponde a un nivel de características similares al anterior. La fracción menor de dos micras está compuesta por los siguientes minerales de la arcilla: illita (85%), caolinita (15%) y vermiculita en muy poca cantidad.

Muestra PE-4.- Corresponde a un nivel de arenas muy compactas, en abundante matriz arcillosa. Mineralógicamente está compuesta por cuarzo, acompañado por cantidades menores de plagioclasas, ortosa, moscovita, turmalina y zircón. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (85%), caolinita (15%) e indicios de vermiculita.

Muestra PE-5.- Corresponde a un nivel de margas arenosas de colores abigarrados. La fracción menor de dos micras está compuesta por los siguientes minerales de la arcilla: illita (85%), caolinita (15%) e indicios de vermiculita.

Muestra PE-6.- Corresponde a un nivel de iguales características que los anteriores. Se trata, por tanto, de una marga arenosa de colores abigarrados. Los minerales de la arcilla presentes en esta muestra son: illita (70%), caolinita (25%) y alerita (5%).

Muestra PE-7.- Se trata de nuevo de una muestra recogida en un nivel de margas de características similares a todas las anteriores. La fracción menor de dos micras está compuesta por los siguientes minerales de la arcilla: illita (85%), caolinita (15%) e indicios de vermiculita.

Muestra PE-8.- Corresponde a un nivel de arenas muy compactas, con matriz arcillosa. Mineralógicamente está compuesta, casi exclusivamente por cuarzo, acompañado de pequeñas cantidades de moscovita, turmalina y rutilo. La fracción menor de dos micras está constituida por: illita (75%), caolinita (20%) y vermiculita (5%).

Muestra PE-9.- Corresponde a un nivel de margas arenosas de colores abigarrados. La fracción inferior a dos micras está constituida por los siguientes minerales de la arcilla: illita (70%), caolinita (25%) y vermiculita (5%).

Muestra PE-10.- Corresponde a un nivel de conglomerados ricos en matriz arenosa. Mineralógicamente está compuesta por cuarzo, acompañado de pequeñas cantidades de plagioclasas, moscovita, turmalina, zircón y rutilo. La fracción menor de dos

micras está constituida por los siguientes minerales de la arcilla: illita (85%), caolinita (15%) e indicios de vermiculita.

Muestra PE-11.— Corresponde a un nivel de areniscas de grano muy fino. Mineralógicamente está constituido por cuarzo, acompañado en pequeña cantidad por ortosa, plagioclasas, moscovita, turmalina, zircón y rutilo. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (90%), caolinita (10%) e indicios de vermiculita.

Muestra PE-12.— Corresponde a un nivel de areniscas de características similares al anterior. Su composición mineralógica es idéntica a la de la muestra PE-11.

Muestra PE-13.— Corresponde a otro tramo de areniscas de grano fino. Mineralógicamente está compuesta por cuarzo, acompañado por microclina, ortosa y plagioclasas, en proporción que alcanza el 10% y por moscovita, turmalina y zircón. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (90%), caolinita (10%) e indicios de vermiculita.

Muestra PE-14.- Se trata de nuevo de una muestra recogida en un nivel de areniscas rojas de grano fino. Mineralógicamente está compuesta por cuarzo, acompañado de pequeñas cantidades de ortosa, microclina, plagioclasas, moscovita, turmalina y zircón. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (90%), caolinita (10%) e indicios de vermiculita.

Muestra PE-15.- Corresponde a un delgado nivel de areniscas con cemento calcáreo. Mineralógicamente está compuesta por cuarzo, acompañado de pequeñas cantidades de ortosa, plagioclasa, moscovita y turmalina. Los minerales de las arcillas presentes son: illita (95%), caolinita (5%) e indicios de vermiculita.

Muestra PE-16.- Corresponde a un nivel de areniscas con cemento calcáreo. Los minerales mayoritarios son: cuarzo y calcita, acompañados en pequeña proporción por: ortosa, plagioclasas, moscovita, turmalina y zircón. La fracción menor de dos micras presenta los siguientes minerales de la arcilla: illita (95%) y caolinita más vermiculita (5%).

Muestra PE-17.- Se trata de una arenisca muy compacta. Mineralógicamente está casi exclusivamente compuesta por cuarzo, acompañado de cantidades menores de plagioclasas, ortosa, moscovita, turmalina, zircón y rutilo. Los minerales de la arcilla presentes en la fracción menor de dos micras son: illita (95%) y caolinita (5%).

Muestra PE-18.- Se trata de una arenisca con cemento ferruginoso, compuesta casi en su totalidad por cuarzo, acompañado de plagioclasas, parcialmente alternadas, moscovita con orientación preferencial paralela a la estratificación, turmalina y zircón. El único mineral de la arcilla presente es la illita, se trata de una illita de carácter dieléctrico.

Muestra PE-19.- Corresponde a un nivel de areniscas poco compactas, muy cercanas al techo de la serie. Como en los casos anteriores el cuarzo es el mineral dominante, acompañado por cantidades menores de plagioclasas, ortosa, moscovita, turmalina y zircón. La fracción menor de dos micras está constituida exclusivamente por illita de carácter dieléctrico.

Muestra PE-20.— Corresponde al último nivel de areniscas de la serie. Mineralógicamente está constituida por cuarzo y como minerales pesados se han observado moscovita, turmalina y zircón. La fracción menor de dos micras está compuesta por: ilita (95%) y caolinita más vermiculita (5%).

Muestra PE-21.— Corresponde al nivel en contacto con las calizas del Aptense. Se trata de la matriz limo-arenosa de un conglomerado. Los minerales de la arcilla presentes en la fracción menor de dos micras son: ilita (95%) y caolinita más vermiculita (5%).

Se han estudiado al microscopio electrónico las muestras PE-6 y PE-19. En la primera muestra los minerales observados han sido: mica, caolinita de pequeño tamaño de partícula y morfología desigual y vermiculita en muy poca cantidad. En la muestra PE-19, a la que corresponde la microfotografía nº IV-7, sólo se han observado micas e hidromicas, junto a algunas maclas en asterisco correspondientes a goetita.

En la figura nº IV-47, se representa de manera esquemática la columna estratigráfica y junto a ella la evolución de los minerales de la arcilla a lo largo del perfil.

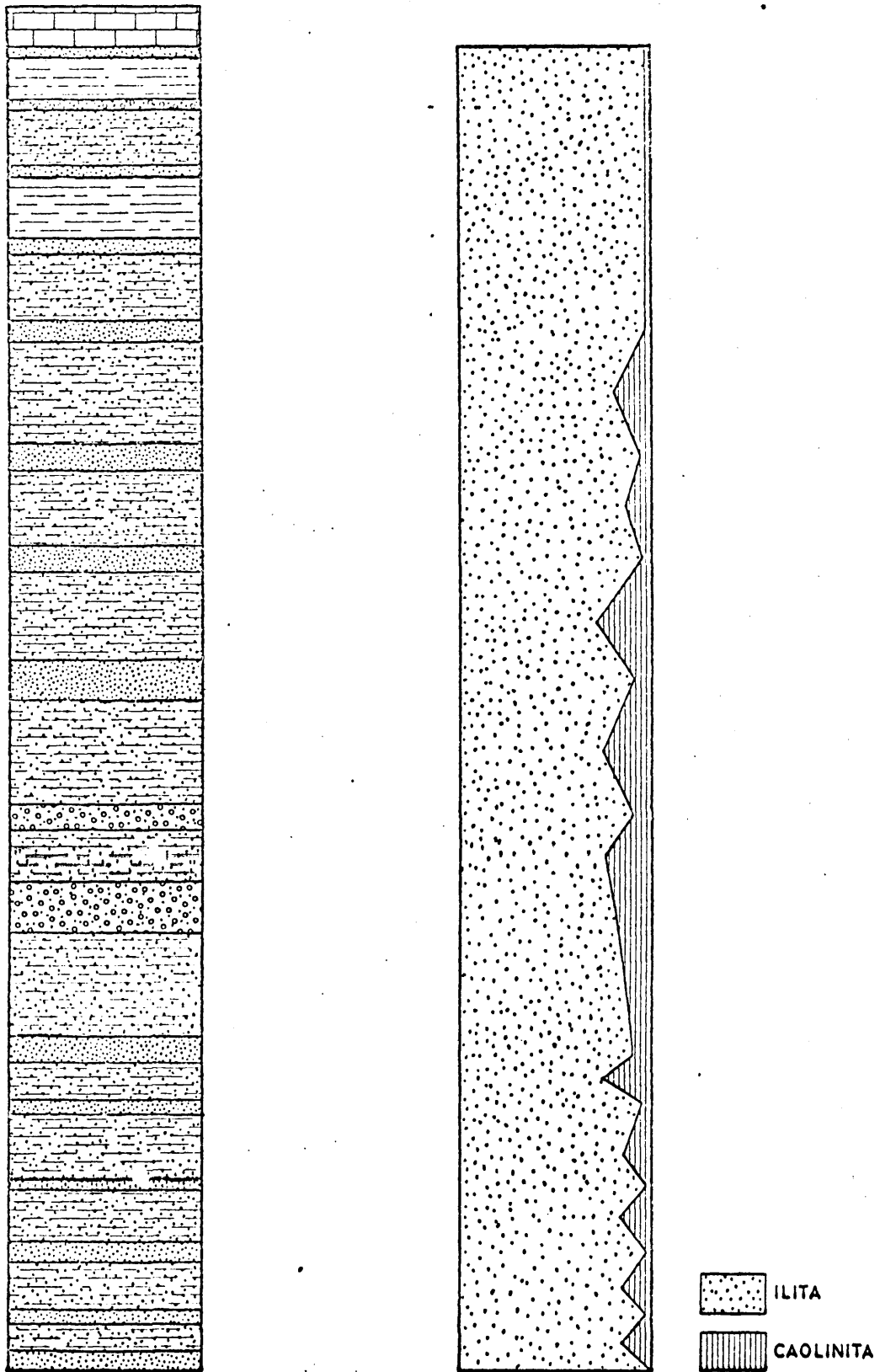


Fig. IV-47

TABLA IV-9SERIE DE VEGA DE PAS- PUERTOS DE LAS ESTACAS.

Reflexiones (001) en la region de bajos angulos A.O. de la fracción < 2 μ

Muestra	N	E.G.	550%0	Otros tratam.	Minerales
PE-1	13.72	14.24	9.96	-	Vermiculita
	9.94	9.94	9.96	-	Ilita
	7.10	7.10	-	-	Caolinita
PE-2	14.02	14.02	13.60	-	Clorita
	9.94	9.94	9.94	-	Ilita
	7.12	7.12	-	-	Caolinita
PE-3	14.12	14.38	9.98	-	Vermiculita
	10.02	9.98	9.98	-	Ilita
	7.10	7.10	-	-	Caolinita
PE-4	14.10	14.32	10.01	-	Vermiculita
	9.98	9.94	10.01	-	Ilita
	7.10	7.10	-	-	Caolinita
PE-5	14.24	14.01	10.01	-	Vermiculita
	9.98	9.96	10.01	-	Ilita
	7.12	7.12	-	-	Caolinita

TABLA IV-9 (Continuación)

Muestra	N	E.G.	550°C	Otros tratam.	Minerales
PE-6	13.97	13.97	13.58	-	Clorita
	9.96	9.96	9.98	-	Ilita
	7.10	7.10	-	-	Caolinita
PE-7	14.01	14.23	9.98	-	Vermiculita
	10.02	9.98	9.98	-	Ilita
	7.14	7.14	-	-	Caolinita
PE-8	13.69	14.01	10.01	-	Vermiculita
	9.98	9.98	10.01	-	Ilita
	7.10	7.10	-	-	Caolinita
PE-9	14.01	13.79	10.02	-	Vermiculita
	10.04	9.96	10.02	-	Ilita
	7.10	7.10	-	-	Caolinita
PE-10	13.82	14.01	10.02	-	Vermiculita
	9.98	9.96	10.02	-	Ilita
	7.08	7.08	-	-	Caolinita
PE-11	14.01	13.79	10.01	-	Vermiculita
	10.02	10.00	10.01	-	Ilita
	7.12	7.12	-	-	Caolinita
PE-12	14.01	13.84	10.02	-	Vermiculita
	9.98	9.96	10.02	-	Ilita
	7.12	7.12	-	-	Caolinita

TABLA IV-9 (Continuación)

Muestra	N	E.G.	550°C	Otros tratam.	Minerales
PE-13	14.21	14.03	9.98	-	Vermiculita
	9.96	9.96	9.98	-	Ilita
	7.08	7.08	-	-	Caolinita
PE-14	13.79	13.79	10.02	-	Vermiculita
	9.96	9.96	10.02	-	Ilita
	7.10	7.10	-	-	Caolinita
PE-15	13.92	14.21	9.98	-	Vermiculita
	9.96	9.94	9.98	-	Ilita
	7.12	7.12	-	-	Caolinita
PE-16	14.02	14.02	10.01	-	Vermiculita
	10.01	9.98	10.01	-	Ilita
	7.10	7.10	-	-	Caolinita
PE-17	10.02	10.00	10.02	-	Ilita
	7.08	7.08	-	-	Caolinita

TABLA IV-9 (Continuación)

Muestra	N	E.G.	550°C	Otros tratam.	Minerales
PE-18	9.98	9.96	10.01	-	Ilita
PE-19	10.01	9.98	9.98	-	Ilita
	14.22	14.01	10.02	-	Vermiculita
PE-20	10.02	9.96	10.02	-	Ilita
	7.06	7.06	-	-	Caolinita
	14.12	13.95	9.98	-	Vermiculita
PE-21	9.98	9.94	9.98	-	Ilita
	7.10	7.10	-	-	Caolinita

4.3.2.3.- SERIE DE RAMALES DE LA VICTORIA-CARRANZA.

Esta serie corresponde al centro del sector santanderino, con una potencia superior a los 300 m. La base de esta serie está constituida por una alternancia de arcillas muy compactadas negras y de calizas. Hacia la parte superior esta alternancia queda sustituida por la de arenas o areniscas y arcillas compactas varioladas. Se han estudiado 13 muestras correspondientes a distintos niveles de arcillas y arenas. En la tabla nº IV-10 se presentan de manera esquemática los espaciados que en los diversos tratamientos han sido utilizados para la identificación de los minerales de la arcilla presentes.

Muestra RC-1.- Se trata de una arcilla negra, recogida en el tramo inferior en que alterna con bancos calizos. La fracción menor de dos micras está constituida fundamentalmente por illita, apareciendo la caolinita en cantidad inferior al 3%.

Muestra RC-2.- Corresponde a un banco de arcillas compactas, fétidas, con potencia de 1m. Como en el caso anterior el mineral de la arcilla dominante es la illita, encontrándose caolinita en proporción inferior al 3%.

Muestra RC-3.- Corresponde a otro tramo de arcillas de características muy similares a las anteriores. Al igual que ellas presenta como mineral de la arcilla dominante la illita, acompañada de caolinita en proporción inferior a la anteriormente indicada.

Muestra RC-4.- Corresponde a un nivel conglomerático con "estratificación gradual". La muestra fué seleccionada de la matriz limosa que compacta los cantos. La illita es el mineral de la arcilla dominante, acompañado en este caso de interestratificados del tipo illita-montmorillonita irregulares (10_I-14_M), de caolinita, ambos en proporción inferior al 5%. Los cantos de este conglomerado están constituidos exclusivamente por cuarzo.

Muestra RC-5.- Corresponde, de nuevo a un nivel de arcillas limolíticas muy compactas. Como en los casos anteriores el mineral de la arcilla dominante es la illita, acompañada en esta ocasión de caolinita y de interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita (10_I-14_M), ambos en proporción inferior al 5%.

Muestra RC-6.- Corresponde a un tramo arenoso que constituye la base de la monótona alternancia de niveles que constituye el resto de la serie. La muestra está constituida mineralógicamente por cuarzo con cemento ferruginoso, acompañado de moscovita, turmalina y zircón. La fracción menor de dos micras está formada esencialmente por illita (85%), caolinita (15%) e indicios de interestratificados irregulares del tipo (10_I-14_M).

Muestra RC-7.- Corresponde a un nivel de areniscas con matriz arcillosa. Mineralógicamente está constituida por cuarzo, acompañado por pequeñas cantidades de plagioclasas (albita sin maclear), turmalina y zircón. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (85%), caolinita (15%) e indicios de interestratificados irregulares del tipo (10_I-14_M).

Muestra RC-8.- Corresponde a otro nivel arenoso de características similares al anterior. Mineralógicamente está compuesto por cuarzo, acompañado en pequeña proporción de plagioclasas, moscovita, turmalina y zircón. El mineral de

la arcilla dominante es la illita (90%), acompañada de caolinita (10%) e indicios de interestratificados irregulares del tipo (10_I-14_M).

Muestra RC-9.- Corresponde a un nivel de margas arenosas. La fracción menor de dos micras está constituida casi exclusivamente por illita, y como impureza se encuentra caolinita.

Muestra RC-10.- Corresponde a un nivel de areniscas con cemento calcáreo. Mineralógicamente está constituida por cuarzo, acompañado de pequeña proporción de albita sin maclar, plagioclasas, moscovita, turmalina, zircón y rutilo. La fracción menor de dos micras presenta los siguientes minerales de la arcilla: illita (90%) y caolinita (10%).

Muestra RC-11.- Corresponde a un nivel de margas arenosas muy similar al de la muestra RC-9. Los minerales de la arcilla presentes en esta muestra son: illita (90%) y caolinita (10%).

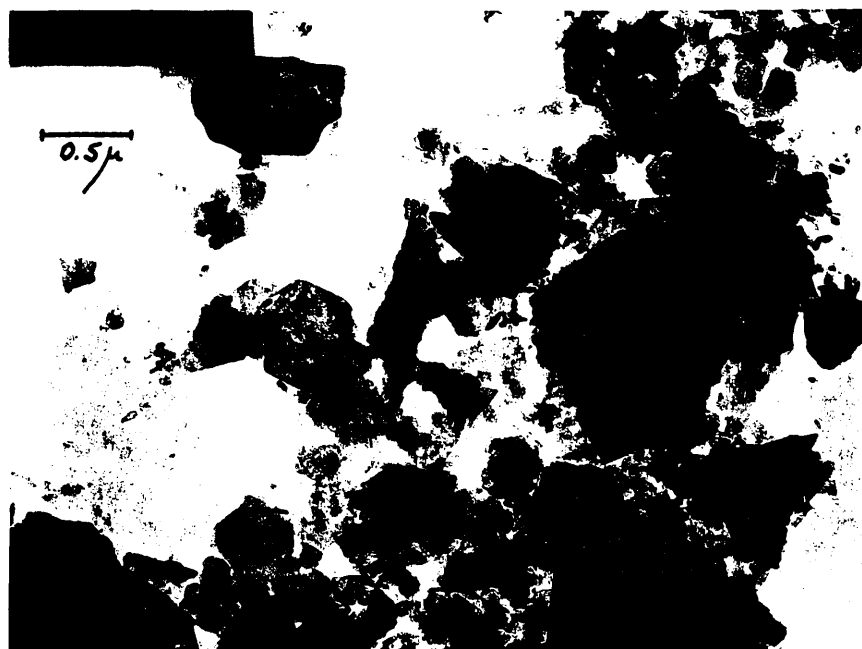
Muestra RC-12.- Corresponde al tramo superior de margas arenosas, en contacto con calizas grises ricas en lamelibranquios. La muestra ha sido tomada de la base y presenta casi exclusi-

vamente illita como mineral de la arcilla, acompañada de caolinita como impureza y de indicios de interestratificados irregulares del tipo (10_I-14_M).

Muestra RC-13.— Corresponde al mismo tramo de margen que la muestra anterior. En este caso la recogida se realizó en el techo del tramo, en la del contacto con las calizas. La illita es el mineral de la arcilla dominante, acompañada por caolinita en proporción inferior al 5%.

Se han estudiado al microscópio electrónico las muestras RC-3 y RC-12. La primera de ellas a la que corresponde la microfotografía nº IV-8 sólo se han observado cristales de mica. Este mismo hecho se ha vuelto a observar en la muestra RC-12. En ambos casos la difracción de rayos X puso de manifiesto que la caolinita se encontraba como impureza.

En la figura nº IV-48, se representa, junto al perfil estudiado, la variación de los minerales de la arcilla (illita-caolinita).



Microfotografía nº IV - 8. Muestra RC - 3

Serie de Ramales de la Victoria - Carranza

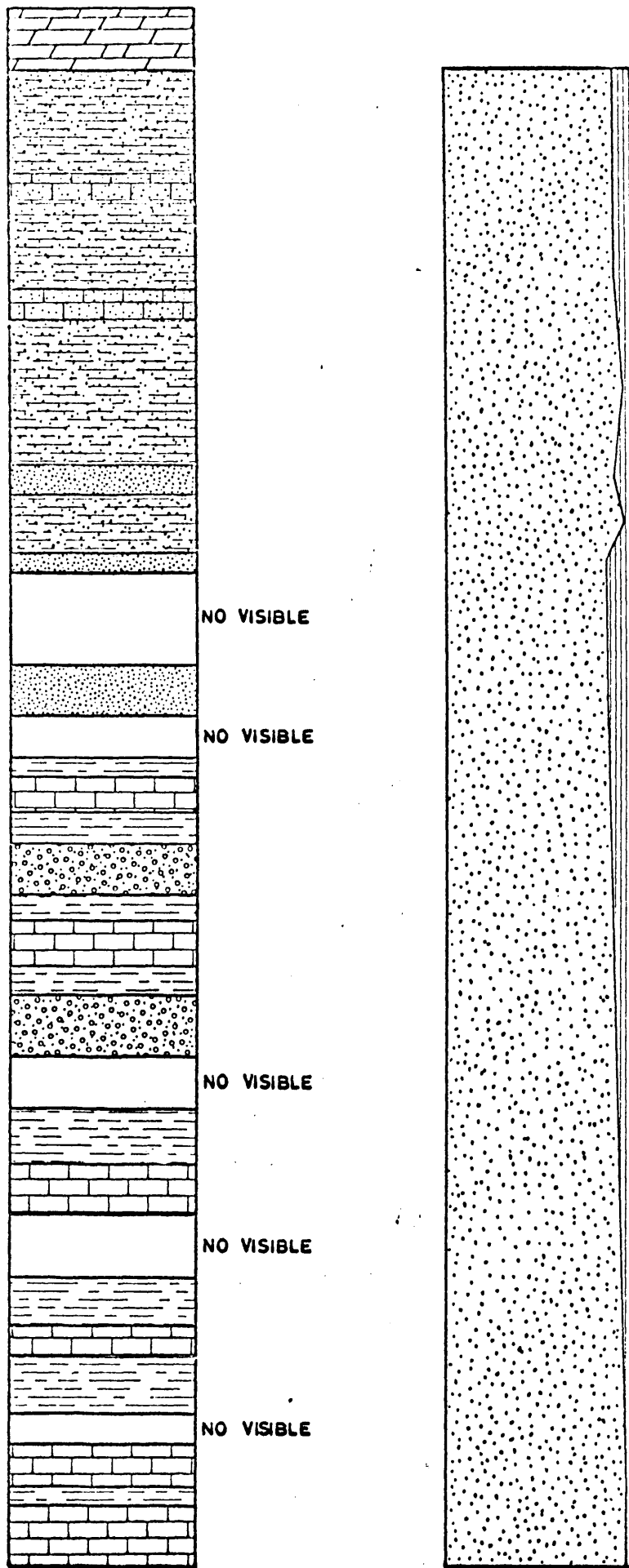


Fig. IV-48

ILITA
CAOLINITA

TABLA IV-10

SERIE DE RAMALES DE LA VICTORIA-GARRANZA

Reflexiones (001) en la region de bajos angulos A.O. de la
fracción $< 2^{\mu}$

Muestra	N	E.G.	550°C	Otros tratam.	Minerales
RC-1	10.04	9.96	9.96	-	Ilita
	7.08	7.08	-	-	Caolinita
RC-2	10.04	9.95	9.96	-	Ilita
	7.04	7.04	-	-	Caolinita
RC-3	10.06	9.98	9.98	-	Ilita
	7.10	7.10	-	-	Caolinita
RC-4	10.02	12.03	9.96	-	10_I-14_M
	10.02	9.96	9.96	-	Ilita
	7.06	7.06	-	-	Caolinita
RC-5	11.20	13.42	9.98	-	10_I-14_M
	9.96	9.92	9.98	-	Ilita
	7.14	7.14	-	-	Caolinita
RC-6	10.06	12.80	9.98	-	10_I-14_M
	10.06	9.92	9.98	-	Ilita
	7.10	7.10	-	-	Caolinita

TABLA IV-10 (Continuación)

Muestra	N	E.G.	550°C	Otros tratam.	Minerales
RC-7	11.42	13.20	9.96	-	10 _I -14 _M
	10.04	9.98	9.96	-	Ilita
	7.10	7.10	-	-	Caolinita
RC-8	10.04	12.67	9.98	-	10 _I -14 _M
	10.04	9.98	9.98	-	Ilita
	7.10	7.10	-	-	Caolinita
RC-9	10.01	9.98	9.98	-	Ilita
	7.10	7.10	-	-	Caolinita
RC-10	10.02	10.00	10.00	-	Ilita
	7.08	7.08	-	-	Caolinita
RC-11	9.96	9.96	9.96	-	Ilita
	7.08	7.08	-	-	Caolinita
RC-12	12.36	14.24	9.96	-	10 _I -14 _M
	9.96	9.96	9.96	-	Ilita
	7.08	7.08	-	-	Caolinita
RC-13	9.96	9.96	9.96	-	Ilita
	7.10	7.10	-	-	Caolinita

4.3.2.4.- SERIE DE LA APARECIDA.

El tramo de esta serie, objeto de este estudio, representa una potencia superior a los 250 ms. Se han recogido 20 muestras correspondientes a distintos niveles de areniscas micáceas y margas arenosas que en monótona alternancia componen toda la serie. En la tabla IV-11 se presentan de manera esquemática los espaciados, que en los diversos tratamientos, han sido utilizados para la identificación de los minerales de las arcillas presentes en cada muestra.

Muestra A-1.- Corresponde a un nivel de limo en arena, en contacto con las calizas del Aptense, ricas en Ruditas y Lamelibranquios. Los minerales de la arcilla presentes en la fracción inferior a dos micras son: illita (45%), caolinita (40%) y clorita (15%).

Muestra A-2.- Corresponde a un nivel de areniscas rojas con mica, situado inmediatamente debajo del nivel anterior. Está constituido fundamentalmente por cuarzo, acompañado de moscovita, plagioclasas, turmalina y zircón. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (90%) y caolinita (10%).

Muestra A-3.- Corresponde a un nivel rojizo de limos muy arenosos. Mineralógicamente está compuesto por cuarzo, al que acompañan, en proporciones menores, la moscovita, plagioclasas, turmalina y zircón. Los minerales de la arcilla presentes en la fracción menor de dos micras son: illita (65%) y caolinita (35%).

Muestra A-4.- Corresponde a un delgado nivel de areniscas. Está compuesto fundamentalmente por cuarzo, acompañado de turmalina, zircón y rutilo. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (90%) y caolinita (10%).

Muestra A-5.- Corresponde a un nivel de limas bastante arenosos. Mineralógicamente está compuesto por cuarzo, acompañado por turmalina, zircón y rutilo. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (65%) y caolinita (35%).

Muestra A-6.- Corresponde a un nivel de limos en arena y cemento ferruginoso que produce una tonalidad roja. Está constituido por cuarzo, acompañado de moscovita, plagioclasas, turmalina y zircón. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (70%) y caolinita (30%).

Muestra A-7.- Se trata de una arenisca con cemento arcilloso y ferruginoso, con fuerte tonalidad roja. Está constituido por cuarzo, acompañado por moscovita, turmalina y zircón. Los minerales de la arcilla presentes son: *ilita* (90%) y *caolinita* (10%).

Muestra A-8.- Corresponde a un nivel de areniscas con cemento arcilloso. Está constituido por cuarzo, acompañado por moscovita, turmalina y zircón. Los minerales de la arcilla presentes son: *ilita* (70%) y *caolinita* (30%).

Muestra A-9.- De características similares a los anteriores, constituye la base de un afloramiento que aparece entre el recubrimiento cuaternario, que en determinadas ocasiones cubre la serie. Mineralógicamente está compuesto por cuarzo, acompañado por moscovita, turmalina, zircón y rutilo. Los minerales de la arcilla presentes son: *ilita* (70%) y *caolinita* (30%).

Muestra A-10.- Corresponde a un nivel de areniscas rojizas. Mineralógicamente está compuesto por cuarzo, acompañado de moscovita, plagioclasas, turma-

lina, zircón y rutilo. Los minerales de la arcilla presentes son: ilita (65%) y caolinita (35%).

Muestra A-11.- Corresponde a un nivel de limos con elevada proporción de arena. Los minerales de la arcilla presentes en la fracción inferior a dos mil micras son: ilita (80%) y caolinita (20%).

Muestra A-12.- Corresponde a un nivel de areniscas de grano muy fino, con cemento arcilloso. Mineralógicamente está compuesto por cuarzo, acompañado de moscovita, plagioclasas, turmalina, zircón y rutilo. Los minerales de la arcilla presentes son: ilita (70%) y caolinita (30%).

Muestra A-13.- Corresponde a un nivel similar al de la muestra A-10. Mineralógicamente está constituido por cuarzo, acompañado de moscovita, plagioclasas, turmalina y zircón. Los minerales de la arcilla presentes son: ilita (65%) y caolinita (35%).

Muestra A-14.- Corresponde a un nivel de arcillas muy compactadas de tono violáceo. Los minerales de la arcilla presentes son: ilita (75%) y caolinita (25%).

Muestra A-15.- Corresponde a un nivel de areniscas con cemento ferruginoso. Mineralógicamente está compuesto por cuarzo, acompañado por cantidades menores de moscovita, turmalina y zircón. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (70%), caolinita (30%) y haloisita en cantidad no determinada.

Muestra A-16.- Corresponde a un nivel de arcillas limosas muy compactadas. Los minerales de la arcilla que están presentes en la fracción menor de dos micras son: illita (80%), caolinita (20%) y haloisita en pequeña cantidad.

Muestra A-17.- Corresponde a un tramo de areniscas. Mineralógicamente está compuesto por cuarzo, acompañado de moscovita, plagioclasas, biotita, turmalina, zircón y rutilo. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (65%) y caolinita (35%).

Muestra A-18.- Corresponde a un potente tramo de limos muy arenosos de coloración rojiza. La muestra está tomada en su parte superior y los minerales de la arcilla presentes son: illita (70%), caolinita (30%), haloisita y vermiculita en pequeña cantidad.

Muestra A-19.- Corresponde al mismo nivel de la muestra anterior. En este caso se tomó de la base del tramo. Los minerales de la arcilla presentes son: ilita (80%), caolinita (20%), haloisisita y clorita en pequeña cantidad.

Muestra A-20.- Corresponde a un nivel de areniscas, el más bajo de todos los recogidos. Mineralógicamente está compuesto por cuarzo, acompañado por moscovita, biotita, turmalina, zircón y rutilo. Los minerales de la arcilla presentes son: ilita (55%), caolinita (35%), clorita (10%) y haloisisita en pequeña cantidad.

Se han estudiado al microscópio electrónico las muestras A-3 y A-18, en ambos casos se ha observado gran cantidad de placas de mica, que dominan el conjunto, junto a éstas se encuentra en la muestra A-18, caolinita de buena morfología y pequeño tamaño de partícula, haloisisita y vermiculita. En la muestra A-3, a la que corresponde la microfotografía nº IV-9, el dominio corresponde también a la mica que está acompañada por algunos cristales de caolinita.

En la figura nº IV-49, se representa de manera esquemática la serie estudiada y la variación de ilita y la caolinita a lo largo del perfil.



Microfotografia nº IV - 9. Muestra A - 3
Serie de la Aparecida

TABLA IV-11SERIE DE LA APARECIDA

Reflexiones (001) en la region de bajos angulos. A.O. de la fracción < 2 μ

Muestra	H	E.G.	550 ^o	Otros tratam.	Minerales
A-1	14.3	14.3	14.02	14.25	Clorita
	9.92	10.02	9.92	10.00	Ilita
	7.06	7.06	-	11.1	Caolinita
A-2	10.01	10.01	9.98	-	Ilita
	7.14	7.14	-	-	Caolinita
A-3	9.92	10.00	10.00	-	Ilita
	7.1	7.1	-	-	Caolinita
A-4	9.83	9.85	9.83	-	Ilita
	7.05	7.06	-	-	Caolinita
A-5	9.93	10.0	9.92	-	Ilita
	7.13	7.13	-	-	Caolinita
A-6	10.01	10.01	10.01	-	Ilita
	7.16	7.16	-	-	Caolinita

TABLA IV-11 (Continuación)

<u>Muestra</u>	<u>N</u>	<u>E.G.</u>	<u>550°C</u>	<u>Otros trataen.</u>	<u>Minerales</u>
A-7	10.00	10.02	10.00	-	Ilita
	7.16	7.16	-	-	Caolinita
A-8	10.01	10.01	10.00	-	Ilita
	7.14	7.14	-	-	Caolinita
A-9	9.92	9.95	9.92	-	Ilita
	7.09	7.09	-	-	Caolinita
A-10	10.04	10.04	10.01	-	Ilita
	7.16	7.16	-	-	Caolinita
A-11	9.92	9.99	9.92	-	Ilita
	7.14	7.14	-	-	Caolinita
A-12	10.00	10.01	9.94	-	Ilita
	7.1	7.1	-	-	Caolinita
A-13	10.02	10.04	10.00	-	Ilita
	7.07	7.07	-	-	Caolinita
A-14	10.02	10.02	10.00	-	Ilita
	7.12	7.12	-	-	Caolinita
A-15	10.01	10.03	10.01	-	Ilita
	7.12	7.12	-	-	Caolinita
	7.23	7.42	-	-	Haloisita

TABLA IV-11 (Continuación)

Muestra	N	E.G.	550°C.	Otros tratam.	Minerales
A-16	9.92	9.96	9.92	-	Ilita
	7.16	7.16	-	-	Caolinita
	7.25	7.36	-	-	Haloisita
A-17	10.01	10.01	10.01	-	Ilita
	7.14	7.14	-	-	Caolinita
A-18	14.2	14.5	10.01	-	Vermiculita
	10.03	10.03	10.01	-	Ilita
	7.06	7.06	-	-	Caolinita
	7.27	7.36	-	-	Haloisita
A-19	14.06	14.06	13.9	14.06	Clorita
	9.96	9.99	9.96	10.01	Ilita
	7.12	7.12	-	11.12	Caolinita
	7.22	7.33	-	7.33	Haloisita
A-20	14.12	14.12	14.02	-	Clorita
	9.94	9.94	9.94	-	Ilita
	7.12	7.12	-	-	Caolinita
	7.28	7.41	-	-	Haloisita

4.3.2.5.- SERIE DE CUEVAS DE SAN CLEMENTE.-

Se han estudiado nueve muestras correspondientes a distintos niveles de arenas y arcillas. En la tabla nº IV-12 se representan de manera esquemática los espacios con los distintos tratamientos que han sido utilizados para la identificación de los minerales de la arcilla presentes.

Muestra CC-1.- Corresponde al primer nivel de arcillas. Se trata de una arcilla abigarrada, cuya composición mineralógica es la siguiente: illita (75%), caolinita (15%) y montmorillonita (10%).

Muestra CE-2.- Corresponde al nivel más inferior de arenas. Se trata de una arcosa, que contiene cuarzo y en cantidades inferiores al 15% ortosa, microclina y plagioclasas. Los minerales pesados observados son: moscovita, turmalina, zircón y rutilo. La fracción menor de dos micras está compuesta por: illita (60%) y caolinita (40%).

Muestra CC-3.- Corresponde a un nivel de arcillas grises. Mineralógicamente está compuesta por illita (75%), caolinita (15%) y montmorillonita (10%).

Muestra CC-4.- Corresponde a un nivel de arcillas rojas que en algunos sectores se tornan abigarradas. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (60%), caolinita (40%) e indicios de interestratificados irregulares del tipo (10_I-14_M).

Muestra CC-5.- Corresponde a un nivel de arenas rojas. Se trata de una ortocuarcita feldespática con matriz arcillosa. Está compuesta por cuarzo acompañado de cantidades menores de ortosa, microclina, turmalina y zircón. La fracción inferior a dos micras está compuesta por caolinita (80%) e illita (20%).

Muestra CC-6.- Corresponde a un nivel arcilloso. Los minerales de las arcillas presentes son: caolinita (75%), illita (25%) y una cantidad indeterminada de interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita.

Muestra CC-7.- Corresponde a un nuevo nivel de arcillas rojas, similares a las de la muestra CC-4. Mineralógicamente está compuesta por: caolinita (80%), illita (20%) e indicios de interestratificados irregulares del tipo (10_I-14_M).

Muestra CC-8.— Corresponde a un nivel de arenas blancas. Se trata de unas ortocuarcitas en las que sólo se encuentran cristales de plagioclasas muy aislados. Los minerales pesados observados son: turmalina, zircón y rutilo. La fracción menor de dos micras está compuesta por: caolinita (80%) e illita (20%).

Muestra CC-9.— Corresponde a un nivel de arcillas rojas y está constituido por los siguientes minerales de las arcillas: caolinita (60%) e illita (40%).

En la figura nº IV-50, se representan las curvas de análisis térmico correspondientes a las muestras CC-5, 7 y 8. Utilizando el método de BRAMAO y COL (1951), se han obtenido los prototipos de la caolinita presente en cada caso, pudiéndose observar que se pasa de una caolinita tipo pM muy desordenada en la muestra CC-8 (razón de pendientes 3) a una caolinita bastante ordenada en la que domina el prototipo T en la muestra CC-5 (razón de pendientes 1,3).

Se han estudiado al microscópio electrónico las muestras CC-7 y CC-8. La microfotografía nº IV-10, corresponde a un aspecto general de la muestra CC-7. En ambos

SERIE DE CUEVAS DE SAN CLEMENTE

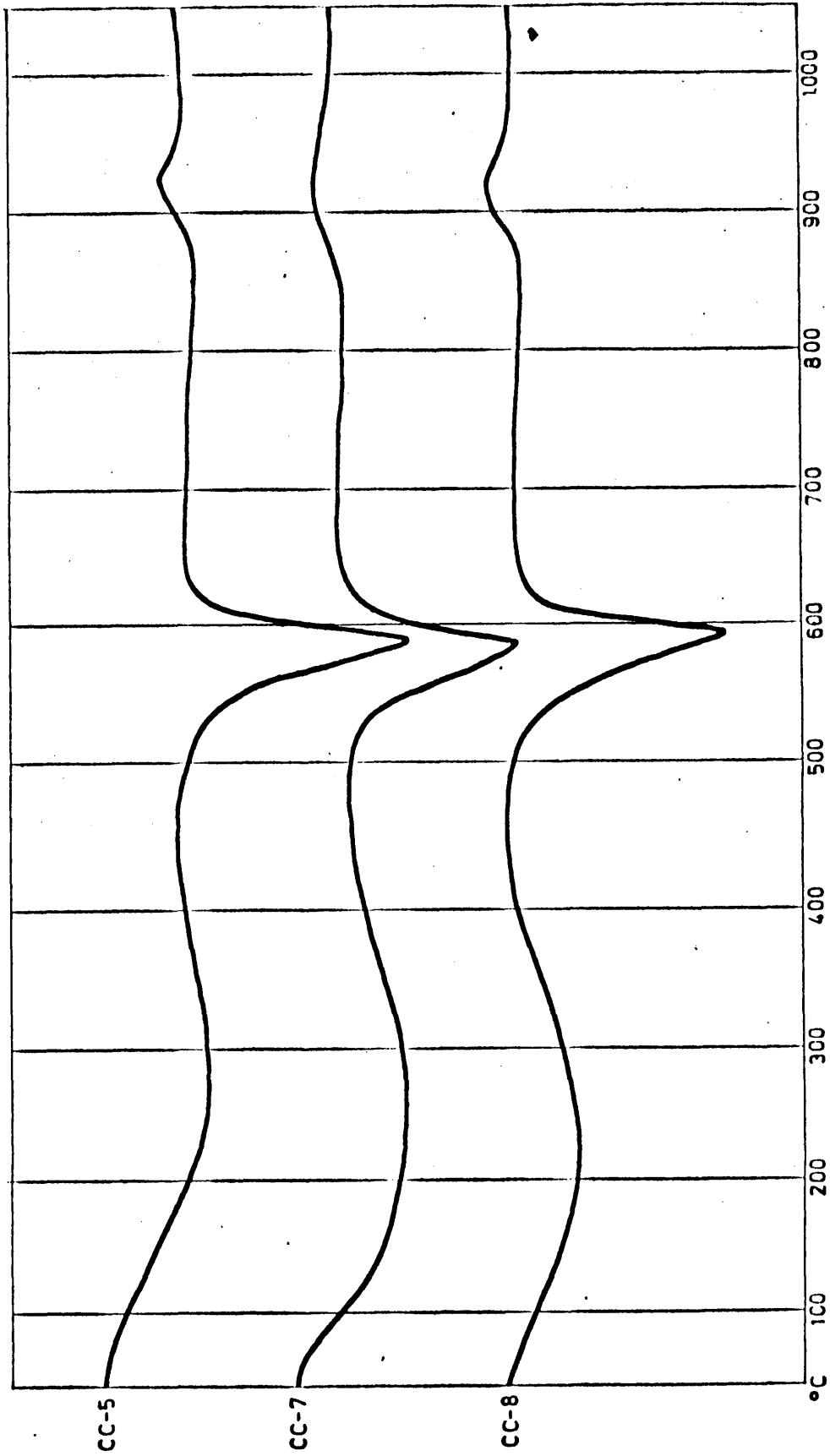
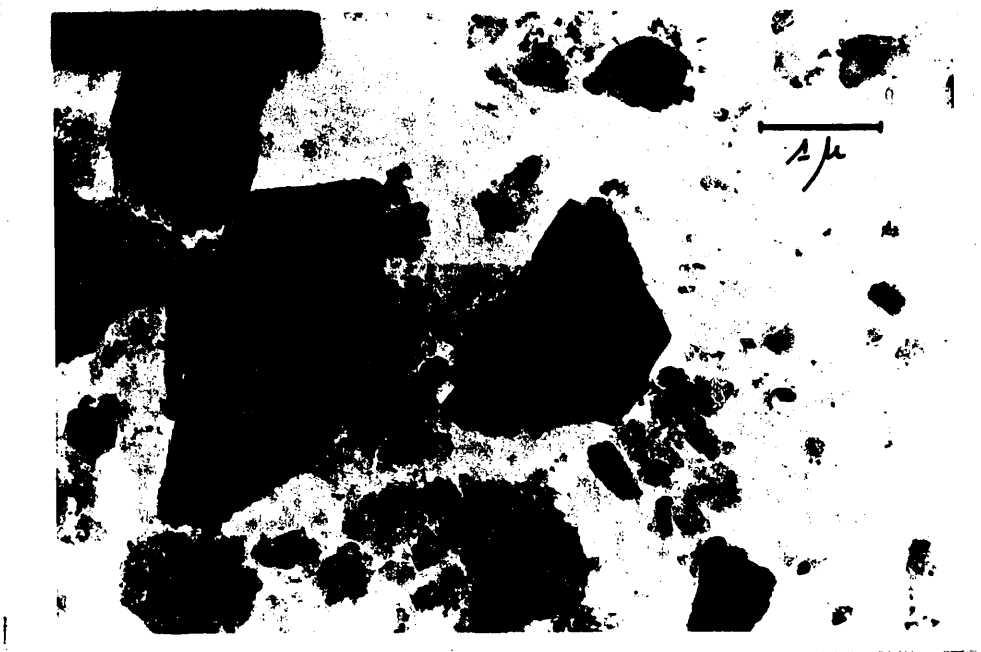


Fig. IV-50



Microfotografía nº IV - 10. Muestra: CC - 7

Serie de Cuevas de San Clemente

casos se ha observado un dominio neto de la caolinita, sobre el resto de los minerales. Se trata de cristales de caolinita con morfología exagonal perfecta, si bien con marcada heterometría. En pequeña proporción se observan algunas maclas en asterisco típicas de la goetita.

En la figura nº IV-51 se puede observar un esquema de la columna estratigráfica y la evolución de los minerales de la arcilla a través de dicha columna.

SERIE DE CUEVAS DE SAN CLEMENTE

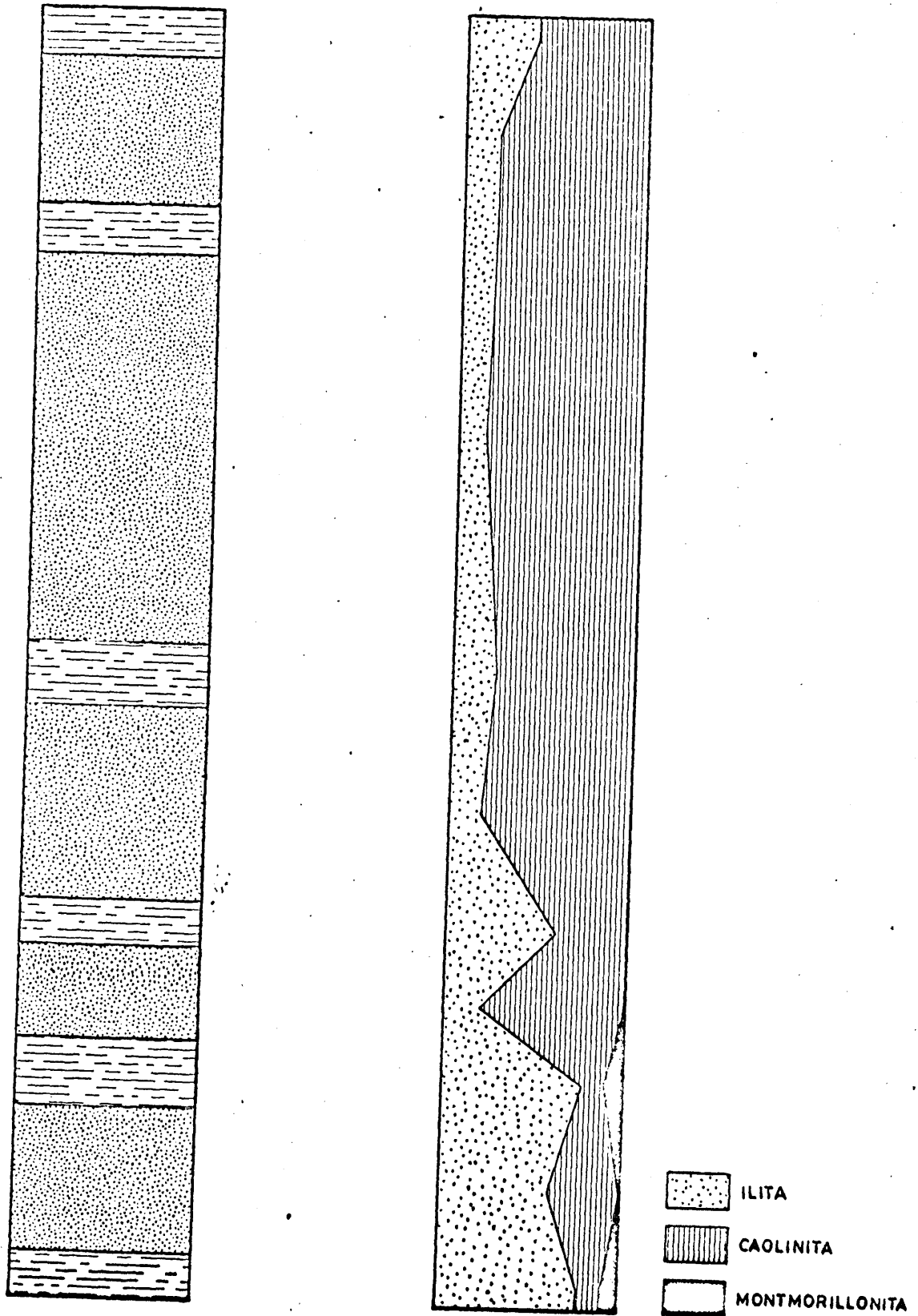


Fig. IV-51

TABLA IV-12GUEVAS DE SAN CLEMENTE

Reflexiones (001) en la region de bajos angulos A.O. de la fracción $< 2\mu$

Muestra	N	E.G.	550°C	Otros tratam.	Minerales
CC-1	14.4	17.2	9.9	-	Montmorillonita
	10.01	10.01	9.9	-	Ilita
	7.1	7.1	-	-	Caolinita
CC-2	10.04	10.04	10.0	-	Ilita
	7.16	7.16	-	-	Caolinita
CC-3	14.2	16.9	9.9	-	Montmorillonita
	9.9	9.9	9.9	-	Ilita
	7.14	7.14	-	-	Caolinita
CC-4	11.04	13.22	10.01	-	10_{I-14}_M
	10.01	10.04	10.01	-	Ilita
	7.16	7.16	-	-	Caolinita

TABLA IV-12 (Continuación)

Muestra	N	E.G.	55020	Otros tratam.	Minerales
CC-5	9.9	10.01	9.9	-	Ilita
	7.1	7.1	-	-	Caolinita
CC-6	11.8	13.4	9.9	-	10 _I -14 _M
	9.9	9.9	9.9	-	Ilita
	7.16	7.16	-	-	Caolinita
CC-7	11.93	13.7	10.0	-	10 _I -14 _M
	9.8	10.01	10.0	-	Ilita
	7.14	7.14	-	-	Caolinita
CC-8	9.9	9.9	9.9	-	Ilita
	7.1	7.1	-	-	Caolinita
CC-9	9.81	9.85	9.81	-	Ilita
	7.09	7.09	-	-	Caolinita

4.3.2.6.- RESUMEN.

En el resumen de los caracteres que se han observado en cada una de las series, destaca la notable diferencia entre las series recogidas en la provincia de Santander y la recogida en Burgos. Estos datos están de acuerdo con la distribución de zonas que realizan RAMIREZ DEL POZO y AGUILAR TOMAS (1972). De forma, que en adelante se considerarán dos sectores en la cuenca propuesta.

El sector norte corresponde a la cubeta santanderina, se trata de una formación con estructuras tipo delta, a este sector pertenecen todas las series a excepción de la de Cuevas de San Clemente, influenciada directamente por la Sierra de los Cameros (Cordillera Ibérica). Las diferencias encontradas son, por tanto, un reflejo de las distintas áreas de influencia que originaron estos depósitos.

Destaca, para las series de la cubeta santanderina, el hecho de que la illita se constituye en el mineral dominante, dentro del grupo de los minerales de arcilla, mientras que las cantidades de feldespatos no son nunca superiores al 10%, tratándose, por tanto, de niveles arenosos asimilables a cuarcitas. Estos dos he

chos se pueden explicar suponiendo que durante la formación de los perfiles lateríticos, que se originaron en el área fuente, la transformación del feldespatos se produjo via mica, quedando bloqueado en su mayor parte este proceso en la fase intermedia, por una acción tectónica relativamente fuerte, que impediría la total transformación. Tal acción tectónica se pone de manifiesto al considerar la potencia de las series estudiadas, ya que una potencia tan grande de materiales detríticos sólo es factible si hay una tectónica activa.

A partir de la cristalinidad de las ilitas y de la relación de intensidades $I_{(002)} / I_{(001)}$ se ha obtenido un diagrama que indica, que estas series sólo han sufrido una diagénesis incipiente, con sólo reorganizaciones de las estructuras tipo mica, por lo que el bajo contenido en caolinita debe ser en función de los hechos que se han expuesto anteriormente.

La asociación de los minerales pesados, por su parte, no indica una procedencia concreta, puesto que en muchos casos se trata de minerales reciclados y que por tanto han sufrido un anterior ciclo erosivo.

La serie del sector sur de la cuenca, serie de Cuevas de San Clemente, pertenece a la zona de in-

fluencia de la Cordillera Ibérica, se trata de la zona de conexión de la cuenca santanderina y de la cuenca Ibérica, que tiene su máxima expresión más hacia el sur.

TABLA GENERAL

CUENCA NOROCCIDENTAL

Series	Niveles	K	I	Porcentaje medio		Q	Otros minerales
				K	I		
La Aparecida	Areniscas	35-10%	90-65%	26	73	+++	chl., Mosc., Plag., Biot., Turm., Zrc., Rut.
	Arcillas y margas	40-20%	80-45%	28	70	+	chl.
Ramales de La Victoria Carranza	Areniscas	15- 0%	100-85%	10	90	+++	(10 _I -14 _M) Mosc., Turm., Zrc., Plag.
	Arcillas	10- 0%	100-90%	3.5	96.5	+	(10 _I 14 _M)
Tudanca	Areniscas	10- 5%	95-90%	7.5	90	+++	Mont., chl., Ort., Plag., Mosc., Turm., Zrc.
	Arcillas y margas	10- 0%	100-90%	5.5	93.5	+	chl., Verm.
Vega de Paspuesto de las Estacas	Areniscas	20-0%	100-80%	13	86	+++	chl., Verm., Ort., Plag., Mosc., Turm., Zrc., Rut.
	Arcillas y margas	25-15%	85-70%	18	80	+	chl., Verm.
Oueva de San Clemente	Arenas	80-40%	60-20%	66	33	+++	Felsp., K., Plag., Mosc., Turm., Zirc., Rut.
	Arcillas	80-15%	75-20%	52	45	+	Mont. (10 _I 14 _M)

4.3.3.- CUENCA LEVANTINA.

4.3.3.1.- SERIE DE HIGUERUELAS.

Se han estudiado seis muestras, tres correspondientes a niveles limo-arcillosos y tres a tramos de arenas, alguno de ellos en explotación. En la tabla nº IV-13 se presenta la composición mineralógica cualitativa, deducida de los difractogramas de rayos x, así como los espaciados utilizados en la identificación de los minerales de la arcilla presentes en cada muestra.

Muestra H-1.- Corresponde a un nivel de arcillas rojas. Los minerales de la arcilla presentes en esta muestra son: illita (60%), caolinita (40%) e indicios de interestratificados irregulares del tipo illita-clorita.

Muestra H-2.- Corresponde a un grupo de niveles arenosos, parcialmente cubiertos. Su composición mineralógica es la siguiente: cuarzo y en cantidades menores plagioclasas (tipo albíta-oligoclasa), turmalina, y zircón. La fracción menor de dos micras contiene: caolinita (70%) e illita (30%).

Muestra H-3.- Corresponde a un nivel de arcillas, similar al de la muestra H-1. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (65%) caolinita (35%) e indicios de interestratificados irregulares del tipo (10_I-14_M) illita-montmorillonita.

Muestra H-4.- Recogida en un tramo de arenas actualmente en explotación. Mineralógicamente su composición es similar a la de la muestra H-2. La fracción menor de dos micras está constituida por: caolinita (70%) e illita (30%).

Muestra H-5.- Corresponde a un nivel limo-arcilloso rojo, que constituye el techo de la serie estudiada. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (60%), caolinita (40%) e interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita.

Muestra H-6.- Corresponde a un tramo de arenas ligeramente amarillas. Su composición mineralógica es la siguiente: cuarzo, acompañado de plagioclasas, turmalina y zircón en cantidades menores. La fracción inferior a dos micras está constituida por: caolinita (80%) e illita (20%).

En la figura nº IV-52 se representan las curvas de ATD de las muestras H-5 y H-6. El efecto endotérmico principal corresponde a la caolinita, a la que se le ha determinado su politipo, se trata en ambos casos de una caolinita tipo T parcialmente desordenada.

En la microfotografía nº IV-11 correspondiente a la muestra H-6, se puede observar que la caolinita presenta buena morfología exagonal, homometría de tamaño, si bien este es en general pequeño.

La variación de los minerales de la arcilla a lo largo del perfil, junto a la columna estratigráfica, se representan de manera esquemática en la figura nº IV-53.

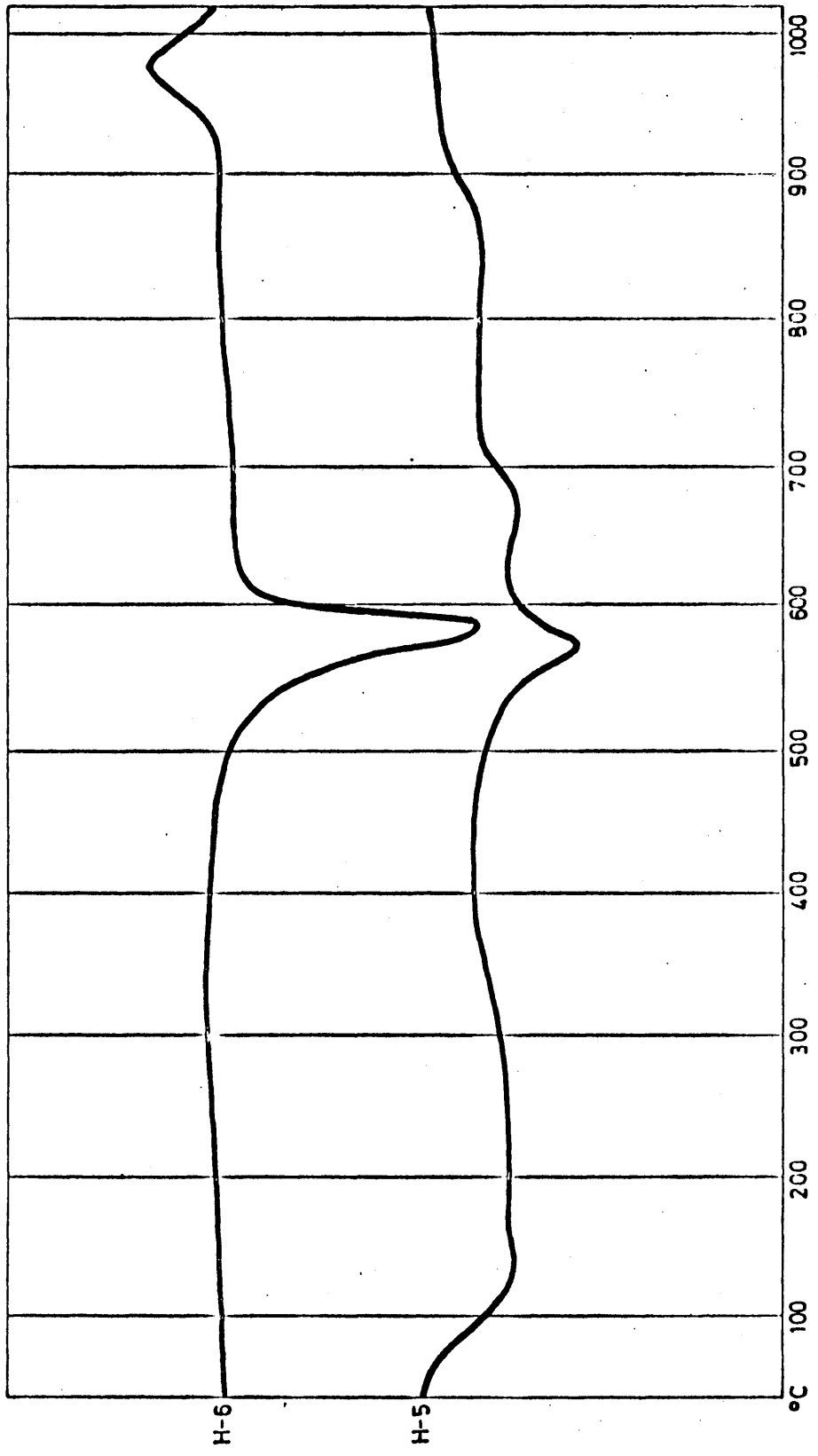


Fig., IV-52

SERIE DE BARRANCO DEL SALOBRAL (HIGUERUELAS)

292

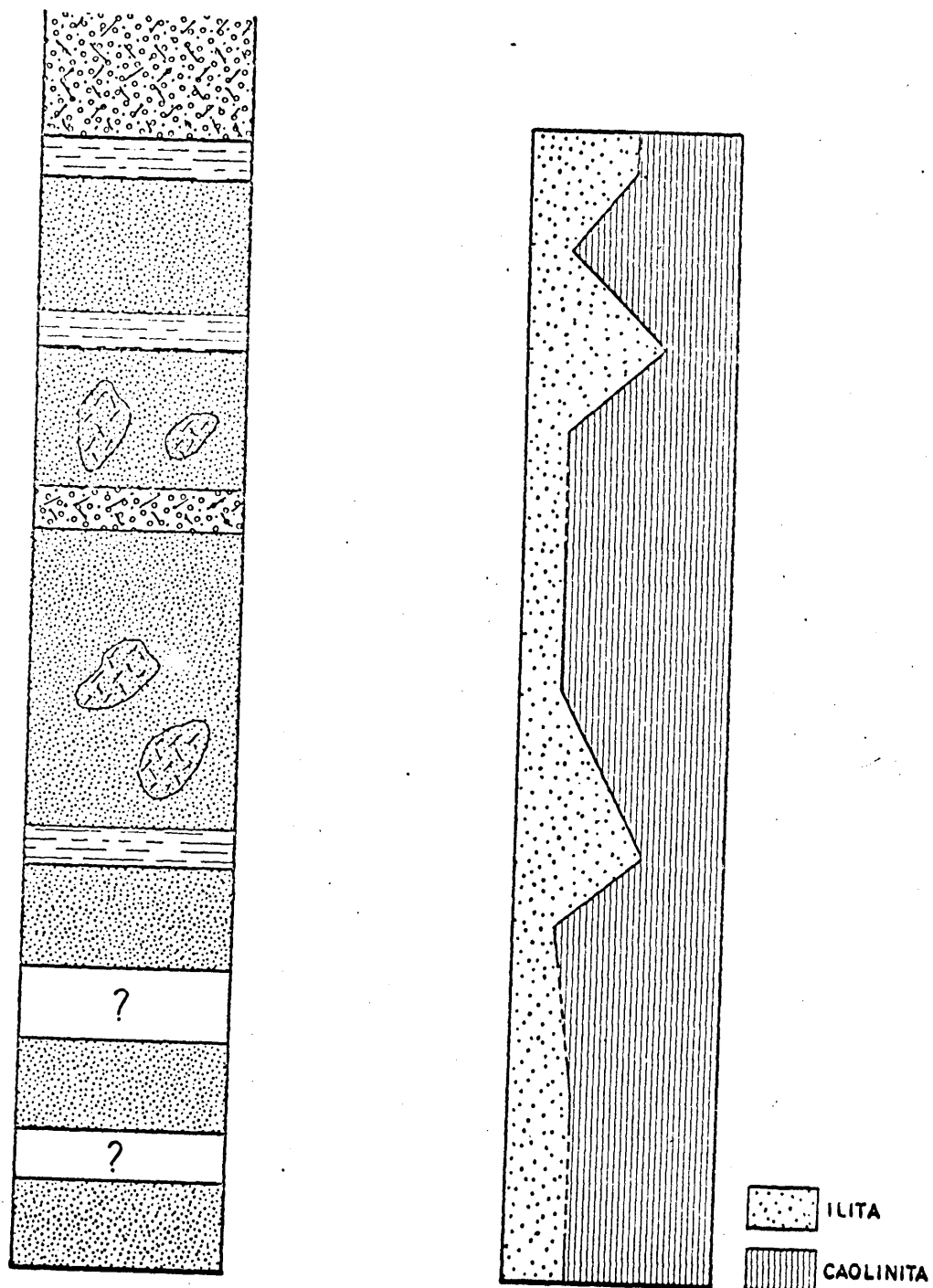


Fig. IV-53

TABLA IV-13HIGUERUELAS

Reflexiones (001) en la región de bajos ángulos A.O. de la fracción $< 2\mu$

Muestra	H	E.G.	550 ^o	Otros tratam.	Minerales
H-1	11.9	11.9	12.1		(10 _I -14 _G)
	10.1	10.1	10.1		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
H-2	10.1	10.1	10.0		Ilita
	7.1	7.1	-	11.1	Caolinita
H-3	11.7	12.6	10.0		(10 _I -14 _M)
	10.1	10.1	10.0		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
H-4	10.1	10.1	10.0		Ilita
	7.1	7.1	-	11.1	Caolinita
H-5	11.6	12.9	10.0	-	(10 _I -14 _M)
	10.04	10.04	10.0	-	Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
H-6	10.1	10.1	10.0		Ilita
	7.1	7.1	-	11.1	Caolinita

4.3.3.2.- SERIE DE VILLAR DEL ARZOBISPO.

La serie ha sido tomada en la mina "Filo", se trata de una cantera situada al NW del pueblo de Villar del Arzobispo y en ella se pueden observar tres niveles diferentes, el inferior de carácter arcilloso y los superiores arenosos. Se han estudiado cuatro muestras. En la tabla nº IV-14 se presentan de manera esquemática las reflexiones, que en los diversos tratamientos, han servido para determinar los minerales de la arcilla presentes en cada muestra.

Muestra VA-1.- Corresponde a un nivel limo-arcilloso, situado en la base de la cantera, con marcado color rojo. Los minerales de la arcilla presentes son: caolinita (50%) e illita (50%).

Muestra VA-2.- Corresponde al nivel de arenas objeto en la actualidad de explotación. Mineralógicamente está constituida por cuarzo y caolinita. La fracción menor de dos micras presenta los siguientes minerales de la arcilla: caolinita (95%), illita (5%) e indicios de interés tratificados irregulares del tipo illita-clorita.

Muestra VA-3.- Corresponde a un "canto blando" englobado en el nivel arenoso, al que corresponde la muestra anterior. Se trata de un bolo limo-arcilloso, con una armadura exterior de cuarzo. Los minerales de la arcilla presentes son: caolinita (50%) e illita (50%).

Muestra VA-4.- Corresponde al nivel superior de arenas, en contacto con las calizas aptenses. Mineralógicamente está compuesta por cuarzo y por los siguientes minerales de la arcilla: caolinita (80%), illita (20%) e indicios de interestratificados irregulares del tipo illita-clorita.

El diagrama de ATD de la muestra VA-2, se presenta en la figura nº IV-54, en ella se puede observar el efecto endotérmico principal de la caolinita, que en este caso presenta un alto grado de simetría, la razón de pendientes es de 1,05, ello implica un politipo T para la caolinita de este nivel, lo que está de acuerdo con los resultados obtenidos por difracción de rayos x.

Se ha estudiado al microscópio electrónico la muestra VA-2, en ella se ha podido observar una caolinita

SERIE DE VILLAR DEL ARZOBISPO

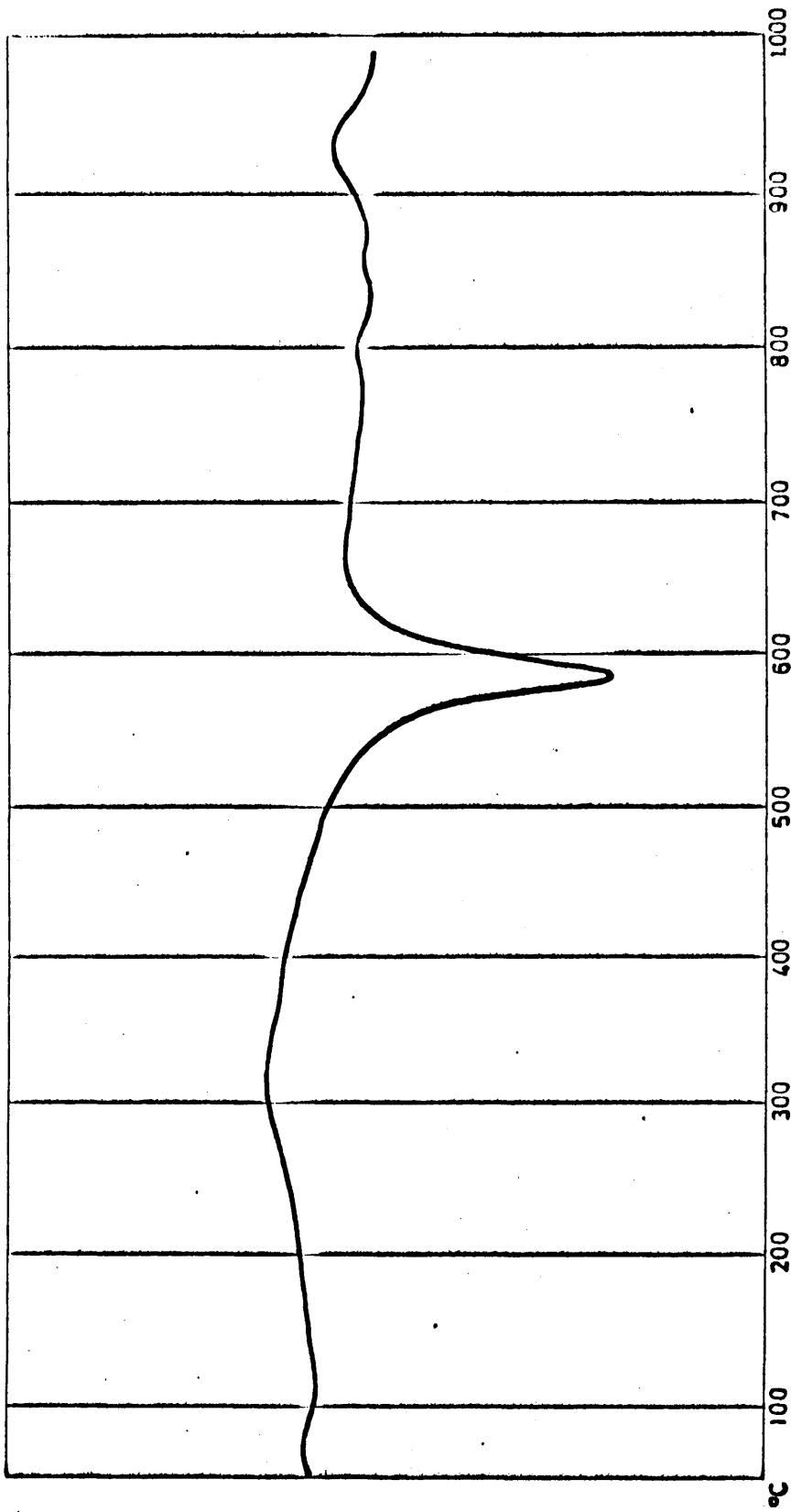
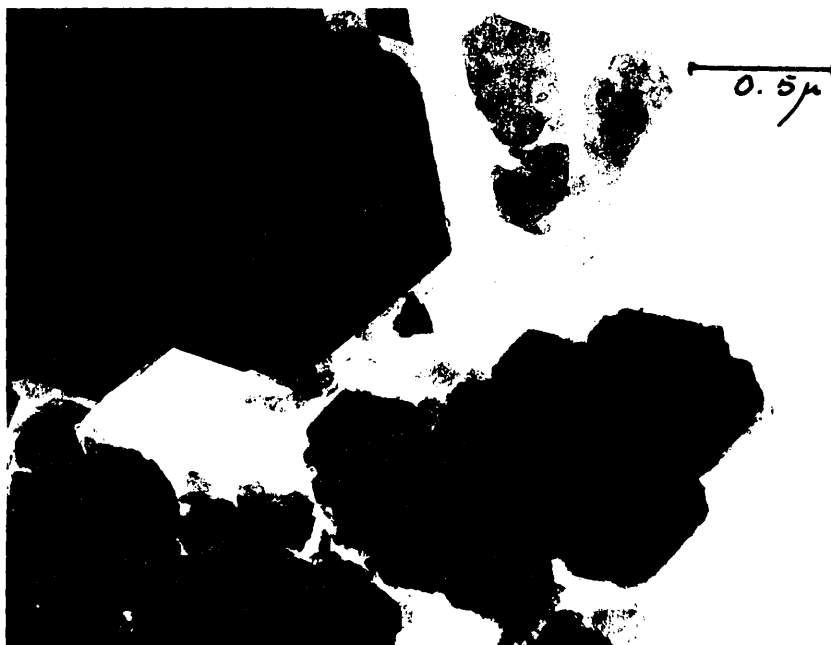


Fig. IV-54

de morfología exagonal casi perfecta y tamaño de partícula mediano, acompañada de algunas láminas de mica. La microfotografía nº IV-12 corresponde a esta muestra y en ella se vé un aspecto parcial, correspondiente a cristales de caolinita.

La figura nº IV-55 representa de manera esquemática, la columna estratigráfica y la evolución semicuantitativa de los minerales de la arcilla a lo largo del perfil.



Microfotografía nº IV -12. Muestra VA - 2
Serie de Villar del Arzobispo

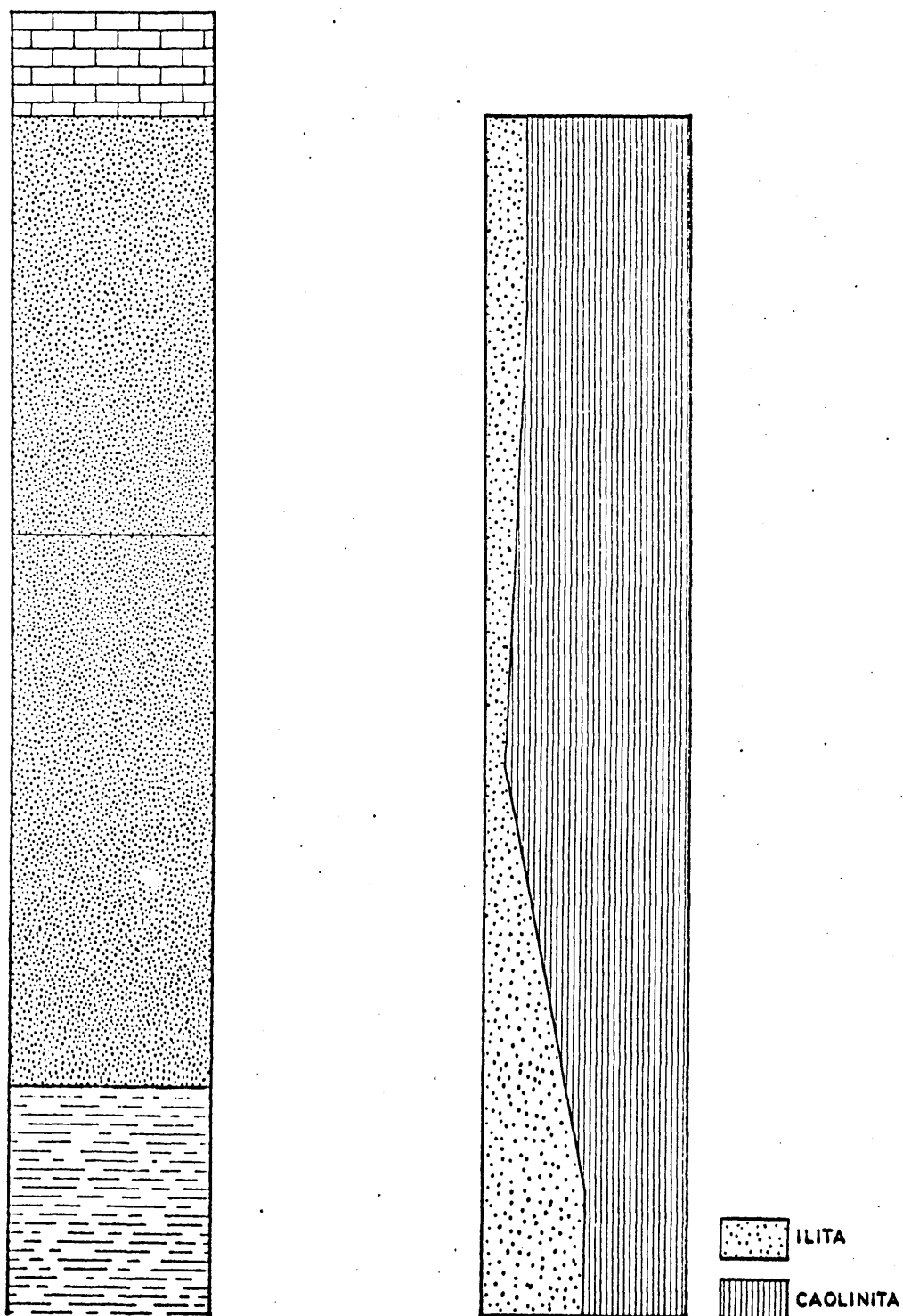


Fig. IV-55

TAULA IV-14VILLAR DEL ARZOBISPO

Reflexiones (001) en la región de bajos ángulos A.O. de la fracción < 2 μ

Muestra	N	E.G.	5502	Otros tratam.	Minerales
	13.5	13.5	13.5		(10 _I -14 _C)
VA-1	10.2	10.0	10.0		Ilita
	7.2	7.2	-		Caolinita
	13.3	13.3	13.3		(10 _I -14 _C)
VA-2	10.0	10.1	10.0		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
	12.8	12.8	12.8		(10 _I -14 _C)
VA-3	10.1	10.2	10.0		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita

4.3.3.3.- SERIE DE CASAS ROYAS.

La serie ha sido tomada en un yacimiento situado en el valle de "Casas Royas", el recubrimiento general de la zona impidió la realización de un corte más completo. Se han estudiado cuatro muestras, de ellas una sola corresponde a niveles limo-arcillosos. En la tabla nº IV-15 se presentan de manera esquemática los espaciados que, en los diversos tratamientos han servido para la identificación de los minerales de la arcilla presentes en cada muestra.

Muestra CR-1.- Corresponde al nivel inferior de arenas, presentando un color blanco-rosado, característico de toda la serie. Su composición mineralógica es la siguiente: cuarzo y cantidades menores de plagioclasas (tipo albita-oligoclase), ortosa y turmalina. La fracción menor de dos micras está constituida por: caolinita (75%) e illita (25%).

Muestra CR-2.- Corresponde a un nivel limo-arcilloso de color rojo. Los minerales de la arcilla presentes en esta muestra son: caolinita (55%) e illita (45%).

Muestra CR-3.— Corresponde a un nivel de arenas localmente conglomeráticas. Su composición mineralógica es la siguiente: cuarzo y plagioclasas, ortosa y turmalina en cantidades menores. La fracción menor de dos micras presenta los siguientes minerales de la arcilla: caolinita (80%) e illita (20%).

Muestra CR-4.— Corresponde al nivel superior de arenas, como en los casos anteriores presenta una coloración blanco-rosada. La composición mineralógica es similar a la de la muestra anterior. La fracción menor de dos micras contiene: caolinita (80%) e illita (20%).

En la figura nº IV-56 se representa la curva ATD correspondiente a la muestra CR-3. En ella se puede observar el efecto endotérmico principal de la caolinita. A partir de dicho efecto se ha determinado el politipo de la caolinita dominante, resultando ser el pM ligeramente ordenado (razón de pendiente 1,87).

Esta misma muestra ha sido estudiada al microscópio electrónico, pudiendo observarse una caolinita de buena morfología exagonal, heterometría de grano y predominio del tamaño intermedio. Junto a este mineral se han observado algunas maclas en asterisco de goetita y lámi-

SERIE DE CASAS ROYAS

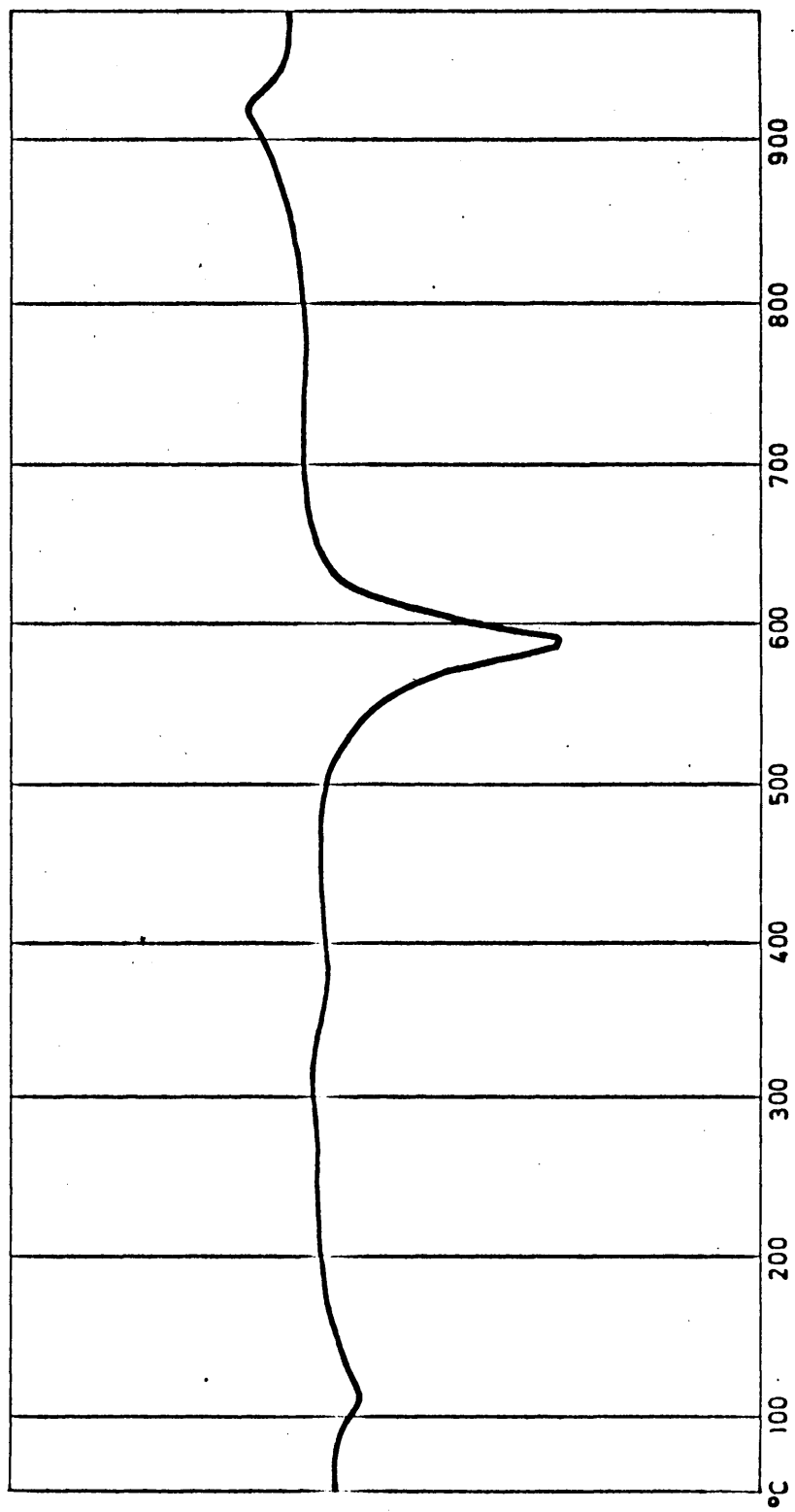


Fig. IV-56

nas de mica.

La variación cuantitativa de los minerales de la arcilla a lo largo del perfil, junto a la columna estratigráfica, se representan en la figura nº IV-57.

SERIE DE CASAS ROYAS

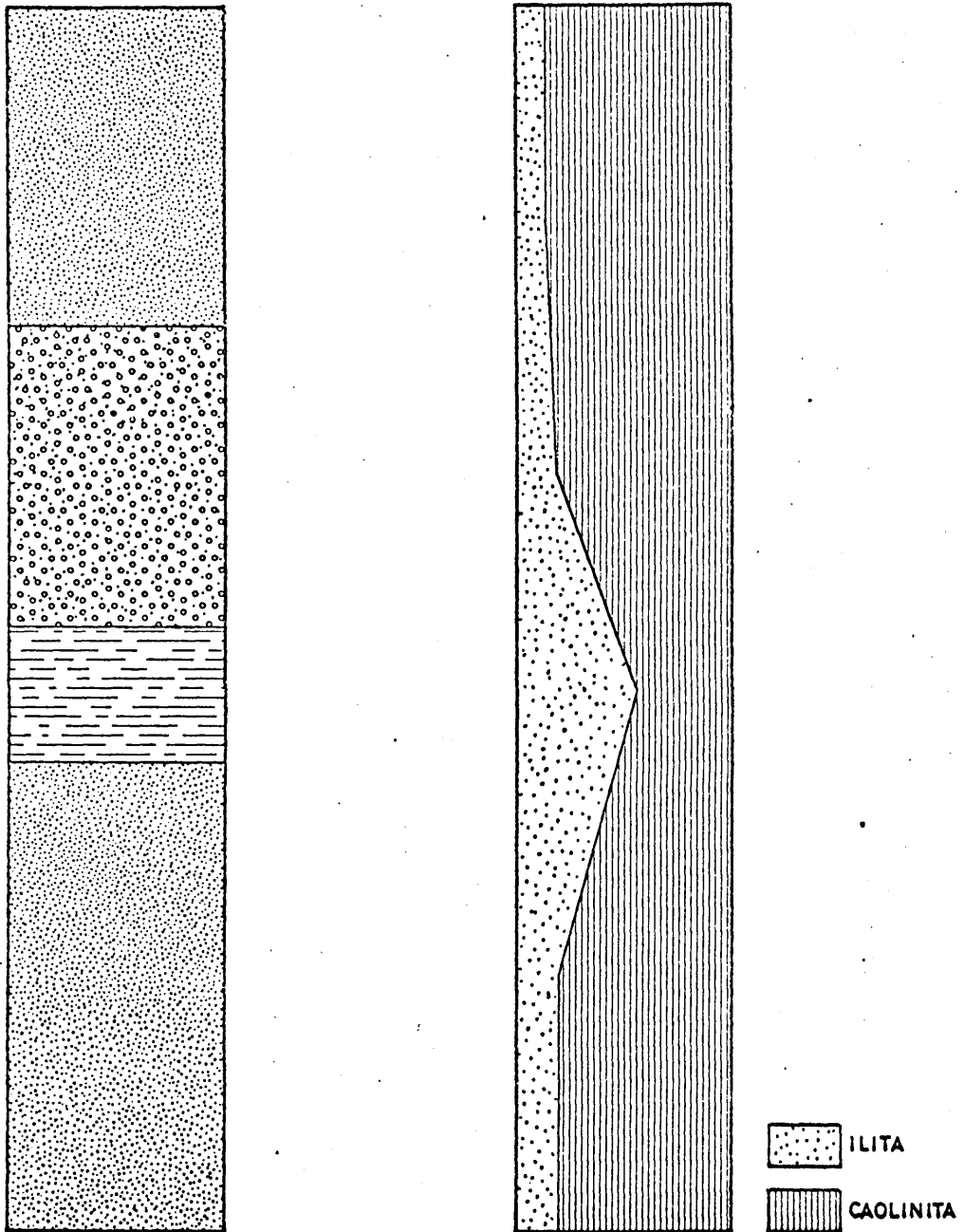


Fig. IV-57

TABLA IV-15CASAS ROYAS

Reflexiones (001) en la región de bajos ángulos A.0 de la fracción < 2 μ

Muestra	N	E.G.	550 μ	Otros tratam.	Minerales
CR-1	10.0	10.0	10.0		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
CR-2	10.1	10.1	9.9		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
CR-3	9.9	10.0	9.9		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
CR-4	10.0	10.0	9.0		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita

4.3.3.4.- SERIE DE TALAYUELAS.

Esta serie corresponde a un yacimiento actualmente en explotación, en la zona de Talayuelas, provincia de Cuenca. Solo se han estudiado las muestras que constituyen el frente de explotación. La tabla nº IV-16, contiene las reflexiones, que en los distintos tratamientos, han sido utilizadas para la determinación de los minerales de la arcilla presentes en cada muestra.

Muestra T-1.- Corresponde al tramo de arenas objeto de explotación. Mineralógicamente está constituida por cuarzo y en cantidades menores por plagioclasas (tipo albita-oligoclasa), turmalina y zircón. La fracción menor de dos micras está compuesta por los siguientes minerales de la arcilla: caolinita (75%) e illita (25%).

Muestra T-2.- Corresponde al nivel limo-arcilloso que corona el yacimiento. Los minerales de la arcilla presentes son: caolinita (50%), illita (50%) e indicios de interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita.

En la figura nº IV-58 están representadas las curvas de ATD correspondientes a ambas muestras. Se ha estudiado el efecto endotérmico principal, correspondiente a la caolinita y se ha deducido que el polítipo presente en ambos casos es el T ligeramente desordenado.

La microfotografía nº IV-13 corresponde a la muestra T-1, en ella se puede observar la buena morfología exagonal, heterometría y pequeño tamaño de partícula que la caolinita presenta.

La variación cuantitativa de los minerales de la arcilla, junto con la serie que constituye el yacimiento, se representan de manera esquemática en la figura nº IV-59.

SERIE DE TALAYUELAS

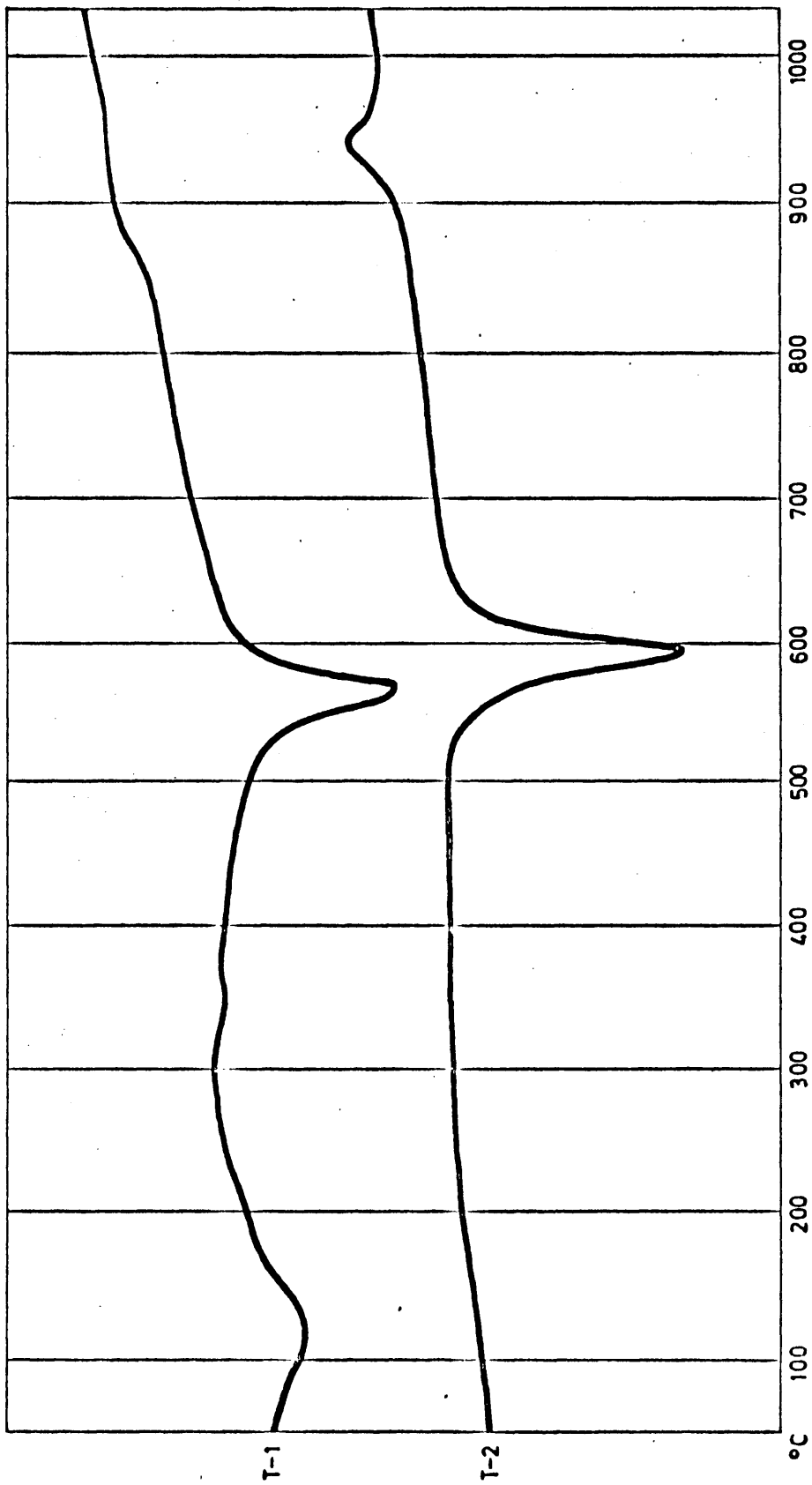
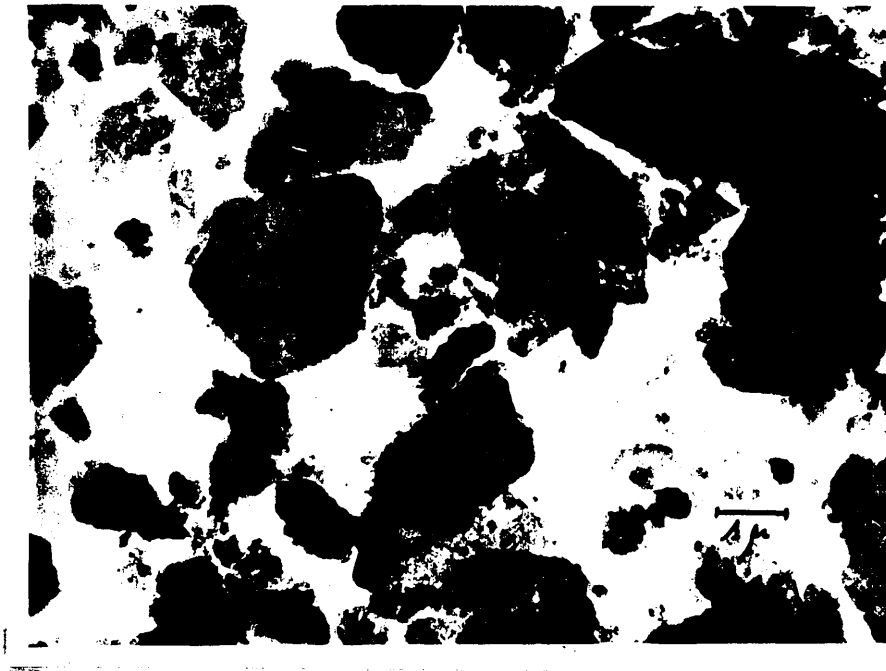


Fig. IV-58



Microfotografía nº IV - 13. Muestra T- 1

Serie de Talayuelas

SERIE DE TALAYUELAS

311

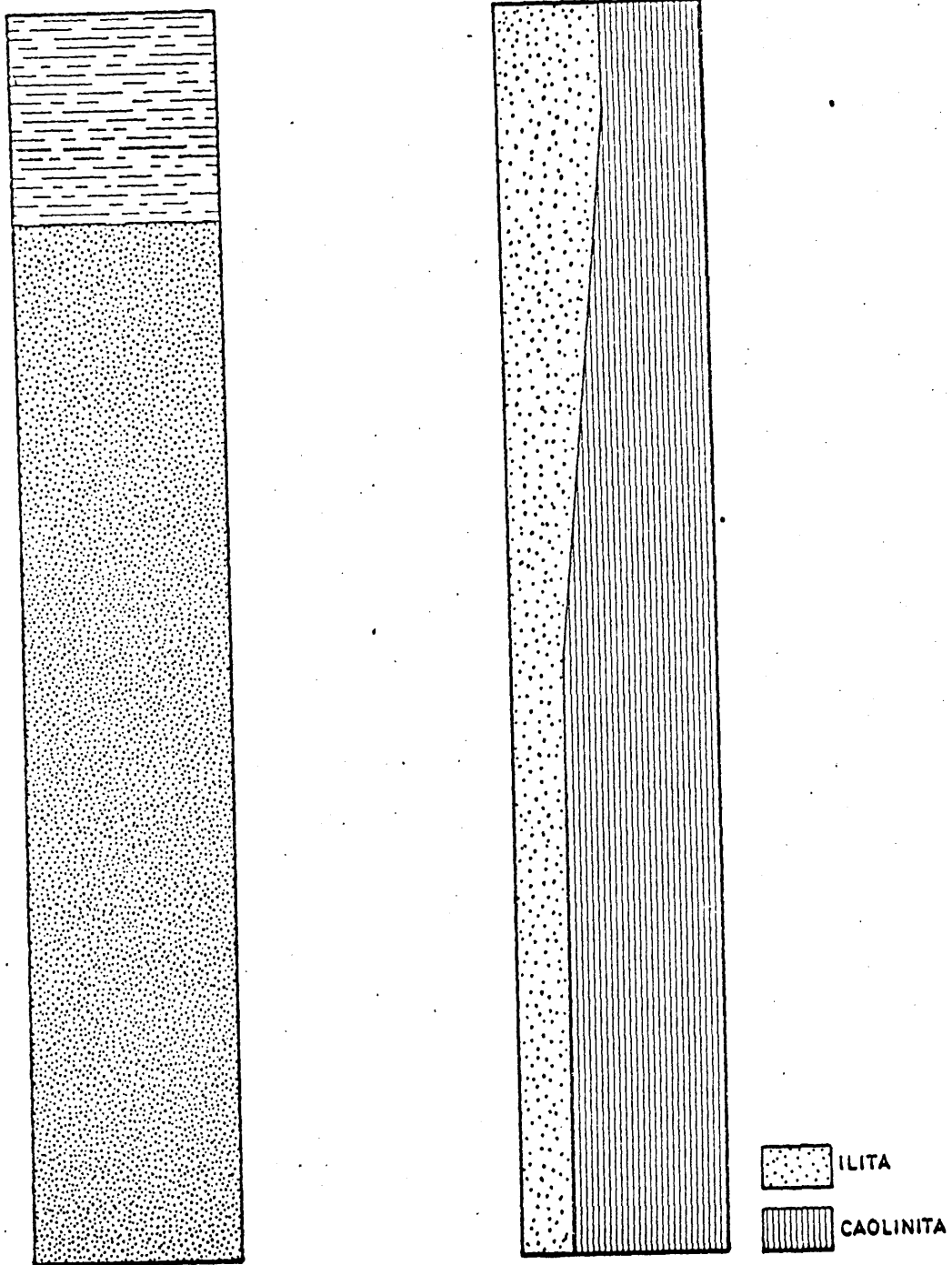


Fig. IV-59

TABLA IV-16SERIE DE TALAYUELAS

Reflexiones (001) en la región de bajos ángulos A.O. de la fracción < 2 μ

Muestra	N	E.G.	550 μ	Otros tratam.	Minerales
T-1	10.0	10.0	10.0	10.0	Ilita
	7.1	7.1	-	11.1	Caolinita
T-2	11.0	12.2	10.0	12.9	(10 _I -14 _M)
	10.0	10.0	10.0	10.0	Ilita
	7.1	7.1	-	11.1	Caolinita

4.3.3.5.- SERIE DE VILLEL.

Se han escogido cuatro muestras, que corresponden al frente de explotación de una cantera objeto de laboreo. Dos de las muestras corresponden a niveles arenosos y las dos restantes a tramos de arcillas rojas. En la tabla nº IV-17 se presentan de manera esquemática las reflexiones, que en los diversos tratamientos, han servido para determinar los minerales de la arcilla presentes en cada muestra.

Muestra V-1.- Se trata de una muestra recogida en el nivel de arcillas rojas que constituye la base de la explotación. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (70%), caolinita (30%) e indicios de interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita.

Muestra V-2.- Corresponde a un tramo de arenas blancas, poco compactas. Su composición mineralógica es la siguiente: cuarzo y en cantidades menores plagioclasas (tipo oligoclase-andesina), ortosa, microclina, turmalina y zircón. La fracción menor de dos micras está compuesta por los siguientes minerales de la arcilla: caolinita (90%) e illita (10%).

Muestra V-3. - Corresponde a un nivel arcilloso lenticular de color rojo vivo. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (70%), caolinita (30%) e indicios de interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita.

Muestra V-4. - Corresponde al tramo de arenas en contacto con las calizas del Aptense. Mineralógicamente está compuesta por cuarzo y en cantidades menores por plagioclasas, ortosa, microclina, turmalina y zircón. La fracción menor de dos micras está constituida por los siguientes minerales de la arcilla: caolinita (75%) e illita (25%).

En la figura nº IV-60 están representadas las curvas de ATD correspondientes a la muestra V-2 y V-3. En ambos casos el politipo determinado ha sido idéntico, se trata de una caolinita tipo T, es decir triclinica totalmente ordenada.

La microfotografía nº IV-14 corresponde a la muestra V-2 y en ella se puede observar una caolinita con alto grado de simetría, buena morfología exagonal y

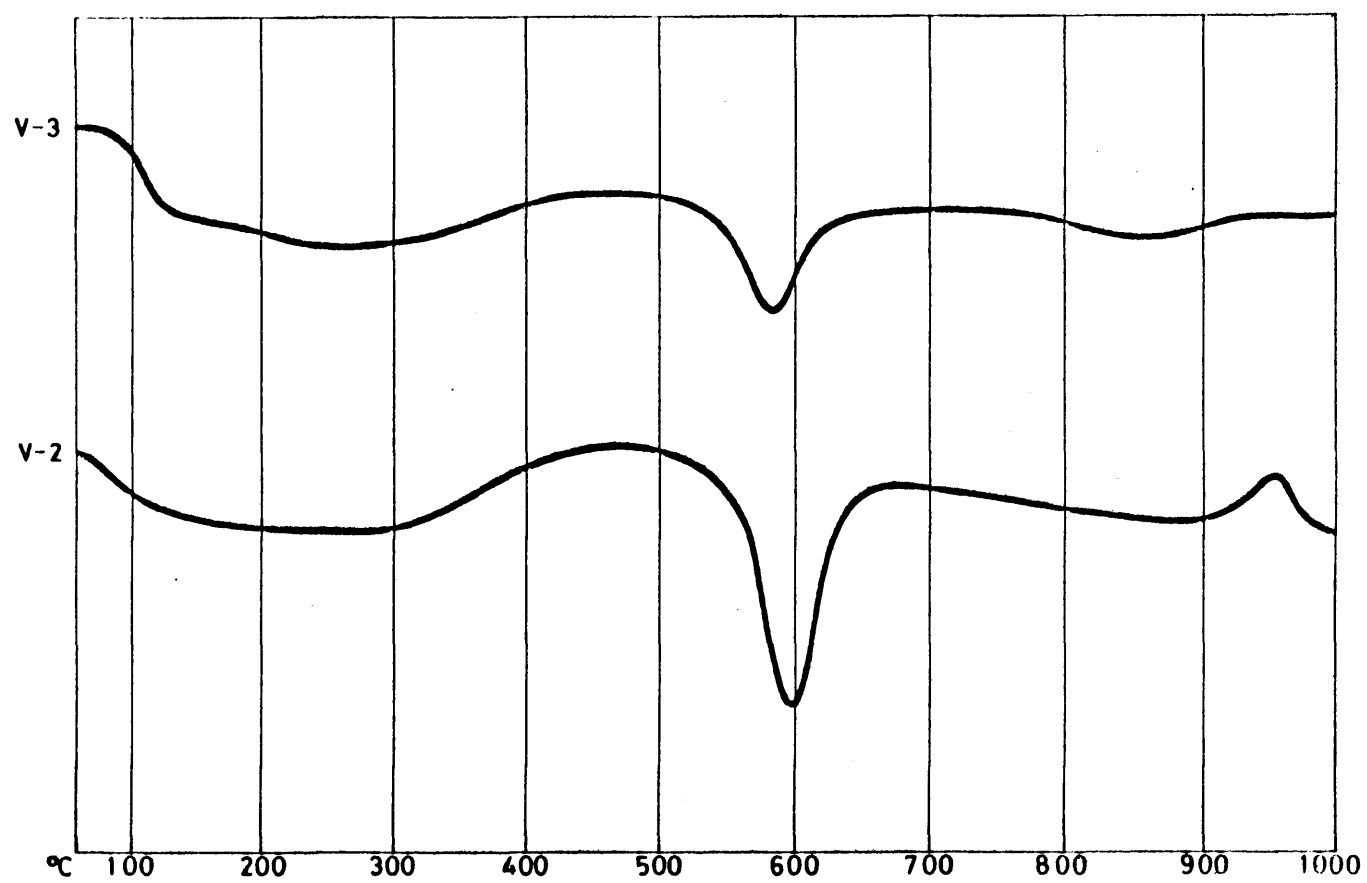
SERIE DE VILLEL

Fig. IV-60



Microfotografia nº IV -14. Muestra V - 2

Serie de Villel

tamaño de partícula relativamente grande. La caolinita de la muestra V-1 es de iguales características, pero de menor tamaño de partícula.

La variación cuantitativa de los minerales de la arcilla a lo largo del perfil, junto a la columna estratigráfica, se representan de manera esquemática en la figura nº IV-61.

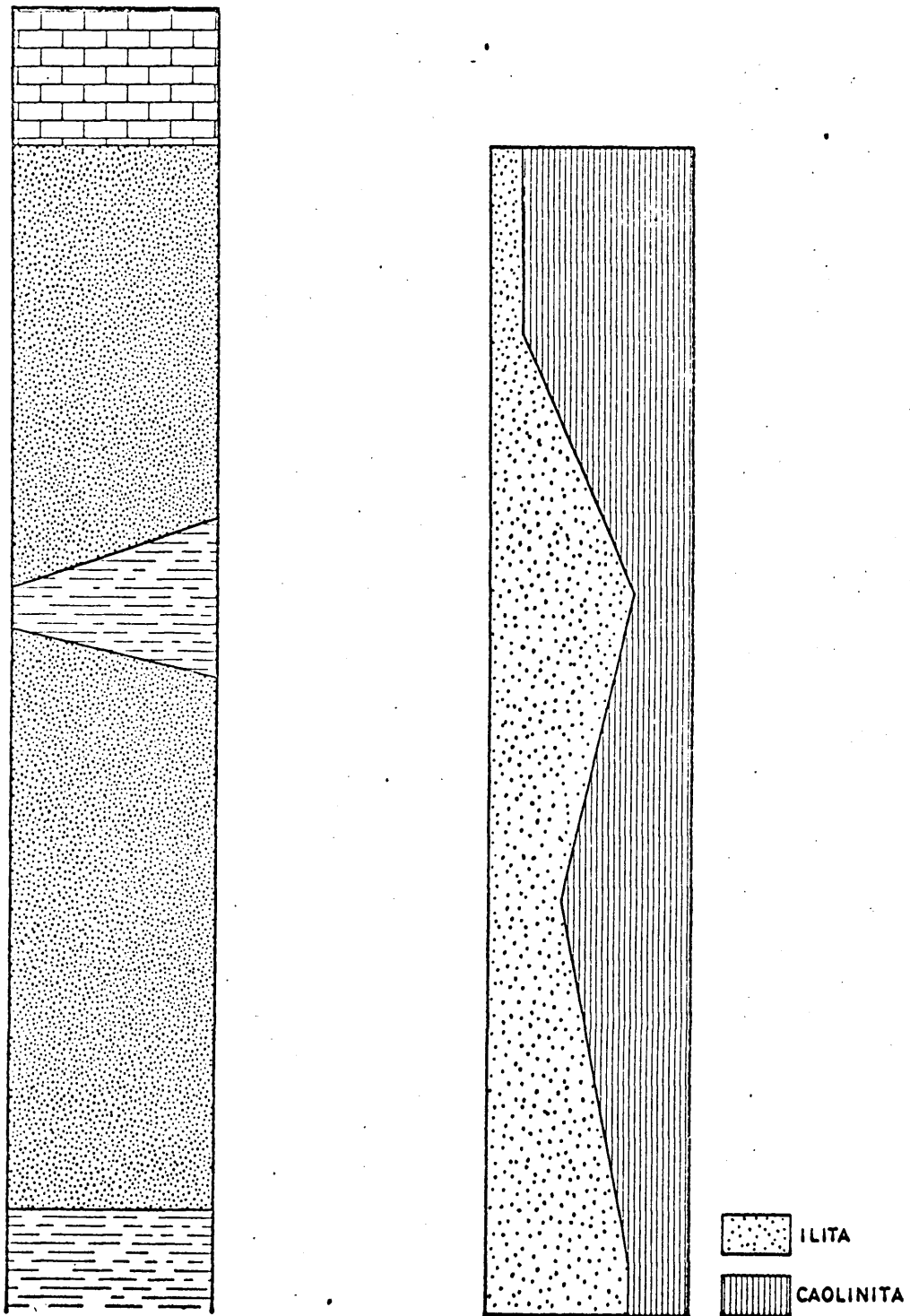


Fig. IV-61

TABLA IV-17SERIE DE VILLEL

Reflexiones (001) en la region de bajos angulos A.O. de la fracción $< 2 \mu$

Muestra	N	E.G.	5502	Otros tratam.	Minerales
V-1	12,3	13,9	10,0	-	(10 _I -14 _M)
	10,04	10,04	10,0	-	Ilita
	7,1	7,1	-	-	Caolinita
V-2	10,04	10,04	10,0	10,04	Ilita
	7,1	7,1	-	11,1	Caolinita
V-3	11,2	13,1	9,9	-	(10 _I -14 _M)
	10,01	10,01	9,9	-	Ilita
	7,1	7,1	-	-	Caolinita
V-4	10,0	10,0	10,0	10,0	Ilita
	7,1	7,1	-	11,1	Caolinita

4.3.3.6.- SERIE DE BONETE.-

Corresponde a la zona más meridional de la Cordillera Ibérica. Se han estudiado veinte muestras correspondientes a los distintos tramos, dominando las recogidas en niveles arcillosos ó margo-arcillosos. En la tabla nº IV-18 se presentan de manera esquemática las reflexiones, que en los diversos tratamientos, han servido para determinar los minerales de la arcilla presentes en cada muestra.

Muestra B-1.- Corresponde al nivel margoso más inferior, la muestra presenta una coloración verdoso-amarillenta que verticalmente pasa a rojiza. Su composición mineralógica es la siguiente: illita (80%), caelonita (20%) y en pequeña cantidad interestratificados irregulares de los tipos illita-montmorillonita e illita-clorita.

Muestra B-2.- Corresponde la muestra al mismo nivel que la anterior, fue tomada en la zona en que la tonalidad roja domina. Su composición mineralógica es la siguiente: illita (80%), caelinita (20%) y una pequeña cantidad de interestratificados irregulares de los tipos illita-montmorillonita e illita-clorita.

tratificados irregulares del tipo ilita-montmorillonita.

Muestra B-3.- Corresponde a un nivel de margas gris-verdosas. Los minerales de la arcilla presentes en esta muestra son: ilita (85%), caolinita (15%) e indicios de interestratificados irregulares del tipo ilita-montmorillonita.

Muestra B-4.- Corresponde la muestra a un nivel de margas verdes, que en algunas zonas pasa a rojizo. Los minerales de la arcilla presentes son: ilita (85%), caolinita (15%), indicios de clorita y una cantidad pequeña de interestratificados irregulares del tipo ilita-clorita.

Muestra B-5.- Corresponde a un nivel de margas verdes con moscovita. La muestra está constituida por los siguientes minerales de la arcilla: ilita (80%), caolinita (20%), indicios de clorita y una cantidad no determinada de interestratificados irregulares del tipo ilita-clorita.

Muestra B-6.- Corresponde a un nivel de margas amarillas, con algunas pajitas de mica. La com

posición mineralógica es la siguiente: illita (85%), caolinita (15%), indicios de clorita y una cantidad no determinada de interestratificados irregulares del tipo illita-clorita.

Muestra B-7.- Corresponde a un nivel de margas arenosas de color pardo amarillento. La fracción menor de dos micras está constituida por: illita (65%), caolinita (35%) y una cantidad no determinada de interestratificados irregulares del tipo illita-clorita.

Muestra B-8.- Recogida en un tramo de margas arenosas, pardo verdosas zonadas con rojo. Los minerales de la arcilla presentes en esta muestra son: illita (75%), caolinita (25%) y una cantidad no determinada de interestratificados irregulares de los tipos illita-clorita e illita-vermiculita.

Muestra B-9.- Corresponde a un nivel margoso de color gris verdoso con pajitas de mica. La fracción menor de dos micras está constituida por: illita (65%), caolinita (35%) y una cantidad no determinada de interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita.

Muestra B-10.- Corresponde a un nivel de arenas poco compactas de color amarillo, con moscovita. Su composición mineralógica es la siguiente: cuarzo y en pequeña cantidad ortosa, microclina, moscovita, turmalina y zircón. La fracción menor de dos micras está constituida por: caolinita (65%), illita (35%) e indicios de interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita.

Muestra B-11.- Corresponde a un nivel de margas grises, compactas, algo arenosas. Los minerales de la arcilla presentes en la fracción menor de dos micras son: illita (60%), caolinita (35%) y alorita (5%).

Muestra B-12.- Recogida en un nivel de arcillas margosas de color verdoso. Está compuesta por los siguientes minerales de la arcilla: caolinita (50%), illita (50%) e indicios de interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita.

Muestra B-13.- Corresponde a un nivel de margas muy arenosas con colores verdes y azulados. La fracción menor de dos micras está compuesta por los siguientes minerales de la arcilla: illita (60%), caolinita (40%) y cantidades no determinadas de

interestratificados irregulares de los tipos clorita-montmorillonita e illita-montmorillonita.

Muestra B-14.- Corresponde a un nivel de arcillas arenosas de color verde azulado. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (70%), caolinita (30%) e indicios de clorita.

Muestra B-15.- Recogida en un nivel de arcillas arenosas rojizas. La muestra está compuesta por los siguientes minerales de la arcilla: illita (75%), caolinita (25%) y una cantidad no determinada de interestratificados irregulares del tipo illita-clorita hinchable.

Muestra B-16.- Corresponde a un nivel de arenas con cemento calcareo, de color verde claro azulado con lentejones rojos. Mineralógicamente está compuesta por cuarzo y en cantidades menores por ortosa, microclina, moscovita, biotita, biotita cloritizada, clorita, turmalina y zircón. La fracción menor de dos micras presenta los siguientes minerales de la arcilla: caolinita (50%), illita (50%) y cantidades no determinadas de interestratificados irregulares de los tipos illita-clorita hinchable e illita-montmorillonita.

Muestra B-17.- Corresponde a un nivel de margas muy arenosas de color verde a rojizo. Los minerales de la arcilla presentes son: ilita (70%), caolinita (30%) y una cantidad no determinada de interestratificados irregulares del tipo ilita-montmorillonita.

Muestra B-18.- Recogida en un nivel de margas arenosas de color amarillento. La muestra presenta los siguientes minerales de la arcilla: caolinita (50%), ilita (50%) e indicios de interestratificados irregulares del tipo ilita-clorita hinchable.

Muestra B-19.- Corresponde a un nivel de margas arenosas con moscovita. La fracción menor de dos micras presenta los siguientes minerales de la arcilla: ilita (65%), caolinita (35%) e interestratificados irregulares del tipo ilita-clorita hinchable.

Muestra B-20.- Corresponde a un nivel de arenas margosas. Está compuesta por cuarzo y en cantidades menores por ortosa, microclina, moscovita, turmalina y zircón. La fracción menor de dos micras presenta los siguientes minerales de la arcilla: ilita (55%), caolinita (35%) y clorita (10%).

La figura nº IV-62 representa los diagramas de ATD, efectuados a las muestras B-3, B-18, B-19 y B-20. A partir del efecto endotérmico correspondiente a la caolinita se ha determinado el politipo presente en cada una de las muestras, observándose que a la muestra B-18 le corresponde una caolinita tipo pM-T, mientras que las muestras B-19 y B-20 están constituidas por caolinita más ordenada (tipo T parcialmente desordenada).

El microscópio electrónico ha puesto de manifiesto que el tamaño de partícula de las caolinitas de esta serie es muy pequeño y que los cristales son de mala morfología. En las muestras estudiadas se han observado macas en asterisco, correspondientes a goetita. La microfotografía nº IV-15 corresponde a la muestra B-20 y en ella se puede observar un aspecto general correspondiente a los minerales de la arcilla, que componen las distintas muestras de esta serie.

En la figura nº IV-63 se representa de manera esquemática la columna estratigráfica y la evolución de los minerales de la arcilla a lo largo del perfil.

SERIE DE BONETE

327

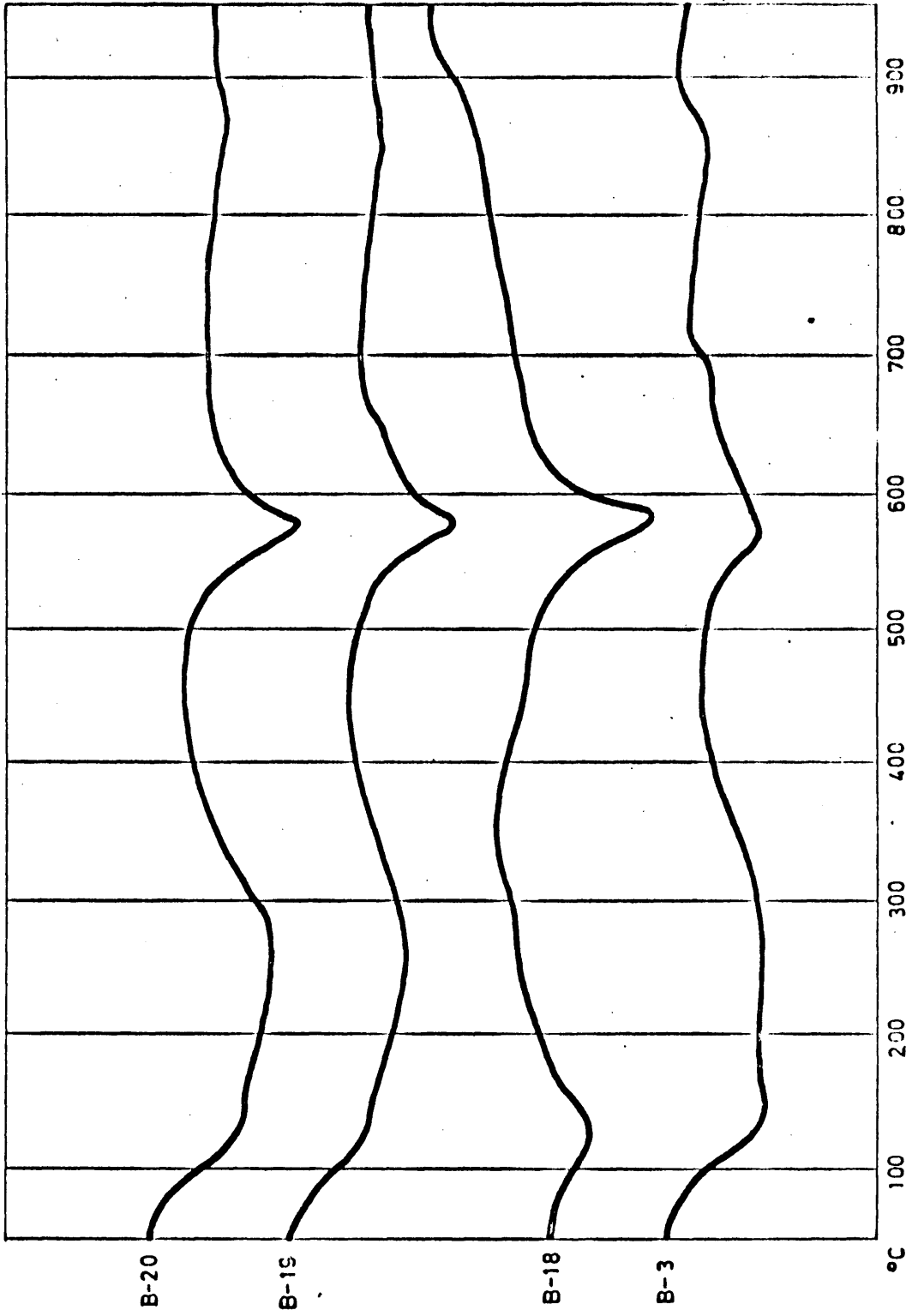
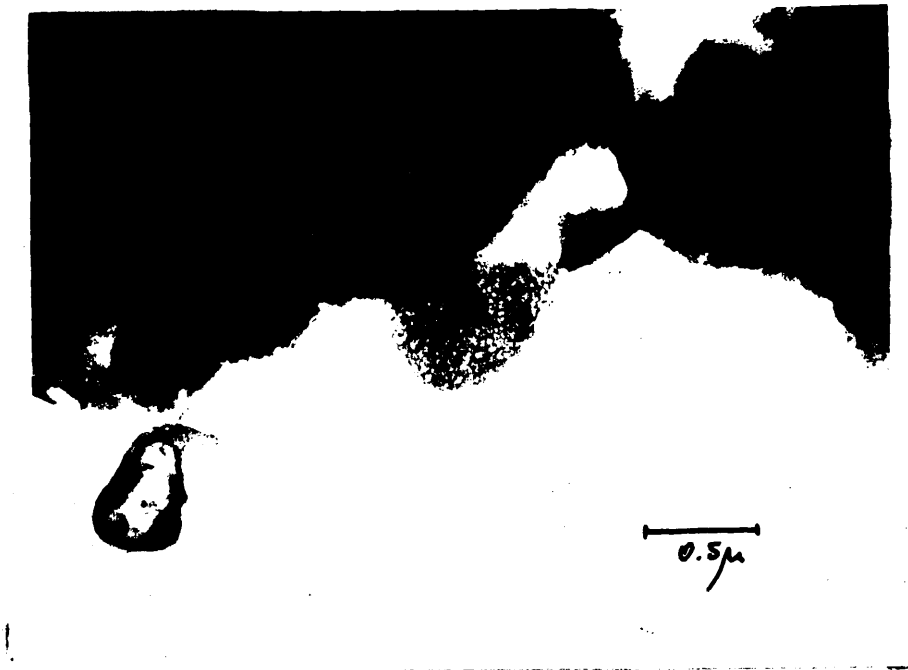


Fig. IV-62



Microfotografía nº IV - 15. Muestra B - 20

Serie de Bonete

SERIE DE BONETE

329

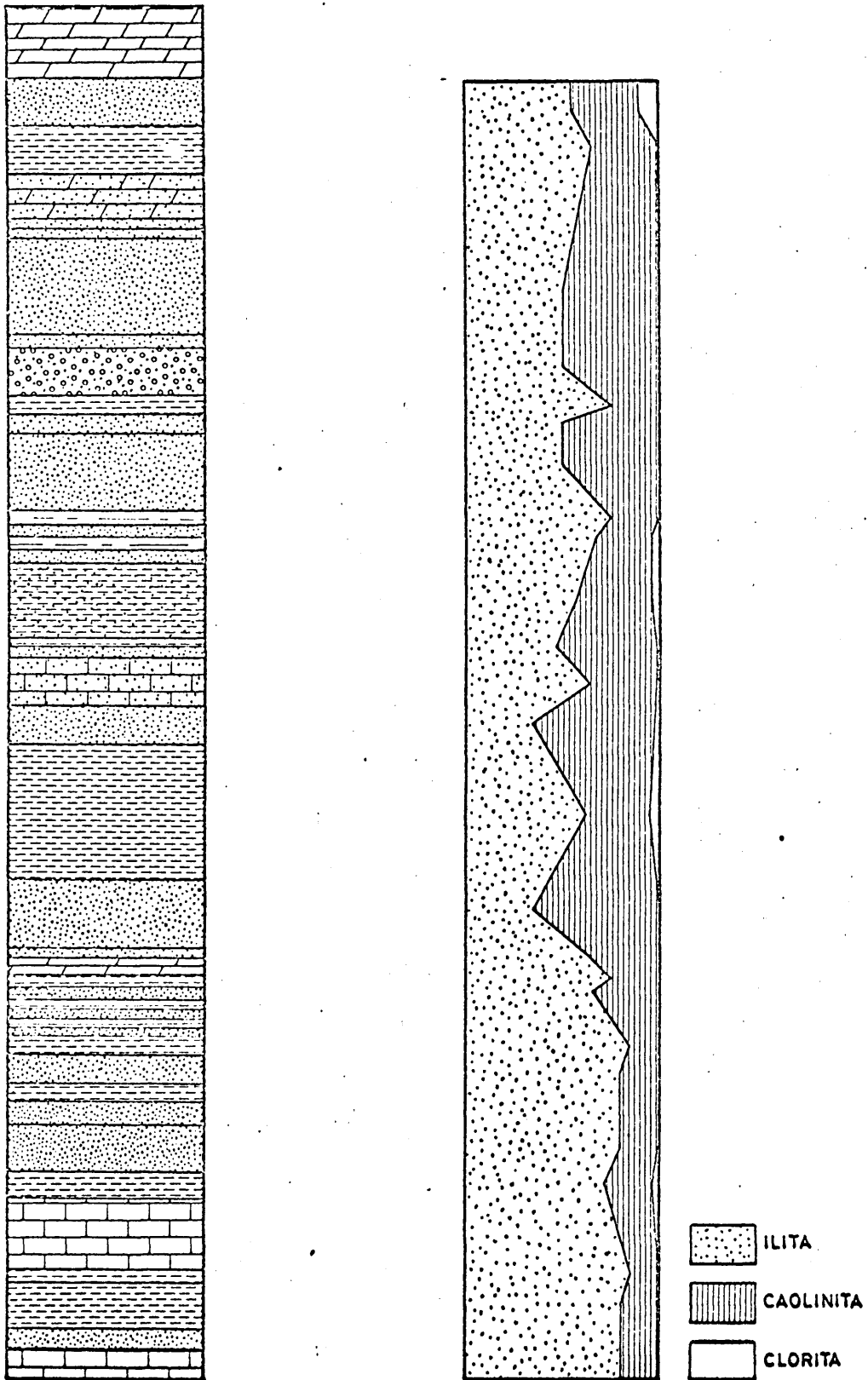


Fig. IV-63

TABLA IV-18BOHETE

Muestra	N	E.G.	5500	Otros tratam.	Minerales
B-1	11.7	13.7	12.8		(10 _I -14 _H)
	10.6	12.2	9.9		(10 _I -14 _M)
	9.9	9.9	9.9		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
B-2	13.5	13.5	13.3		(10 _I -14 _C)
	11.3	12.6	9.9		(10 _I -14 _M)
	10.1	10.1	9.9		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
B-3	11.5	12.9	10.1		(10 _I -14 _M)
	9.9	9.9	10.1		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
B-4	14.0	14.0	13.5		Clorita labil
	11.6	12.5	9.9		(10 _I -14 _M)
	9.9	9.9	9.9		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
B-5	13.9	13.9	13.2		Clorita labil
	11.3	12.2	9.9		(10 _I +14 _M)
	9.9	9.9	9.9		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita

TABLA IV-18 (Continuación)

Reflexiones (001) en la region de bajos angulos A.O. de la fracción $< 2 \mu$

Muestra	N	E.G.	550 ^o	Otros tratam.	Minerales
B-6	13.9	13.9	13.5		Clorita labil
	11.7	11.7	11.7		(10 _I -14 _C)
	10.0	10.0	9.9		Ilita
	7.1	7.1	-		Caolinita
B-7	12.7	12.7	12.7	-	(10 _I -14 _C)
	10.0	10.0	9.9	-	Ilita
	7.1	7.1	-	-	Caolinita
B-8	12.6	12.6	12.9	-	(10 _I -14 _C)
	10.01	10.01	10.0	-	Ilita
	11.3	11.3	10.0	-	(10 _I -14 _V)
	7.1	7.1	-	-	(Caolinita)
B-9	11.4	12.4	9.9	-	(10 _I -14 _M)
	10.0	10.0	9.9	-	Ilita
	7.1	7.1	-	-	Caolinita
B-10	10.04	12.1	9.9	-	(10 _I -14 _M)
	10.04	10.04	9.9	-	Ilita
	7.1	7.1	-	-	Caolinita

TABLA IV-18 (Continuación)

Muestra	N	E.G.	550°	Otros tratam.	Minerales
B-11	14.1	14.1	13.6	-	Clorita
	10.01	10.01	10.01	-	Ilita
	7.1	7.1	-	-	Caolinita
B-12	11.2	12.3	9.9	-	(10 _I -14 _M)
	10.04	10.04	9.9	-	Ilita
	7.2	7.2	-	-	Caolinita
B-13	14.01	15.06	12.05	-	(14 _O -14 _M)
	11.9	14.1	10.01	-	(10 _I -14 _M)
	10.04	10.04	10.01	-	Ilita
	7.1	7.1	-	-	Caolinita
B-14	14.2	14.3	13.9	-	Clorita
	10.01	10.01	9.9	-	Ilita
	7.1	7.1	-	-	Caolinita
B-15	12.9	13.8	12.6	-	(10 _I -14 _H)
	10.0	10.0	10.0	-	Ilita
	7.1	7.1	-	-	Caolinita

TABLA IV-18 (Continuación)

Muestra	N	E.G.	550 ^o	Otros tratam.	Minerales
B-16	13.8	15.1	10.0	-	(10 _I -14 _M)
	12.8	14.2	12.4	-	(10 _I -14 _H)
	10.0	10.0	10.0	-	Ilita
	7.1	7.1	-	-	Caolinita
B-17	12.5	13.5	9.9	-	(10 _I -14 _M)
	9.9	9.9	9.9	-	Ilita
	7.1	7.1	-	-	Caolinita
B-18	12.0	13.5	12.6	13.6	(10 _I -14 _H)
	10.01	10.01	10.0	10.01	Ilita
	7.1	7.1	-	11.1	Caolinita
B-19	12.1	13.1	12.2	14.1	(10 _I -14 _H)
	10.0	10.0	10.0	10.0	Ilita
	7.1	7.1	-	11.1	Caolinita
B-20	14.0	14.0	13.9	14.0	Clorita
	10.01	10.01	10.0	10.01	Ilita
	7.1	7.1	-	11.1	Caolinita

4.3.3.7.- SERIES ADICIONALES.

Dentro de lo que se considere cuenca levantina, se muestrearon dos zonas, situadas respectivamente en Gargallo (Teruel) y Mora de Rubielos (Castellón). Las primeras corresponden a las "facies Utrillas" y las segundas constituyen el paso de la facies Furbeckiense a la wealdense. En ambos casos se estudió la mineralogía, con objeto de hacer una comparación entre estas series y las que constituyen la facies considerada.

Se estudiará en primer lugar la serie de Gargallo, que corresponde a la facies "Utrillas" o "Capas de Utrillas" y que en principio fue considerada dentro de la facies Wealdense.

Muestra G-O..- Corresponde a un nivel calcarenítico. Se trata de una muestra muy compacta, esencialmente compuesta por cuarzo, cementado por calcita. En cantidades menores se presentan también ortosa, plagioclasas, turmalina, zircón y rutilo. La fracción menor de dos micras presenta los siguientes minerales de la arcilla: caolinita (65%), illita (35%) e indicios de montmorillonita e interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita.

Muestra G-1..- Corresponde a un nivel de arcillas rojas muy compactas. Los minerales de la arcilla presentes en esta muestra son: illita (60%) y caolinita (40%).

Muestra G-2..- Corresponde a un delgado nivel rojo muy rico en óxidos de hierro. Se trata de una muestra limo-arcillosa compuesta por los siguientes minerales de la arcilla: illita (55%), caolinita (45%) e indicios de interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita.

Muestra G-3..- Corresponde a una arenisca blanca poco compacta, cuya potencia oscila entre los 5 y 7 metros. Mineralógicamente está compuesta por cuarzo y cantidades menores de ortosa, plagioclasas, turmalina y zircón. La fracción menor de dos micras presenta los siguientes minerales de la arcilla: caolinita (60%) e illita (40%).

A partir del diagrama de polvo de la fracción menor de dos micras de la muestra G-3, se ha determinado el politipo de la caolinita presente, correspondiéndole un tipo T ligeramente desordenado.

Las muestras recogidas en la zona de Mora de Rubielos, corresponden a dos series muy cercanas, que marcan el tránsito entre la facies Purbeckiense y la wealdense, que en este caso comienza a presentar identaciones marinas, por lo que, en general, dominan los tramos calcáreos sobre los puramente detríticos. En ambas series solo se han estudiado niveles margosos y los resultados obtenidos han sido los siguientes:

Series de la Venta y de Mas del Barranco.-

Muestra V₁.- Corresponde a una marga de color verde. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (85%), caolinita (15%) e indicios de montmorillonita.

Muestra V₂.- Corresponde a otro nivel margoso muy similar al anterior. En esta muestra los minerales de la arcilla presentes son: illita (95%), caolinita (5%) e indicios de montmorillonita.

Muestra V₃.- Corresponde a un nivel de margas de colores verde y rojo, más o menos mezclados. Los minerales de la arcilla determinados son: illita (70%), caolinita (20%) y montmorillonita (10%).

Muestra V₄.-- Corresponde a un nuevo nivel margoso, similar al anterior. La muestra está compuesta por los siguientes minerales de la arcilla: illita (75%), montmorillonita (20%) y caolinita (5%).

Muestra MB-1.-- Corresponde a la serie de Mas del Barranco y se trata de una marga arcillosa de color rojo. Está compuesta por los siguientes minerales de la arcilla: illita (90%) y caolinita (10%).

Muestra MB-2.-- Corresponde a un nivel margoso con tonos abigarrados. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (95%), montmorillonita (5%) e indicios de caolinita.

Muestra MB-3.-- De características similares a la muestra anterior. Está compuesta por los siguientes minerales de la arcilla: illita (85%) y montmorillonita (15%).

4.3.3.8.- RESUMEN.

Al realizar el resumen de las características mineralógicas de las distintas series estudiadas en esta cuenca, se hace patente una marcada diferencia entre la serie de Bonete y las series restantes. Este hecho no debe extrañar, puesto que Bonete se encuentra en la provincia de Albacete, en la zona de influencia de las directrices tectónicas de las Cordilleras Ibérica y Béticas.

Estas diferencias se pueden agrupar en tres fundamentalmente: a) Presencia de clorita en algunos niveles de la serie de Bonete y ausencia absoluta de este mineral en los niveles de las series restantes, b) diferencias notables entre los porcentajes de caolinita de la serie de Bonete (máximo de 65% en un solo nivel), y los de las restantes series (los niveles arenosos en estos casos, pueden alcanzar hasta un 95% en la fracción menor de dos micras) y por otra parte, poca diferencia entre los porcentajes de caolinita en los diferentes niveles de la mencionada serie, mientras que en los casos restantes las diferencias entre los porcentajes de caolinita de los niveles de arenas y de los limo-arcillosos es muy marcada, y c) diferencias en porcentaje de feldespatos entre los niveles arenosos de Bonete, que pueden ser considerados como de tipo subarcosico

(15%) y los niveles arenosos de las restantes series en que el porcentaje máximo de feldespatos, cuando estos existen, no llega al 8%.

Todas las series de esta cuenca han sido consideradas en un trabajo anterior (GALAN HUERTOS, MARTIN VIVALDI y LOPEZ AGUAYO, 1971) como correspondientes a facies de tipo siderolítico en el sentido de MILLOT. De acuerdo con los datos sedimentológicos y la composición mineralógica (presencia de caolinita e illita), se ha deducido un medio de depósito de tipo litoral, deltaico o fluvial, es decir con influencia continental.

La presencia de clorita en la serie de Bonete, junto al hecho de que se desarrolla directamente sobre el Trias, parecen indicar que al menos parcialmente el Trias ha podido ser el área fuente. Destaca igualmente el hecho de que en los niveles arenosos de esta serie, el grado de madurez de los granos es relativamente alto, lo que se puede interpretar como un nuevo dato a favor de que el Trias fuese el área fuente, se trataría de partículas retocadas a partir de sedimentos anteriores que ya presentaban un cierto grado de redondeamiento.

Las series de esta cuenca, a excepción de la ya indicada de Bonete, presentan sedimentos poco maduros, lo

que parece indicar un transporte relativamente corto. Por otra parte, las diferencias en el contenido en feldespatos, ya que hay series que no los contienen, parecen indicar que existieron compartimentaciones en la cuenca.

Para el conjunto de las series estudiadas se ha observado, una proporción muy pequeña de feldespatos, lo que parece indicar que las acciones erosivas de tipo químico en el área fuente, fueron bastante intensas, llegando en ocasiones a producir la hidrólisis total de los feldespatos.

CUENCA LEVANTINA

Series	Niveles	K	I	Porcentaje medio		Q	Otros minerales
				K	I		
Villed	Arenas	90-75%	25-10%	82	17	+++	Plag. Felsp. K. Tur. Zro.
	Limo-Arcillas	30%	70-70%	30	70	+	(10 _I 14 _M)
Talayuelas	Arenas	75%	25%	75	25	+++	Plag. Turm. Zro.
	Limo-Arcillas	50%	50%	50	50	+	(10 _I 14 _M)
Higueruelas	Arenas	80-75%	25-20%	73	26.5	+++	Plag. Turm. Zro.
	Limo-Arcillas	40-35%	65-60%	38	6.5	+	(10 _I 14 _M)
Casas Royas	Arenas	80-75%	25-20%	78	21	+++	Plag. Feldsp. K. Turm.
	Limo-Arcillas	55%	45%	55	45	+	
Hillar del bispo.	Arenas	95-80%	20-5%	87.5	12.5	+++	
	Limo-Arcillas	50%	50%	50	50	+	(10 _I 14 _M)
Bonete	Arenas	65-50%	50-35%	40	56.5	+++	Calc. Feldsp. K. Plag. Musc. chl. Turm. Zro.
	Limo-Arcillas	50-15%	85-50	29	40	+	chl. (10 _I 14 _M) (10 _I 14 _M)

4.3.4.- CUENCA BETICA.

4.3.4.1.- SERIE DE BEAS DE SEGURA.

Se estudian cuatro muestras correspondientes a los niveles de arcillas y/o margas que alternan con los niveles calizos. En la tabla nº IV-19 se presentan de manera esquemática los espaciados, que en los diversos tratamientos, han servido para la identificación de los minerales de la arcilla presentes en cada muestra.

Muestra BS-1.- Corresponde al nivel inferior de la serie. Se trata de una muestra tomada en un nivel de arcillas rojas, su composición mineralógica es la siguiente: illita (60%) y montmorillonita (40%).

Muestra BS-2.- Corresponde al nivel inmediatamente superior. Presenta iguales características que la muestra anterior. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (60%) y montmorillonita (40%).

Muestra BS-3.- Corresponde al nivel siguiente de la serie. Se trata de una muestra tomada en un nivel de arcillas margosas rojas y presenta

como minerales de la arcilla: illita (60%) y montmorillonita (40%).

Muestra BS-4.— Corresponde al nivel más superior de la serie. Se trata de una arcilla de características similares a las anteriores. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (65%) y montmorillonita (35%).

La figura nº IV-64 representa las curvas de ATD correspondientes a las muestras BS-2 y BS-3. En ambos casos se pueden observar los efectos debidos a la illita y a la montmorillonita, corroborando los resultados por difracción de Rayos X.

En la figura nº IV-65 se representa un esquema de la columna estratigráfica, así como la evolución de los minerales de la arcilla a lo largo de la misma.

SERIE DE BEAS DE SEGURA

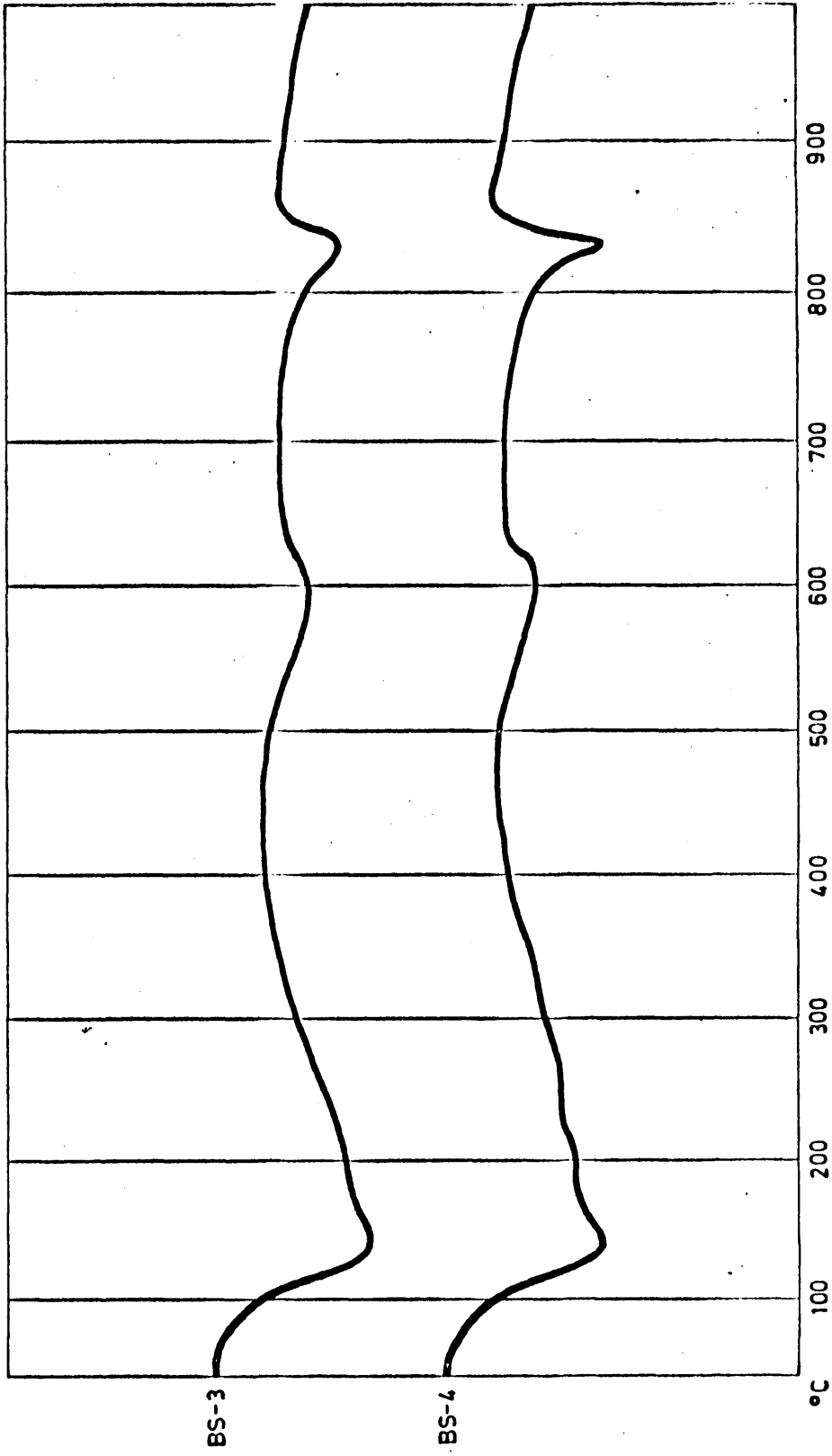


Fig. IV-64

SERIE DE BEAS DE SEGURA

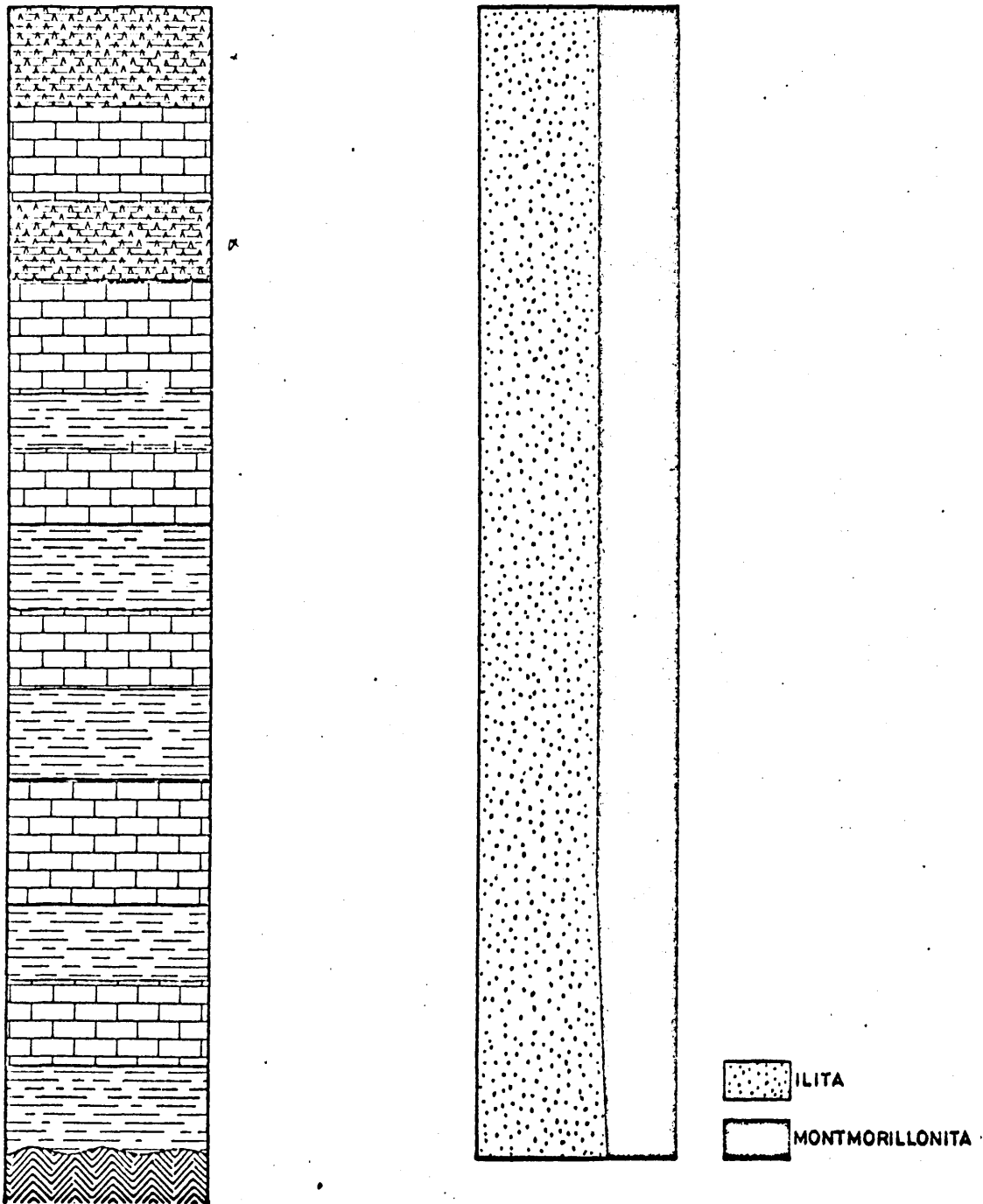


Fig. IV-65

TABLA IV-12SERIE DE BEAS DE SEGURA

Reflexiones (001) en la región de bajos ángulos A.O. de la fracción $< 2 \mu$

Muestra	N	E.G.	550°C.	Otros tratam.	Minerales
BS-1	14.60	17.50	10.01	-	Montmorillonita
	10.01	10.01	10.01	9	Ilita
BS-2	14.25	17.30	10.06	-	Montmorillonita
	10.15	10.06	10.06	-	Ilita
BS-3	14.25	16.70	10.01	-	Montmorillonita
	10.08	10.06	10.01	-	Ilita
BS-4	13.50	17.40	10.01	-	Montmorillonita
	9.99	9.92	10.01	-	Ilita

4.3.4.2.- SERIE DE FUENTEPINILLA.

Se han estudiado cinco muestras del nivel margoso descrito como de facies Wealdense (LOPEZ GARRIDO, 1969), cada una de ellas corresponde a una de las repeticiones tectónicas de dirección aproximada N-S. En la tabla nº IV-20 se presentan de manera esquemática los espaciados, que en los diversos tratamientos, han servido para la identificación de los minerales de la arcilla presentes en cada muestra.

Muestra FP-1.- Corresponde a la escama más occidental y tectónicamente inferior. Se trata de una muestra tomada en una marga verde. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (80%), caolinita (10%) y montmorillonita (10%).

Muestra FP-2.- Recogida en la escama inmediatamente superior. Se trata de una marga roja, compuesta por los siguientes minerales de la arcilla: illita (75%), caolinita (10%) y montmorillonita (15%).

Muestra FP-3.- Recogida en la escama intermedia, corresponde a una arcilla roja y como minerales de la arcilla presenta: illita (75%), cao

ilita (25%) e indicios de interestratificados irregulares del tipo ilita-montmorillonita (10_I-14_M).

Muestra FP-4.- Tomada en la escama superior de la anterior. Se trata de una arcilla abigarrada. Los minerales de la arcilla presentes son: ilita (60%) y caolinita (40%).

Muestra FP-5.- Recogida en la escama superior. Corresponde a una arcilla roja y presenta los siguientes minerales de la arcilla: caolinita (60%) e ilita (40%).

La figura nº IV-66 representa las curvas de ATD correspondientes a las muestras FP-3 y FP-4. En la primera el efecto endotérmico a 575°C está casi enmascarado por el efecto debido a la ilita que es el mineral dominante. En la muestra FP-4 puede observarse que este mismo efecto, más marcado, por la mayor cantidad de caolinita de esta muestra, está igualmente afectado por la ilita. Por ello no se aplica el método de BRAMAO y al. para la determinación del politipo de la caolinita presente.

En la figura nº IV-67, se representa de manera esquemática la columna estratigráfica y la variación de los minerales de la arcilla en las distintas escamas tectónicas en que se han recogido las muestras.

SERIE DE FUENTEPINILLA



Fig. IV-66

SERIE DE FUENTEPINILLA

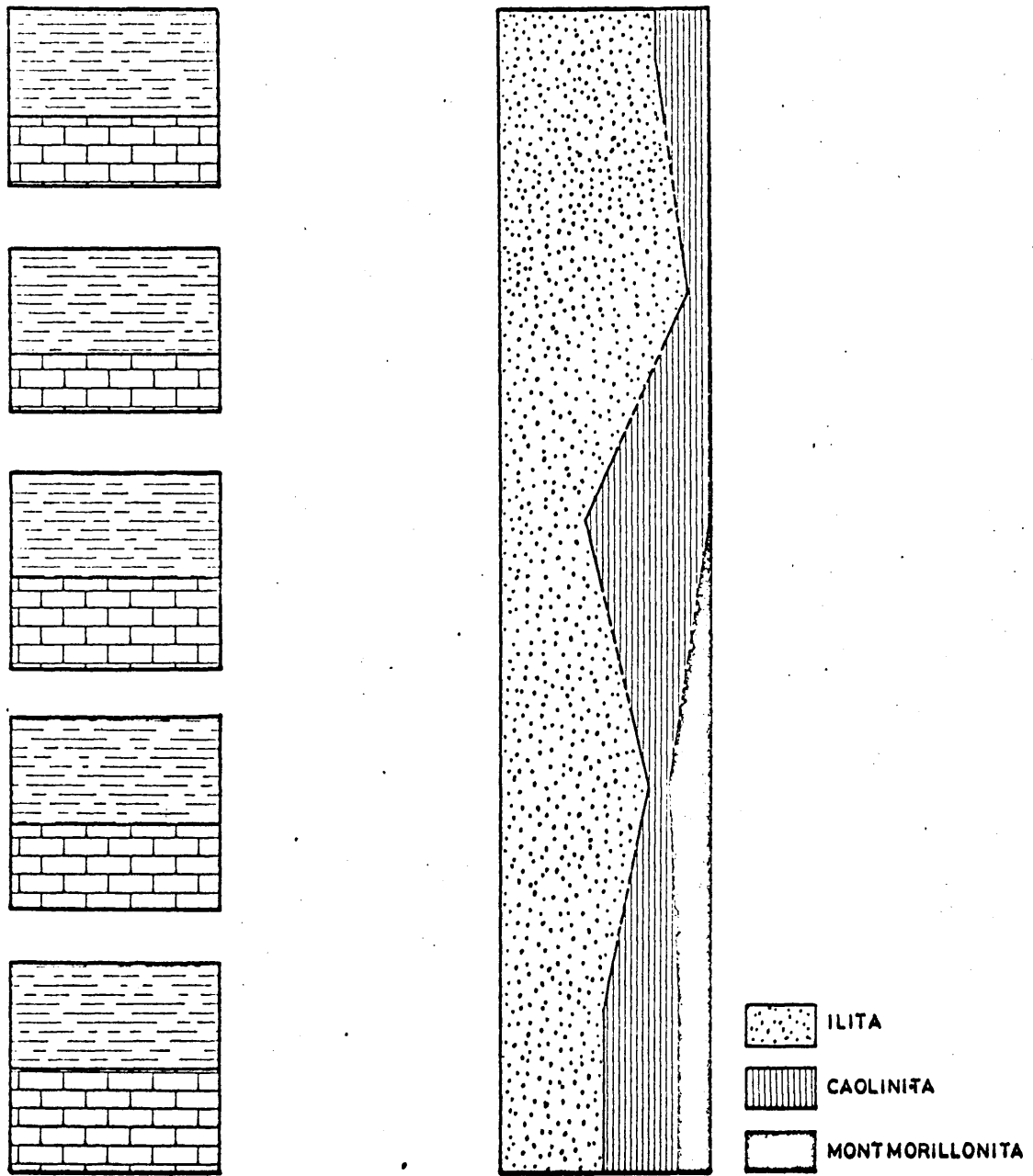


Fig. IV-67

TABLA IV-20SERIE DE FUENTEPINILLA

Reflexiones (001) en la region de bajos angulos A.O. de la fracción $< 2 \mu$

Muestra	N	E.G.	550°C.	Otros tratam.	Minerales
FP-1	14.60	17.30	10.01	-	Montmorillonita
	10.01	10.01	10.01	-	Ilita
	7.10	7.10	-	-	Caolinita
FP-2	14.30	17.25	10.06	-	Montmorillonita
	10.15	10.01	10.06	-	Ilita
	7.16	7.16	-	-	Caolinita
FP-3	11.30	14.25	10.02	-	10_{I-14_M}
	10.06	10.04	10.02	-	Ilita
	7.14	7.14	-	-	Caolinita
FP-4	10.10	10.08	10.10	-	Ilita
	7.14	7.14	-	-	Caolinita
FP-5	10.16	10.20	10.15	-	Ilita
	7.16	7.16	-	-	Caolinita

4.3.4.3.- SERIE DE CERRO MANDO.

La unidad de la serie de Cerro Mando asimilable a la facies Wealdense, es la Unidad intermedia, de ella se han estudiado seis muestras correspondientes a margas, areniscas y calizas arenosas de edad Barremo-Aptense. En la tabla nº IV-21 se presentan de manera esquemática los espaciados, que en los diversos tratamientos, han servido para la identificación de los minerales de la arcilla presentes en cada muestra.

Muestra CN-1.- Corresponde a un nivel margoso-pardo-rojizo de la base de la serie. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (65%), caolinita (20%), montmorillonita (15%) e indicios de interestratificados del tipo illita-clorita hinchable (10_I-14_H).

Muestra CN-2.- Corresponde a un nivel calcarenítico, formado fundamentalmente por cuarzo y calcita como cemento. En pequeñas cantidades aparecen ortosa, microclina, plagioclasas ligeramente alteradas, moscovita, turmalina y zircón. La fracción menor de dos micras presenta los siguientes minerales de la arcilla: illita (60%), caolinita (25%) y montmorillonita (15%).

Muestra CN-3.- Corresponde a un nivel margoso superior a los anteriores. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (55%), caolinita (35%), montmorillonita (10%) e interestratificados del tipo illita-clorita hinchable ($10_{\text{I}}-14_{\text{H}}$) en pequeña proporción.

Muestra CN-4.- Corresponde a un nivel de areniscas ferruginosas y calcáreas. Está compuesta fundamentalmente por calcita, cuarzo y óxidos de hierro. En cantidades pequeñas se observa también: albita sin maclar, plagioclasas tipo oligoclasa-andesina, microclina, ortosa, moscovita y turmalina. Presenta una microfauna no identificable. Los minerales de la arcilla existentes son: illita (50%), caolinita (35%) y montmorillonita (15%).

Muestra CN-5.- Corresponde a un nivel margo-arcilloso con gran proporción de colitos ferruginosos muy limonitizados. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (55%), caolinita (35%) y montmorillonita (10%).

Muestra CN-6.- Corresponde al nivel superior del tramo estudiado. Se trata de una calcarenita fe-

rruginosa, formada por cuarzo, calcita y goetita y en pequeñas proporciones por ortosa, plagioclasas, moscovita y zircón. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (50%), caolinita (35%) y montmorillonita (15%).

La figura nº IV-68 representa los diagramas de ATD correspondientes a las muestras CN-1 y CN-5. En ambos casos se pueden observar los efectos debidos a la caolinita, illita y montmorillonita, estos últimos minerales afectan la simetría del endotérmico principal de la caolinita, sobre todo en la muestra CN-1. Aplicando el método de BRA MAO y col. (1952) al efecto endotérmico principal de la muestra CN-5 que casi no está afectado en su simetría, se obtiene un politipo cercano al pM-T.

Las muestras CN-5 y CN-6 han sido observadas al microscópio electrónico, en ambos casos se ha podido ver gran cantidad de mica y de goetita, esta última con magníficas maclas en asterisco. La caolinita presente es morfológicamente muy mala, dominando los granos redondeados y de muy pequeño tamaño de partícula. En la muestra CN-6 se observan además cristales de carbonatos, cuarzo y restos de diatomeas. La microfotografía nº IV-16 se tomó para ver una panorámica de los minerales de la arcilla presentes en esta serie.

SERIE DE CERRO NANDO

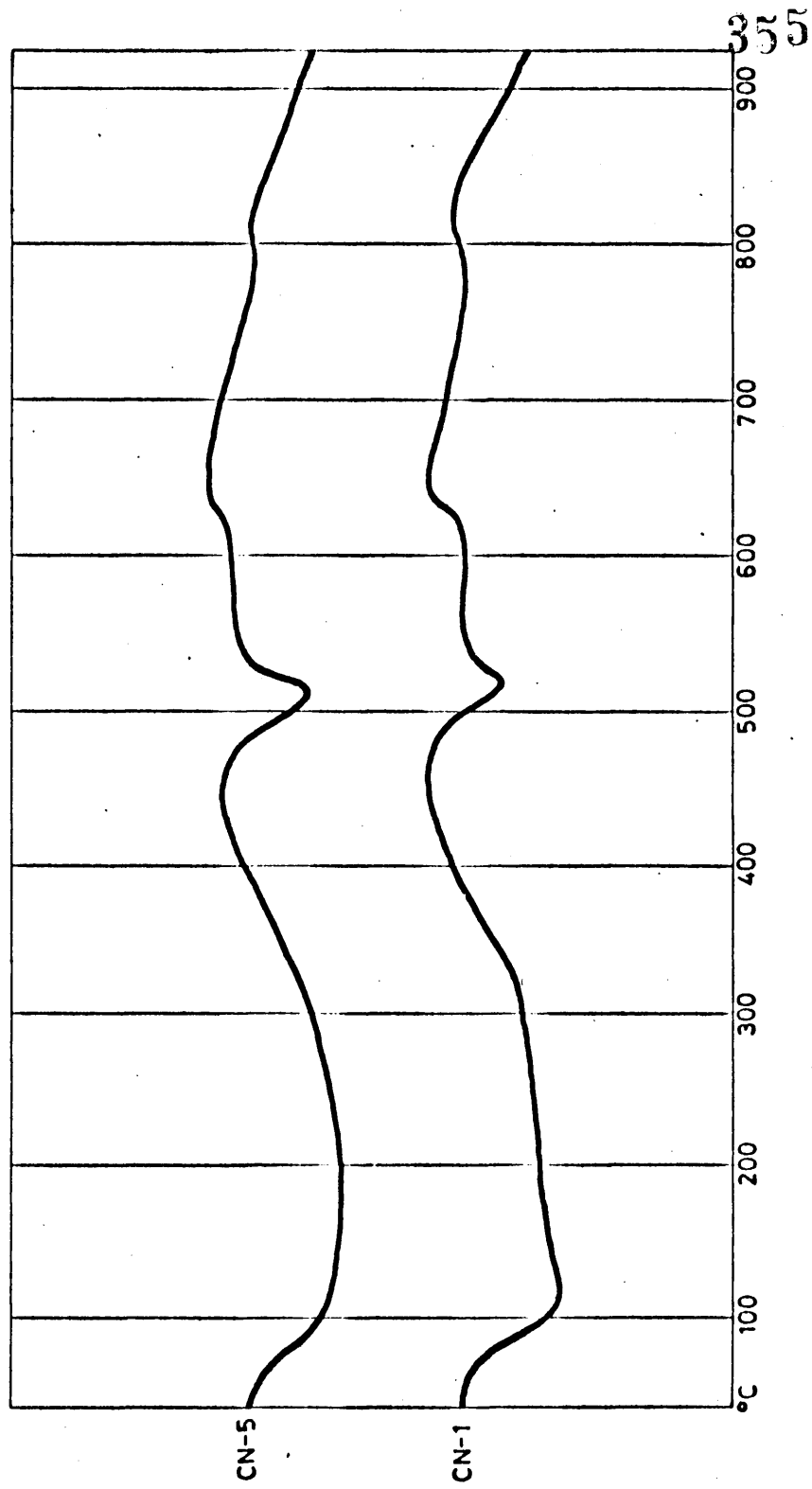


Fig. IV-68

En la figura nº IV-69 se puede observar la serie estudiada, representada de manera esquemática, y la evolución de la mineralogía de arcillas a lo largo de la misma. Poniéndose de manifiesto el caracter regresivo propio de estas series subbéticas.

SERIE DE CERRO NANDO

3358

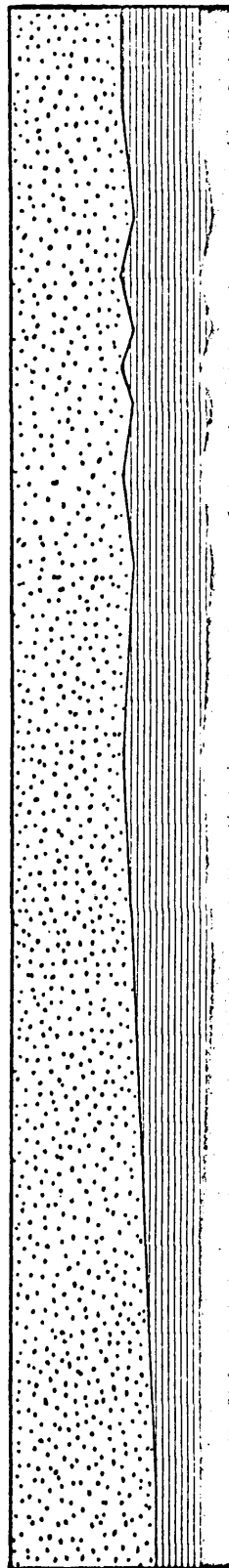
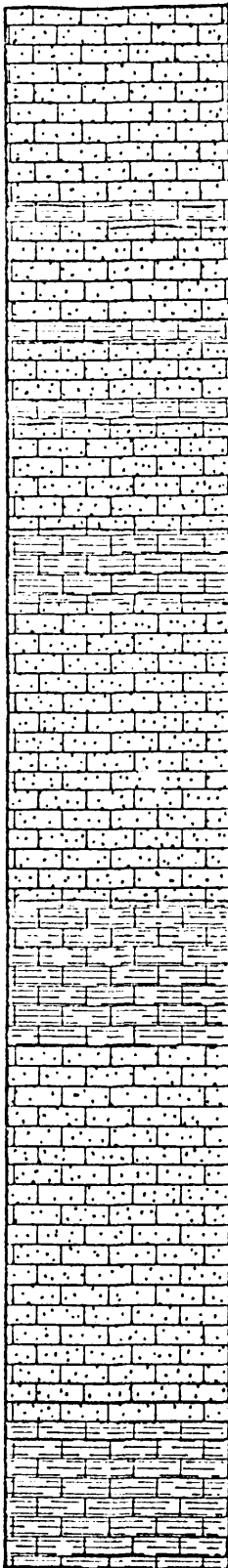


Fig. IV-69




-  ILITA
-  CAOLINITA
-  MONTMORILLONITA

Tabla IV-21SERIE DE CERRO NANDO

Reflexiones (001) en la región de bajos ángulos A.O. de la fracción $< 2\mu$

Muestra	N	E.G.	550°C.	Otros tratam.	Minerales
CN-1	14.70	17.10	10.10	-	Montmorillonita
	12.45	15.10	12.60	-	$10_{\text{I}}-14_{\text{OH}}$
	10.06	9.99	10.10	-	Ilita
	7.16	7.16	-	-	Caolinita
CN-2	14.25	16.65	10.01	-	Montmorillonita
	9.98	9.96	10.01	-	Ilita
	7.12	7.12	-	-	Caolinita
CN-3	14.20	16.50	9.99	-	Montmorillonita
	12.50	15.05	12.75	-	$10_{\text{I}}-14_{\text{OH}}$
	9.98	9.96	9.99	-	Ilita
	7.12	7.12	-	-	Caolinita

TABLA IV-21 (Continuación)

Muestra	N	E.G.	550°C.	Otros tratam.	Minerales
	14.60	17.20	9.96	-	Montmorillonita
CN-4	10.04	10.00	9.96	-	Ilita
	7.14	7.14	-	-	Caolinita
	14.10	16.40	10.02	-	Montmorillonita
CN-5	10.04	9.98	10.02	-	Ilita
	7.14	7.14	-	-	Caolinita
	14.40	17.10	9.98	-	Montmorillonita
CN-6	10.02	9.98	9.98	-	Ilita
	7.12	7.12	-	-	Caolinita

4.3.4.4.- SERIE DE CABEZA MESADA.

Se han estudiado seis muestras, correspondientes al tramo asimilable a la facies Wealdense, constituido por una alternancia de margas y areniscas micáceas, amarillentas y ceras. En la tabla nº IV-22 se presentan de manera esquemática los espaciados, que en los diversos tratamientos, han servido para la identificación de los minerales de la arcilla presentes en cada muestra.

Muestra OM-1.- Corresponde al nivel inferior de los recogidos. Se trata de una marga arcillosa de color verde. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (50%), caolinita (25%), montmorillonita (20%) e indicios de interestratificados irregulares del tipo clorita-clorita hinchable (14_C-14_H).

Muestra OM-2.- Corresponde a un nivel margoso de características similares al anterior. Está compuesta por los siguientes minerales de la arcilla: illita (60%), caolinita (25%), montmorillonita (10%) y clorita labil (5%).

Muestra CM-3.- Esta muestra fue tomada en otro nivel margoso de características similares a los dos anteriores. Mineralógicamente está compuesta por: ilita (60%), caolinita (25%), montmorillonita (10%) y clorita labil (5%).

Muestra CM-4.- Se trata de una arenisca calcárea micácea. Presenta exfoliación subparalela a la estratificación, al microscópio se observan alternancias de bandas formadas exclusivamente por calcita y bandas con los restantes minerales. Está constituida por cuarzo, plagioclasas, ortosa, moscovita, biotita cloritizada, turmalina y zircón. Los minerales de la arcilla presentes son: ilita (65%), caolinita (20%), montmorillonita (10%) y clorita (5%).

Muestra CM-5.- Corresponde a un nivel margo-arcilloso. Presenta los siguientes minerales de la arcilla: ilita (60%), caolinita (25%), montmorillonita (10%) y clorita labil (5%).

Muestra CM-6.- Corresponde a un nivel de areniscas calcáreas blancas. Está constituida fundamentalmente por cuarzo y en cantidades meno-

res por plagioclasas, en distintos grados de alteración, ortosa, microclina, biotita cloritzada, moscovita, turmalina y zircón. La fracción menor de dos micras presenta los siguientes minerales de la arcilla: illita (50%), caolinita (45%) y clorita (5%).

La figura nº IV-68 representa las curvas de ATD correspondientes a las muestras CM-2 y CM-5, en ambos casos el efecto endotérmico principal de la caolinita, está afectado en su simetría por la presencia de los restantes minerales, por ello no se ha determinado el politipo presente en cada uno de los casos.

Se han estudiado al microscopio electrónico las muestras CM-2 y CM-5. La microfotografía nº IV-17 fue tomada a la muestra CM-2 y corresponde a una visión general de la misma. En ambos casos se observa la presencia de montmorillonita, caolinita de pequeño tamaño de partícula y muy redondeada, illita, goetita y carbonatos.

En la figura nº IV-69 están representados de manera esquemática, la columna estratigráfica y la evolución de los minerales de la arcilla a lo largo de la misma, pudiéndose observar las características más sobresalientes de la composición mineralógica y el carácter regresivo de la serie.

SERIE DE CABEZA MESADA

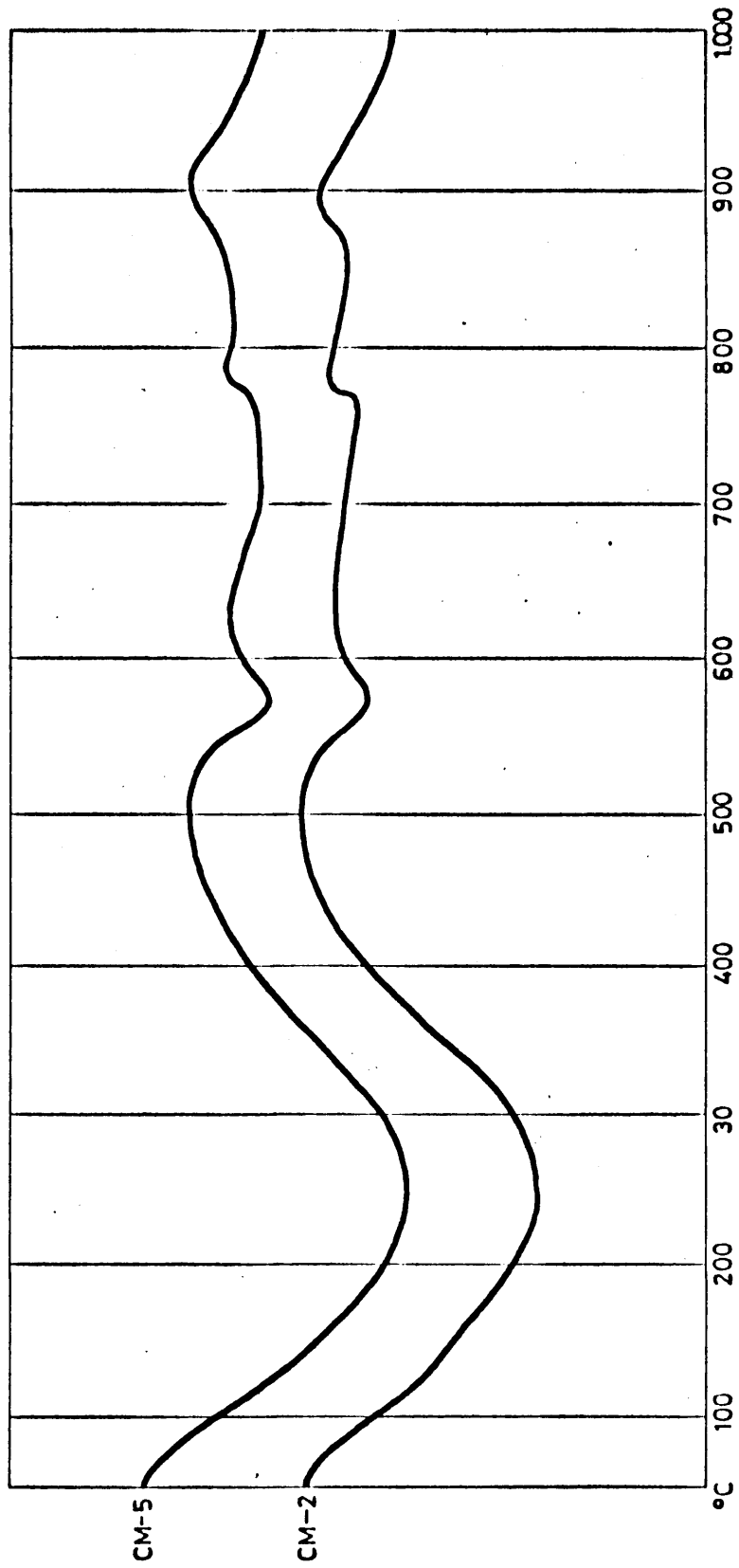


Fig. IV-68 bis

TABLA IV-22SERIE DE CABEZA MESADA

Reflexiones (001) en la region de bajos angulos A.O. de la fracción < 2 μ

Muestra	N	E.G.	550°C	Otros tratam.	Minerales
CM-1	14.7	17.20	10.01	-	Montmorillonita
	12.50	14.85	12.55	-	10 _I -14 _M
	10.00	9.98	10.01	-	Ilita
	7.16	7.16	-	-	Caolinita
CM-2	14.01	16.60	9.98	-	Montmorillonita
	14.01	14.5	13.50	-	Clorita labil
	9.96	9.96	9.98	-	Ilita
	7.10	7.10	-	-	Caolinita
CM-3	14.10	16.80	9.96	-	Montmorillonita
	14.10	14.15	13.60	-	Clorita labil
	9.94	9.96	9.96	-	Ilita
	7.12	7.12	-	-	Caolinita
CM-4	14.45	17.30	10.01	-	Montmorillonita
	14.45	14.20	13.60	-	Clorita
	9.98	9.96	10.01	-	Ilita
	7.10	7.10	-	-	Caolinita

TABLA IV-22 (Continuación)

Muestra	N	E.G.	550°C	Otros tratam.	Minerales
CM-5	13.95	16.80	10.02	-	Montmorillonita
	13.95	14.10	13.30	-	Clorita
	10.00	9.98	10.02	-	Ilita
	7.12	7.12	-	-	Caolinita
CM-6	14.05	14.05	13.90	-	Clorita
	9.98	9.98	9.98	-	Ilita
	7.14	7.14	-	-	Caolinita

4.3.4.5.- SERIE DEL CORTIJO DEL BUITRE.

Se han estudiado seis muestras correspondientes a un tramo de 80 m. constituido por areniscas, calizas arenosas y margo-calizas de edad Barremo-Aptense, con fauna de orbitolinas, lamelibranquios y biseriados arenáceos. En la tabla nº IV-23 se presentan de manera esquemática los espaciados, que en los diversos tratamientos, han servido para la identificación de los minerales de la arcilla presentes en cada muestra.

Muestra CB-1.- Corresponde a un nivel de calizas arenosas, situado en la base del tramo considerado. Mineralógicamente está compuesta por calcita y cuarzo y en pequeña proporción por ortosa, plagioclasas, moscovita y turmalina. Los minerales de la arcilla presentes son: montmorillonita (45%), illita (40%) y caolinita (15%).

Muestra CB-2.- Corresponde a un nivel de margas situado sobre el anterior. Presenta los siguientes minerales de la arcilla: montmorillonita (50%), illita (40%) y caolinita (10%).

Muestra CB-3..- Corresponde a un nivel de calizas arenosas de color ocre. Está constituida por calcita y cuarzo y en proporciones menores al 5% por feldespatos potásicos (ortosa y microclina), plagioclasas, moscovita, turmalina y zircón. La fracción menor de dos micras presenta los siguientes minerales de la arcilla: caolinita (40%), illita (40%) y montmorillonita (20%).

Muestra CB-4..- Corresponde a un nuevo nivel de margas. Está compuesta por los siguientes minerales de la arcilla: caolinita (45%), illita (35%) y montmorillonita (20%).

Muestra CB-5..- Corresponde a un nivel de calizas arenosas de color ocre. Está constituido por calcita y cuarzo y en proporciones menores por ortosa, microclina, plagioclasas, moscovita, turmalina y zircón. La fracción menor de dos micras presenta los siguientes minerales de la arcilla: caolinita (40%), illita (40%) y montmorillonita (20%).

Muestra CB-6..- Corresponde a un nivel de margas arcillosas, estratigráficamente el superior

de los recogidos. Mineralógicamente está compuesta por: illita (55%), caolinita (30%) y montmorillonita (15%).

En la figura nº IV-70 se representan las curvas de ATD correspondientes a las muestras CB-2, CB-5 y CB-6. En todas ellas se puede observar la existencia del endotérmico principal de la caolinita, que siempre está afectado en su simetría por los efectos debidos a los restantes minerales presentes en las muestras, motivo por el cual no se determina el politipo de la caolinita.

Las muestras CB-2 y CB-6 han sido estudiadas al microscópio electrónico. La microfotografía nº IV-18 corresponde a la muestra CB-6. En ambos casos se ha observado la presencia de montmorillonita, caolinita de pequeño tamaño de partícula y en granos muy redondeados, illita, goetita con maclas en asterisco, cuarzo y carbonatos.

La evolución de los minerales de la arcilla, está representada en la figura nº IV-71, en que se puede observar el esquema estratigráfico para su comparación.

SERIE DEL CORTIJO DEL BUITRE

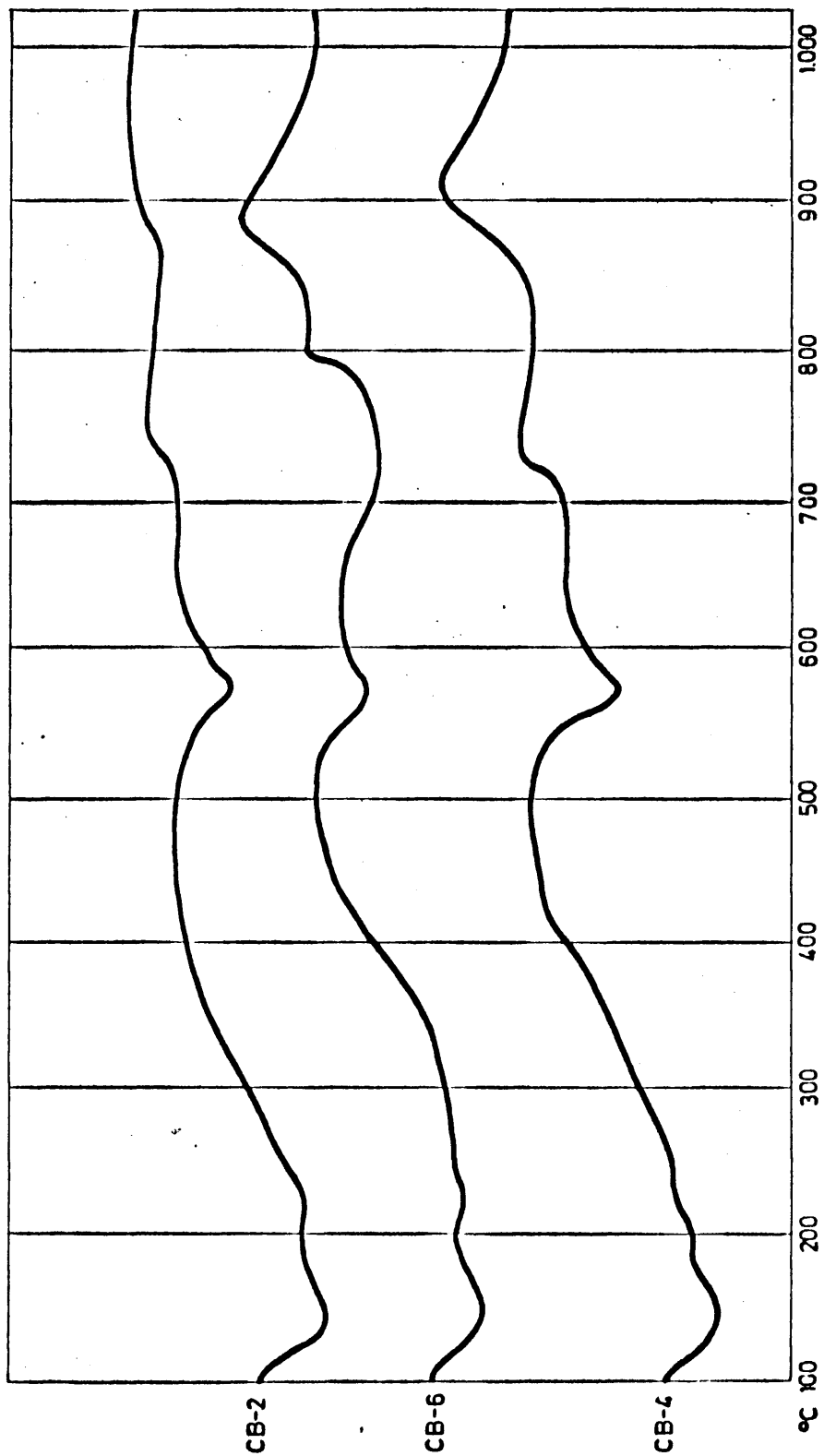


Fig. IV-70

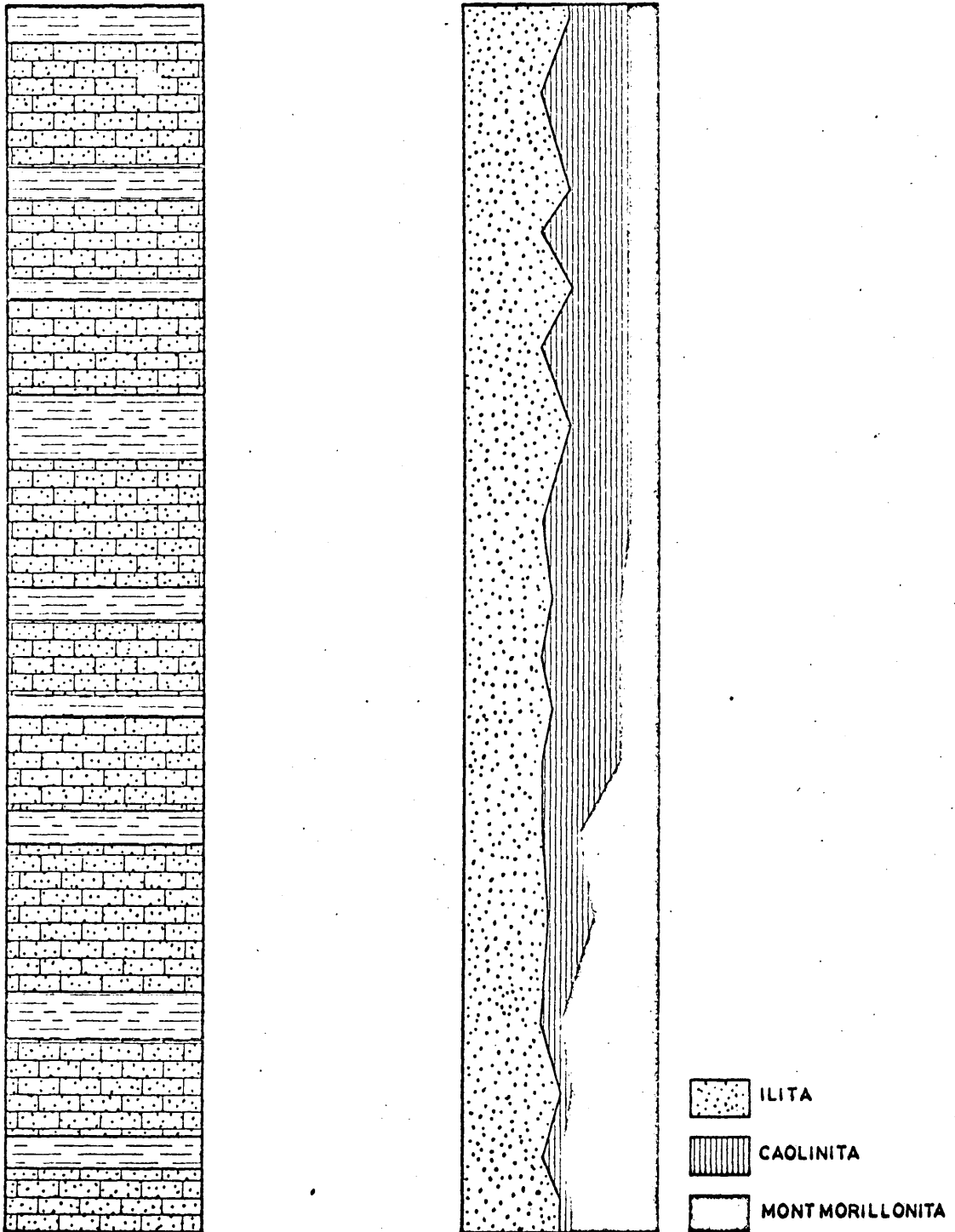
SERIE DEL CORTIJO DEL BUITRE

Fig. IV-71

SERIE DEL CORTIJO DEL BUITRE

Reflexiones (001) en la región de bajos ángulos A.O. de la fracción < 2 μ

Muestra	N	E.G.	5502	Otros tratam.	Minerales
CB-1	12.60	16.05	10.01	-	Montmorillonita
	10.02	10.02	10.01	-	Ilita
	7.16	7.16	-	-	Caolinita
CB-2	14.70	16.40	9.98	-	Montmorillonita
	10.00	9.96	9.98	-	Ilita
	7.10	7.10	-	-	Caolinita
CB-3	13.40	16.60	10.02	-	Montmorillonita
	10.04	10.00	10.02	-	Ilita
	7.10	7.10	-	-	Caolinita
CB-4	14.05	16.75	9.92	-	Montmorillonita
	9.98	9.94	9.92	-	Ilita
	7.08	7.08	-	-	Caolinita
CB-5	14.10	16.90	9.96	-	Montmorillonita
	10.01	9.96	9.96	-	Ilita
	7.12	7.12	-	-	Caolinita
CB-6	14.25	17.05	9.98	-	Montmorillonita
	9.98	9.94	9.98	-	Ilita
	7.12	7.12	-	-	Caolinita

4.3.4.6.- SERIE DE BELMEZ DE LA MORALEDA.

Se han estudiado ocho muestras, correspondientes a un paquete constituido por areniscas, arenas silíceas, arcillas blancas y margas irisadas, con niveles discontinuos de lignito. Se trata de un afloramiento que presenta marcadas similitudes con el Wealdense de las restantes cuencas estudiadas. En la tabla nº IV-24 se presentan de manera esquemática los espacios, que en los diversos tratamientos, han servido para la identificación de los minerales de la arcilla presentes en cada muestra.

Muestra BM-1.- Corresponde a un nivel de areniscas cuarzosas de cemento calcareo. Mineralógicamente está constituida por cuarzo y calcita y en pequeña proporción por plagioclasas (albita y oligoclasa), microclina, moscovita, zircón y rutilo. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (75%), caolinita (15%) y montmorillonita (10%).

Muestra BM-2.- Corresponde a un nivel de arcillas blancas arenosas. La fracción menor de dos micras presenta los siguientes minerales de la arcilla: illita (60%), caolinita (20%) y montmorillonita (20%).

Muestra BM-3.— Corresponde a un nivel de arcillas ricas en materia orgánica. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (55%), caolinita (35%) y montmorillonita (10%).

Muestra BM-4.— Corresponde a un nivel de arcillas arenosas inmediatamente superior al anterior. Los minerales de la arcilla presentes son: illita (75%) y caolinita (25%).

Muestra BM-5.— Corresponde a un nuevo nivel de areniscas, Está compuesta fundamentalmente por cuarzo y calcita y en proporciones menores por ortosa, microclina, plagioclasas, moscovita, turmalina y zircón. La fracción menor de dos micras presenta los siguientes minerales de la arcilla: caolinita (50%) e illita (50%).

Muestra BM-6.— Corresponde a un nivel margocalizo, de características diferentes al conjunto anterior, Los minerales de la arcilla presentes son: illita (5%), caolinita (30%) y montmorillonita (25%).

Muestra BM-7.— Corresponde a un nivel calcarenítico, que forma el tramo superior del conjunto estudiado. Se trata de una caliza arenosa, con

gran cantidad de granos de cuarzo y en pequeña proporción ortosa, microclina, plagioclasas, mogcovita y turmalina. La fracción menor de dos micras está constituida por los siguientes minerales de la arcilla: ilita (55%), caolinita (35%) y montmorillonita (10%).

Muestra BM-8.— Corresponde a un nivel de características similares a la muestra BM-6. Está compuesta por los siguientes minerales de la arcilla: ilita (50%), caolinita (30%) y montmorillonita (20%).

En la figura nº IV-72 se representan las curvas de ATD correspondientes a las muestras BM-2 y BM-8. En ambos casos el efecto endotérmico principal correspondiente a la caolinita, se encuentra afectado en su simetría por los efectos correspondientes a los restantes minerales presentes en las dos muestras, por este motivo no se han podido determinar los politipos presentes, a partir de esta técnica.

Se han estudiado al microscópio electrónico las muestras BM-1 y BM-5. En ambos casos se observó una caolinita de pequeño tamaño de partícula, pero con buena morfología exagonal; en la primera muestra se encuentra acompañada la

SERIE DE BELNEZ DE LA MORALEDA

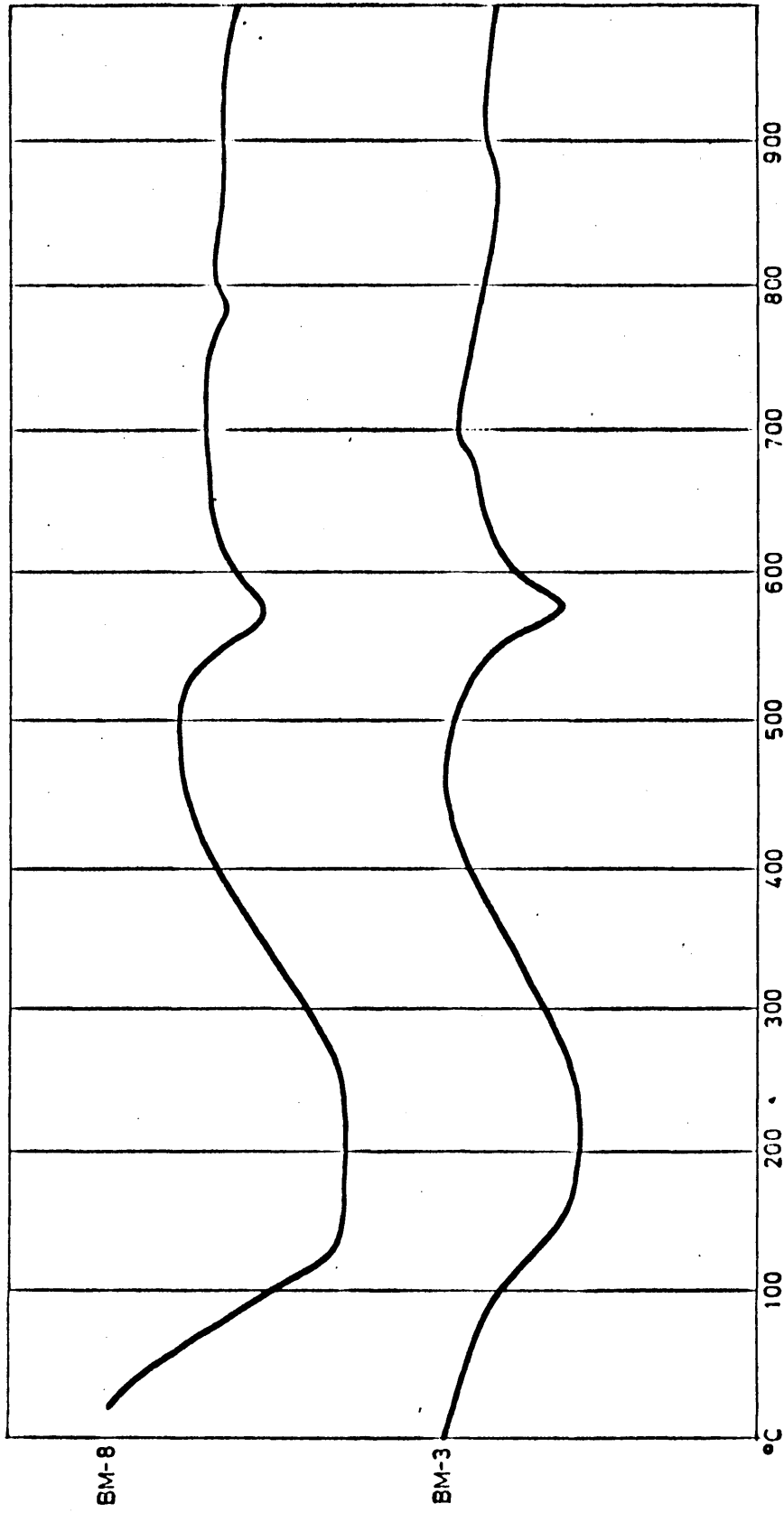


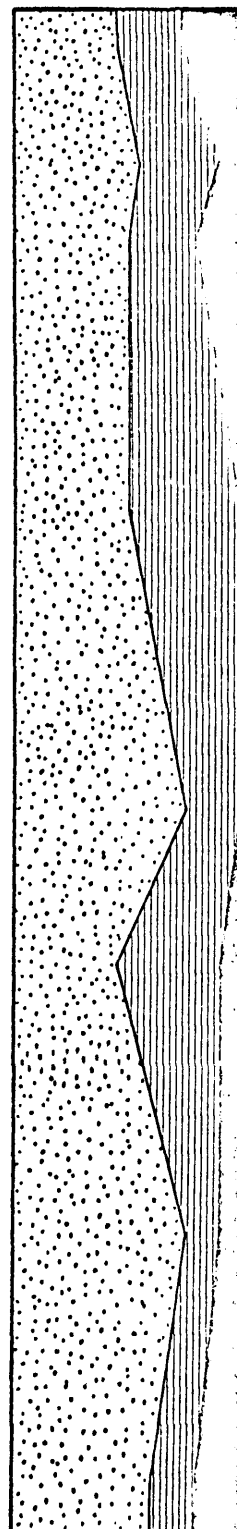
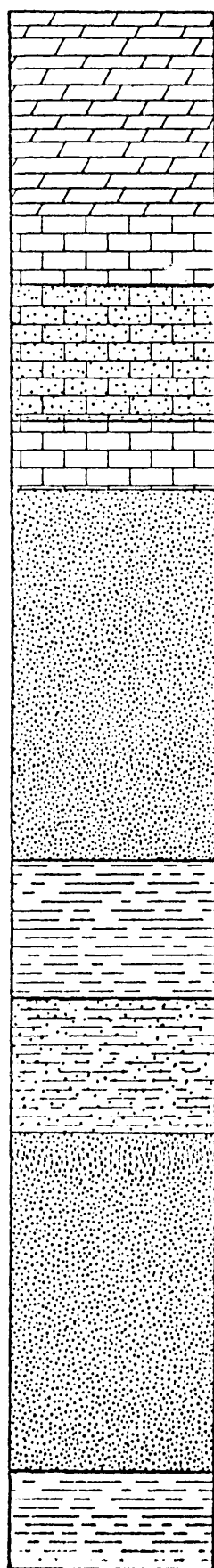
Fig. IV-72

caolinita por gran cantidad de illita, montmorillonita y goetita. En la muestra BM-5 no se ha observado la presencia de montmorillonita, la microfotografía nº IV-19 corresponde a esta muestra y en ella se puede observar una vista general de los minerales presentes.

En la figura nº IV-73 se representa de manera esquemática la columna estratigráfica y la evolución vertical de los minerales de la arcilla a lo largo de la mina.

SERIE DE BELMEZ DE LA MORALEDA

382






-  ILITA
-  CAOLINITA
-  MONTMORILLONITA

Fig. IV-73

TABLA IV-24SERIE DE BELMEZ DE LA MORALEDA

Reflexiones (001) en la region de bajos angulos A.O. de la
fracción $< 2 \mu$

Muestra	N	E.G.	550°C.	Otros tratam.	Minerales
BM-1	14.40	17.30	10.04	-	Montmorillonita
	10.15	10.04	10.04	-	Ilita
	7.14	7.14	-	-	Caolinita
BM-2	13.65	17.20	9.90	-	Montmorillonita
	10.15	10.01	9.90	-	Ilita
	7.12	7.12	-	-	Caolinita
BM-3	14.45	17.65	10.01	-	Montmorillonita
	10.15	10.06	10.01	-	Ilita
	7.18	7.18	-	-	Caolinita
BM-4	10.1	10.01	9.99	-	Ilita
	7.14	7.14	-	-	Caolinita

TABLA IV-24 (Continuación)

Muestra	N	E.G.	550°C	Otros tratam.	Minerales
BM-5	10.15	10.04	9.92	-	Ilita
	7.12	7.12	-	-	Caolinita
BM-6	15.10	17.30	9.96	-	Montmorillonita
	10.20	10.04	9.96	-	Ilita
	7.14	7.14	-	-	Caolinita
BM-7	14.40	17.10	9.92	-	Montmorillonita
	10.04	9.90	9.92	-	Ilita
	7.12	7.12	-	-	Caolinita
BM-8	14.25	17.35	10.00	-	Montmorillonita
	10.10	10.06	10.00	-	Ilita
	7.17	7.17	-	-	Caolinita

4.3.4.7.- RESUMEN.

Al hacer el resumen de las características de las series estudiadas en esta cuenca, es conveniente distinguir entre las series que corresponden al Sector Prebético y las que corresponden al Sector Subbético. Esta distinción está motivada por la clara diferencia existente entre cada grupo de series.

Las series correspondientes al Sector Prebético, presentan unas características muy particulares, que en ningún caso permiten asimilarlas a la facies Wealdense en el sentido sedimentológico y estratigráfico, se trata de series constituidas por calizas y margas alternantes y en las que no existen arenas o areniscas.

Los minerales de la arcilla presentes son: ilita, montmorillonita y caolinita. En la serie de Beas de Segura, solo se encuentra ilita y montmorillonita, mientras que en la de Fuentepinilla además de estos dos minerales, existe caolinita, que en determinados casos se constituye en el mineral dominante.

De acuerdo con MILLOT (1967), estas series han sido consideradas como series donde los caracteres de facies siderolíticas y químicas alcalinas se mezclan

(LOPEZ AGUAYO, 1971). Por otra parte la posición estratigráfica determinada por LOPEZ GARRIDO (1971), junto a los caracteres mineralógicos ya descritos, permiten incluir a estas series en el presente trabajo.

La presencia de montmorillonita e illita en la serie de Beas de Segura, permite, de acuerdo con esta asociación mineralógica (PRYOR Y GLASS, 1961), determinar un ambiente nerítico externo, mientras que la presencia de illita, caolinita y montmorillonita en cantidades similares, o bien la disminución de la montmorillonita y el aumento de la caolinita en la serie de Fuentepinilla, permite decidir que el ambiente de depósito de la misma, va desde un medio nerítico a un litoral con clara influencia continental.

Las series correspondientes al Sector Subbético, han sido ya estudiadas en un trabajo anterior por GARCIA-ROSSELL y LOPEZ AGUAYO (1972), en ellas se determinó un cierto carácter flyschoides, se trata en todos los casos de una alternancia de areniscas calcáreas, calizas arenosas y margas.

Las areniscas de las cuatro series, presentan en conjunto, un grado de madurez considerable, con los granos de cuarzo bastante redondeados, lo que pare-

ce indicar un transporte largo, o bien, una nueva remoción de materiales transportados en épocas anteriores. La alternancia de niveles de características diferentes, indica por otro lado una alternancia del régimen de transporte, a la vez que una variación rítmica de los procesos de erosión del área fuente. De las cuatro, la serie de Belmez de la Moraleda es la que presenta más marcado carácter detrítico.

La composición mineralógica es similar en todos los casos, se trata de series en la que la existencia de illita, caolinita y montmorillonita es constante para la mayor parte de los niveles. Por otra parte, el aumento de la caolinita hacia los niveles superiores con la consiguiente disminución de la montmorillonita, permite decidir que se trata de series depositadas en régimen regresivo, lo que está de acuerdo con los datos estratigráficos, puesto que se pasa de un régimen marino en el Neocomiense, a uno de influencia continental durante el Barremo-Aptense. Se trataría de un régimen de depósito que van desde el nerítico al nerítico al litoral con influencia continental.

Por otra parte, es interesante resaltar la presencia de clorita y/o de interestratificados del

tipo clorita-clorita hinchable en las series de Cerro Nando y Cabeza Mesada, ambas pertenecientes a las "Unidades del Guadalquivir" (GARCIA-ROSSELL y ROMAN, 1970), y a la vez indicar que en este tipo de unidades no existen apenas restos de Jurásico entre el Trias y el Cretáceo, observándose además en este último período numerosas lagunas estratigráficas, lo que implica una sedimentación discontinua con probables periodos de erosión. Ambos datos parecen indicar que al menos, parcialmente, el Trias pudo ser el área fuente de estos sedimentos.

Las diferencias sedimentológicas encontradas entre las series del Cortijo del Buitre y Belméz de la Moraleda, ambas pertenecientes a la unidad de "Sierra Magina", parecen indicar la existencia de compartimentación en la cuenca, o bien que la serie del Cortijo del Buitre, poco detrítica, pertenecía a una zona de aportes precarios debido al alejamiento de su posible área fuente.

La presencia de feldespatos, tanto de plagioclasas como de ortosa y microclina, en las areniscas y calizas arenosas de las cuatro series, en algunas ocasiones, en proporciones que permiten clasificar algunas de estas rocas como ortocuarcitas feldespáticas o como subarcosas, parece indicar que las acciones de erosión química que se produjeron en el área fuente, si bien

intensas, no produjeron la descomposición total de los feldespatos, que permanecen en la actualidad como relictos más o menos alterados.

Los minerales pesados presentes en estas series, son generalmente los mismos, siendo la asociación más frecuente: turmalina y bircón, acompañados en ocasiones por rutilo. Solo en la serie de Belmez de la Moraleda se ha detectado, además de los minerales ya indicados, un mineral del grupo de la epidota-zoisita.

Series	Niveles	K	I	Mont.	Porcentaje medio			Q	Otros mineral
					K	I	M		
Fuente pinilla	Margas	60-10%	80-40%	15-0%	29	66	5	+	
Beas de Segura	Margas	—	65-60%	40-35%	—	63	38	+	
Cerro Hando	Areniscas	35-25%	60-50%	15-10%	31	53	15	+++	Feld.K. Calc.Mosc. Cir. (10 _I 14 _{sc})
	Arcillas y margas	35-20%	65-55%	15-10%	31	56	12	+	
Cabeza Mesada	Areniscas	45-20%	65-50%	10-0%	32	57	5	+++	Feld.K. Plag. Mosc. Biot. chl Calc. Turm. Zrc (14 _C 14 _{sc})
	Arcillas y margas	30-25%	60-50%	20-10%	26	57	12	+	
Cortijo del Buitre	Areniscas	40-5%	40-35%	15-20%	28	40	28	+++	Feld.K. Plag. Calc. Mosc. Turm. Zrc.
	Arcillas y Margas	45-10%	55-35%	50-15%	28	43	28	+	
Belmez de la Moraleda	Areniscas	50-15%	75-50%	10-0%	33	59	6	+++	Feld.K. Plag. Calc. Mosc. Turm. Zrc.
	Arcillas y margas	35-20%	75-45%	25-0%	26	57	16	+	

4.4.- DISCUSSION

4.4.1.- Genesis de la facies Wealdense Española.

MARTIN VIVALDI (1968) sugirió un origen bio-rexistasio para los yacimientos de caolin de la facies Wealdense. Posteriormente LOPEZ AGUAYO et al. (1971) estudiando dos yacimientos de caolin situados en la provincia de Valencia, correspondientes a dicha facies Wealdense confirmaron dicha hipótesis genética, indicando que el proceso originador de los sedimentos, fue una acción de tipo bio-rexistasio en el sentido de Erhart, que se repetía a lo largo del tiempo y siempre en un clima de condiciones laterizantes, es decir, bajo un clima cálido-húmedo con alternancias.

El estudio de un mayor número de perfiles, extendidos por toda la geografía española, ha dado lugar a que se observe que, cualquiera que sea la cuenca considerada, a grandes rasgos existe una alternancia de sedimentos más o menos rítmica, constituida fundamentalmente por capas de arenas o conglomerados, niveles limo-arcillosos o margosos y ocasionalmente lechos de lignitos de potencia variable, generalmente pequeña.

Por tanto, se puede establecer como unidad básica de repetición el conjunto "arenas, limo-arcillas", que constituyen de este modo un ciclo tema unitario que por repetición origina a gran escala los sedimentos de la facies wealdense.

La mineralogía de este ciclo tema es muy simple. Basicamente en cuanto a filosilicatos de la arcilla, está formada por sólo dos minerales, caolinita e illita, a excepción de los niveles de la cuenca Bética, que presentan montmorillonita y cuya existencia se discutirá en la sección correspondiente a minerales minoritarios.

Otros minerales básicos que constituyen este ciclo tema son el cuarzo, que, en general, supone en los niveles de arena el 90% del total y los feldespatos, que si bien están en cantidades normalmente inferiores al 10%, son acompañantes usuales en los distintos niveles.

Materiales con estas características sedimentológicas, -ritmicidad-, y mineralógicas, -presencia de caolinita y cuarzo como minerales más abundantes, concuerdan con los de suelos de tipo laterítico en sentido lato, que repetidos en el tiempo son desmantelados y depositados en la cuenca. Es por tanto, que de manera general, se supone como más probable una acción de tipo bio-rexistásico en el

sentido de Erhart, que de forma periódica afecta a los materiales del área fuente.

En la etapa biostásica, se generarían los perfiles lateríticos. Tales perfiles parece que, de forma general, se desarrollaron sobre rocas ígneas y metamórficas de carácter ácido, que son las que formaban parte de los umbrales supuestos durante la época Cretácea. La mineralogía determinada en los sedimentos apoya tal hipótesis, se trata siempre de cuarzo, ortosa, plagioclasas del tipo albita-oligoclasa u oligoclasa-andesina y como minerales pesados turmalina, zircón y rutilo y accidentalmente andalucita, silimanita, titanita, epidota y otros.

Es conveniente hacer notar que, como norma general, los perfiles lateríticos eran fundamentalmente caoliniticos, y solo en zonas muy localizadas el perfil evolucionaria hasta la formación de óxidos de aluminio del tipo gibsite. Esto implicaría como hacen notar HARRISON (1933) DUCHEFOUR (1960), y PRECOT et al. (1962) que las condiciones de drenaje no fueron excesivas, puesto que ello daría lugar a la formación masiva de gibsite. MAIGNIEN (1966) resume las condiciones en que una roca ácida se altera a caolinita o gibsite, en la siguiente forma: "Las rocas, llamadas ácidas, se hidrolizan más progresivamente; el exceso de sílice favorece la caolinización para drenajes nor

males; los drenajes excesivos provocan la aparición de gib-sita; para drenajes deficientes, la pobreza en cationes de estas rocas favorece la caolinización después de un estadio montmorillonítico fugaz". Este mismo autor indica que las condiciones de caolinización son favorables cuando hay una humedad permanente, en medio ácido, y que esta humedad es más normal en un clima de tipo ecuatorial. Este clima está de acuerdo con la posición del Ecuador que Kuzvart y Konta suponen para este período (véase figura nº I-1).

Se trataría, por tanto, de suelos bajamente ferrolíticos, ricos en caolinita y poco o nada saccharados, puesto que la cantidad de hierro en las distintas muestras es siempre baja. En ocasiones estos óxidos solo se pueden observar al microscopio electrónico, que pone de manifiesto algunas maclas en asterisco típicas de la goethita. Por otro lado, la mayor cantidad de este mineral en los niveles limo-arcillosos, está en relación con la zona de acumulación del perfil originario, precisamente sobre la zona de arcillas abigarradas y blancas.

En la etapa relictística se produciría la destrucción del perfil laterítico. Esta etapa se caracteriza por ser un período más seco dentro del clima considerado, lo que ocasionaría la pérdida de la foresta protectora y el

arrastré más o menos rápido de los materiales que constituyen el perfil. El perfil arrastrado se depositaría en sentido inverso al de su desarrollo, de forma que precipitando de la materia orgánica (lignitos), el nivel limo arcilloso que corona el perfil, sería el primero en depositarse, mientras que el horizonte C, de carácter arenoso, constituiría los tramos de arenas superiores. Ahora bien en función del tipo de transporte y régimen sedimentario, pueden haber emigrado algunos de los materiales existentes en el perfil, no encontrándose, al menos en igual proporción, en el sedimento así formado. La sucesión de ciclotemas, que usualmente tienen distinto desarrollo, implica que la acción bio-rexistásica es distinta para cada caso y que su duración es variable.

De manera general, se puede observar que el porcentaje de feldespatos disminuye hacia los niveles superiores de las distintas series estudiadas, lo que se interpreta como resultado de una maduración progresiva de los relieves y una intensificación de la erosión química. Esta disminución se acompaña de un aumento en el porcentaje de la caolinita, si bien este hecho no es muy llamativo, puesto que las variaciones no alcanzan en ningún caso más del 10% sobre la fracción menor de dos micras que es la más enriquecida.

Esta hipótesis genética implica que, con carácter general, los minerales existentes en el sedimento son esencialmente heredados y que por tanto las acciones de neoformación o no se desarrollan o lo hacen a muy pequeña escala.

Un hecho de interés, que ocurre en algunos sectores de las distintas cuencas, es la presencia de lo que denomina "cantos blandos" de color generalmente blanco amarillento, englobados en los niveles de arenas. Se trata de núcleos arcillosos más o menos redondeados, cubiertos por una película de materiales arenosos o de tipo grava.

Estas estructuras sedimentarias no son muy conocidas. No obstante, existen referencias más o menos importantes a partir de 1940; así BELL (1940) publica un importante artículo dedicado exclusivamente a estas estructuras en el que aborda su génesis, propiedades y papel en la sedimentación, indicando que su origen es fluvial. Posteriormente, KUGLERA y SAUNDERS (1959) los citan en playas marinas, HAWKES (1962) en llanuras costeras, STANLEY (1964) en cañones submarinos y DICKAS y LUNKING (1968) los ligan a desplomes subacuáticos.

En España estas estructuras han sido citadas por VERA et al. (1970), en la Sierra de Baza y en la pro-

4.4.2.- Los procesos de caolinización en el Wealdense.

La génesis de los sedimentos de la facies Wealdense ha quedado claramente expuesta en los párrafos anteriores, no obstante, las variaciones mineralógicas que se pueden observar en las distintas cuencas consideradas, hace pensar que el proceso de caolinización hay sido diverso y además que en determinados casos no se haya producido de manera total. Por este motivo, una breve mención a los distintos procesos de formación de caolinita expuestos por distintos autores es, sin duda, interesante.

KELLER (1964) realizó un compendio de las distintas vías de transformación del feldespato a caolinita, que en resumen consisten en: Transformación del feldespato a caolinita via mica; transformación directa del feldespato a caolinita y transformación del feldespato a caolinita via alofana y haloisita.

El primer tipo de transformación es ya descrito para la caolinita de Franklin, North Carolina, por ROSS y KERR (1930) y posteriormente por BATES (1960b) para algunos yacimientos de Hawaii. Para este tipo de transformación DE VORE (1959) sugiere un interesante mecanismo, indicando que tal transformación se realizaria en estado só-

lido, sin necesitar paso intermedio tipo gel. Tal mecanismo se basa en la suposición de que existe una secuencia de reacción entre los diferentes enlaces químicos, lo que produciría el refuerzo de algunos y el debilitamiento de otros, con la consiguiente transformación de la estructura tridimensional, tipo tectosilicato, a una estructura laminar tipo mica y de esta a caolinita.

GARRELS Y HOWARD (1959) estudian las reacciones del feldespato y mica con agua a bajas presión y temperatura. Partiendo del esquema ideal de las posibles reacciones de ambos minerales con agua, encuentran que la mica aparece como un producto intermedio de la secuencia de reacción del paso de feldespato a caolinita por reacción con agua. Teóricamente este paso puede no ocurrir, pues con suficiente cantidad de agua el feldespato se transforma directamente a caolinita, lo que se traduce en el diagrama de estabilidad como una irrupción en el campo de la mica de los campos respectivos de feldespato y caolinita. Sin embargo, la experiencia les hace indicar que bajo condiciones de alteración, las reacciones que más frecuentemente ocurren son la de transformación de feldespato a mica y de esta a caolinita, deduciendo de ello que este tipo de alteración es muy posible.

El segundo tipo de transformación, paso directo del feldespato a caolinita, supone un proceso de hidrólisis total de los feldespatos y unas condiciones de lavado que dejen la sílice y la alumina en la razón en que se encuentran en la caolinita. TARR y KELLER (1938) admiten este proceso en casos en que directamente se puede determinar una caolinita depositada a partir de soluciones. DUCHAUFOR (1960) indica, que en condiciones de alteración laterítica en que el lavado no es completo, por razones tales como: roca madre rica en sílice (granitos y gneis), medio ácido, drenaje insuficiente, etc., se favorece la recombinación de la sílice y la alumina y por tanto la formación de caolinita.

La transformación via alofana y haloisita, ha sido ampliamente estudiada por diversos autores, así SAND (1956) describe la formación de haloisita a partir de feldespato por intermedio de un gel, KINOSHITA Y MUCHI (1954) y SUDO y TAKAHASHI (1956) describen una transformación similar para algunos yacimientos de haloisita del Japon.

Transformaciones completas, con formación de caolinita, siguiendo este proceso, han sido descritas por FIELDS (1959) en suelos de Nueva Zelanda, PONDER y KELLER (1960) para algunos fire-clays de Idaho y por GALAN HUER-

TOS y MARTIN POZAS (1971) y MARTIN POZAS et al. (1971) para distintos yacimientos de caolin españoles.

Un cuarto proceso de formación de caolinita ha sido, igualmente, descrito por diversos autores, se trata de la formación de caolinita por silicificación de óxidos de aluminio, principalmente de gibsita. Así HARRISON (1934) describe este proceso para la transformación de rocas ígneas en condiciones tropicales y GORDON y al. (1958) para bauxitas de Arkansas. Más recientemente CURTIS y SPEARS (1971), partiendo de las relaciones de estabilidad para el sistema $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$ a 25°C y una atmósfera de presión obtenidas por GARRELS y CHRIST (1965), estudian el diagrama de estabilidad de la gibsita y caolinita, encontrando que la caolinita es estable en relación a la gibsita en casi todas las aguas naturales. De ello deducen que la gibsita es inestable respecto de la caolinita salvo para soluciones extremadamente pobres en sílice, indicando además que solo pueden permanecer en equilibrio sólidos ricos en alumina libre, en zonas de alteración laterítica y que, invariablemente, cuando son erosionados y depositados como sedimentos, la gibsita se silicifica espontáneamente a caolinita en medios de aguas continentales y a filosilicatos más complejos en soluciones de alta concentración iónica de tipo marino.

Todas las formas de alteración del feldespato expuestas, pueden ocurrir bajo un clima de características laterizantes, clima que reinaba en la época de depósito de la formación estudiada. Sin embargo, en función de la mineralogía de las series, --se trata de series con caolinita e illita--, se puede pensar que el camino seguido para la formación de la caolinita fué preferentemente el de transformación via mica.

Esta forma de transformación, si bien incompleta, parece especialmente lógica para el caso de las series recogidas en el sector septentrional de la cuenca Norte. En tales series el mineral de la arcilla dominante es la illita y en menor proporción la caolinita, mientras que por otro lado el porcentaje de feldespatos no rebasa en ningún caso el 8%; si se tiene en cuenta además, que la potencia de los sedimentos es, en algunos casos, mayor de 2.000 m., cabe suponer una acción tectónica intensa (según RAT (1962) y RAMIREZ DEL POZO (1969) en esta época se desarrollan los movimientos neokinmericos). Con todos estos datos se puede pensar pues, en un proceso de transformación via mica, interrumpida la formación de caolinita por la acción tectónica, lo que permitiría una fuerte concentración de minerales micáceos.

Un caso diferente se plantea en la cuenca Asturiana. En esta cuenca la serie que corresponde a la zona norte, -serie de S. Pedro-, presenta una asociación mineralógica específica: gibsita, illita y caolinita, dominando los dos primeros minerales, y dándose el hecho de que los feldespatos están totalmente ausentes. Con tales hechos se puede pensar en un aporte de dos zonas con sistemas de transformación diferentes. Se trataría, por una parte, de la formación de caolinita via mica y de otro de un intenso ataque que llegaría incluso hasta gibsita, que posteriormente se resilificó en parte para dar también caolinita, si bien ambos procesos estarían en un estadio poco avanzado puesto que la caolinita alcanza en esta serie los porcentajes más bajos de la cuenca.

La mayor proporción de illita que de caolinita en las series del Sector Subbético, puede ser explicada de la misma forma que para las del sector Septentrional de la cuenca Norte; sin embargo, si se considera, a partir de los caracteres paleontológicos (GARCIA-ROSSELL y ROMAN, 1970) y de los estratigráficos (GARCIA-ROSSELL, 1972) que el medio de depósito es marino, es lógico pensar que la asociación mineralógica evoluciona enriqueciéndose en illita y montmorillonita y por tanto disminuyendo el porcentaje de caolinita. Esta disminución es tanto mayor cuanto menor es

el caracter detrítico de las series consideradas.

Si bien, al hablar de la génesis de esta facies, se ha indicado que, en conjunto, se trata de sedimentos en los que la herencia supone prácticamente el único proceso que dá lugar a la mineralogía de los mismos, la presencia de haloisita en algunas de las series, indica que debe de haber existido una transformación via alofana. En ningun caso en la bibliografía se habla de transporte y sedimentación de haloisita, por lo que cabe suponer que este proceso ocurre posteriormente al depósito. La disminución de los feldespatos desde la base al techo de cada nivel, apoyaria por otra parte la existencia de estas transformaciones posteriores. Este tipo de transformación es, segun GALAN HUERTOS (1972), bastante frecuente en los yacimientos españoles de caolin de alteración supergenica.

4.4.3.- La presencia de clorita, vermiculita y montmorillonita en los sedimentos de la facies Wealdense.

La presencia de clorita en las series del Sector septentrional de la Cuenca Norte, no plantea problemas, puesto que en muchas de las areniscas se ha podido observar biotita más o menos cloritizada, por lo que la presencia de clorita está ampliamente justificada. La presencia de vermiculita, puede ser el resultado de una más profunda alteración de biotita o bien de una transformación de clorita del tipo que indica STEPHEN (1952), es decir por expulsión de algunos iones magnesio y entrada de iones hidroxilos, combinandose estos con los oxidrilos para dar agua. Se ha de tener en cuenta que la movilidad y solubilidad del magnesio crece cuando la presión parcial de CO_2 del sistema crece (KELLER et al. 1962), la presencia de CO_2 queda justificada por la existencia de niveles cementados por carbonatos.

La presencia de clorita y/o de interestratificados tipo clorita-clorita hinchable e illita-clorita hinchable, en series tales como las de Bonete, Cerro Nando y Cabeza Mesada, se interpreta como una herencia del

Trias, que puede ser considerado, al menos en parte, como área fuente de estas series. Hay que tener en cuenta que son series desarrolladas directamente sobre esta formación y en las que, por otra parte, se observa un grado de madurez de los sedimentos mayor que el de las otras series, lo que podría ser debido a una remoción de materiales transportados y depositados con anterioridad.

La presencia de montmorillonita en todas las series estudiadas correspondiente a la Cuenca Bética, en sus Sectores Prebético y Subbético, plantea un problema más serio en cuanto a su génesis en los sedimentos.

Así MILLOT (1964) indica que la montmorillonita, junto con la sepiolita y paligorskita, son minerales típicamente neoformados en cuencas de sedimentación con carácter químico y alcalino, en donde se desarrollan los carbonatos, fosfatos, etc. y en los que la sílice es bastante abundante, llegando a precipitar sola (formación de silice) o bien con aluminio y magnesio dando lugar a la secuencia mencionada. Esta neoformación, parece que es independiente de la salinidad de los medios, desarrollándose tanto en lagos calcareos o sobresalados, como en mares calcareos o sobresalados, siendo únicamente necesario para su crecimiento el medio básico. Sin embargo, este mismo autor indica que la montmorillonita es un mi-

neral con multiples origenes posibles, que muestra una doble inestabilidad, destruyendose rapidamente cuando el lavado provoca una desaturación suficiente en cationes y sílice y fijando iones potasio o magnesio durante los procesos de diagénesis, para dar redes micáceas o cloríticas.

Por otra lado, MILLOT (1967) al estudiar las facies químicas alcalinas, muestra que existe una relación genética entre esta facies, rica en minerales neoformados, y la facies rica en caolinita, indicando que la formación de montmorillonita se produce en la cuenca de sedimentación durante el periodo biotásico de intenso lavado y formación de caolinita en el área fuente.

Considerando el clima de caracter laterizante, que existia durante el Cretáceo inferior, la formación de montmorillonita en los perfiles es, segun MAIGNIEN (1966) extremadamente fugaz y solo se desarrolla en condiciones de drenaje muy deficiente (HARDON Y VAVERJEE, 1939; HOSKING, 1940; NAGESLCHMIDT et. al., 1940; EDELMAN, 1947; MILLOT, 1949 y GRIM, 1953), quedando en general restringida a la zona de hidrolisis de rocas volcánicas básicas sometidas a alteración laterítica (SHERMAN, 1950; SEGALLEN, 1957; BONIFAS, 1959 y PRECOT et al., 1962), por lo que una herencia a partir de perfiles que la contengan

es poco probable.

HERON (1959) sugiere, para una formación similar a la estudiada en el presente trabajo, que la montmorillonita puede originarse a partir de caolinita o de otros minerales de la arcilla por introducción de los cationes divalentes necesarios, que se encuentran tanto en el agua del mar como en las aguas continentales, si bien a partir de las evidencias sedimentarias indica que probablemente el mecanismo más importante ha sido la herencia tanto para la caolinita como para la montmorillonita. Por su parte, PRYOR y GLASS (1961) proponen un origen detrítico para la montmorillonita presente en formaciones cretáceas de la bahía de Mississippi.

Todos estos hechos ponen de manifiesto que la génesis de la montmorillonita es muy discutida y que su comportamiento frente a la diagénesis es diferentemente interpretado, según los autores que se consideren.

Por ello para el presente caso, la solución del problema se debe abordar enumerando los distintos hechos de carácter mineralógico y a partir de ellos desarrollar la hipótesis más conveniente. En el presente caso los hechos que más destacan son los siguientes: La montmorillonita está presente en los sedimentos estudiados cuando hay carbonatos, es decir cuando existe precipitación quí-

mica, lo que supone un ambiente con cierta concentración iónica de carácter alcalino. La sílice es muy abundante; se trata de sedimentos ricos en cuarzo, con lo que puede justificarse una adecuada concentración de sílice; la mayor cantidad de montmorillonita corresponde a las series de menor carácter detrítico y por último en el clima supuesto, cálido-húmedo, durante la formación de los perfiles lateríticos el lavado iónico es intenso ocurriendo la concentración de los mismos en la cuenca. Todos estos hechos parecen indicar que se trataría de una neoformación en la cuenca, tanto mayor cuanto menor es la influencia detrítica, es decir cuando se va hacia zonas más internas de la cuenca.

La hipótesis de MILLOT (1967) es especialmente aplicable a la serie de Beas de Segura del Sector Prebético, ya que se trata de una serie desarrollada durante el Jurásico superior, primera etapa biostásica, en la que los únicos minerales de la arcilla presentes son la montmorillonita y la illita. En las restantes series hay que suponer que su desarrollo se realiza con las alternancias climáticas ya descritas.

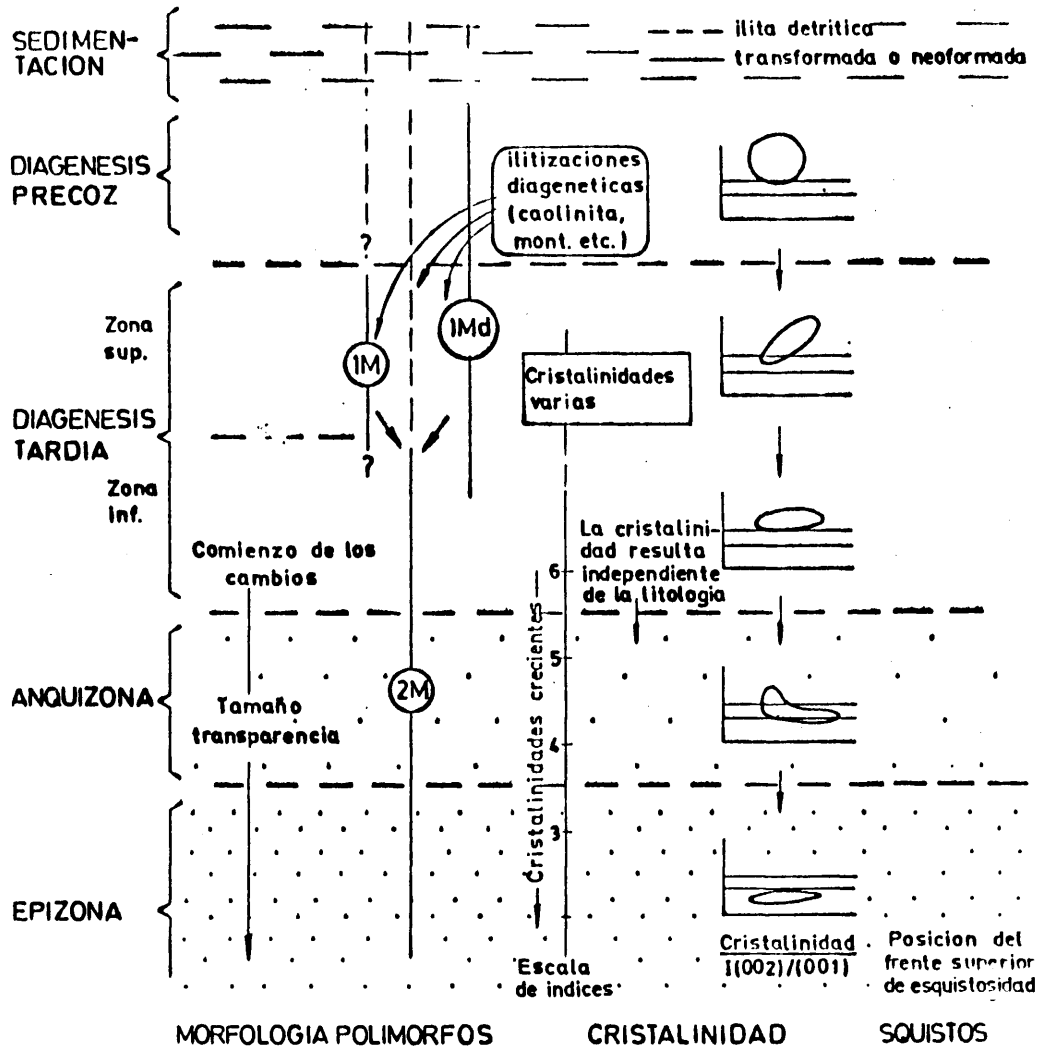
4.4.4.- El grado de diagenesis en la facies Wealdense española.

DUNOYER DE SEGONZAC (1969) realizó una síntesis del concepto de diagenesis para las distintas escalas geológicas, indicando que las definiciones dadas por CORRENS (1967) son las de mayor aceptación. De esta manera se puede considerar como diagenesis al conjunto de mecanismos que ocurren en una zona delimitada por las zonas de sedimentación y metamorfismo. No obstante, hay dos excepciones a esta significación, la primera debida a mineralogistas americanos (GRIM, 1958; BRADLEY, 1961; WEAVER, 1959 y KELLER, 1963, 1964), los cuales consideran la diagenesis como el conjunto de modificaciones de las redes cristalinas de los filosilicatos bajo la influencia del medio en el que se encuentran y la segunda de los geólogos soviéticos, que limitan la zona de diagenesis a la zona de sedimentos aun sin consolidar.

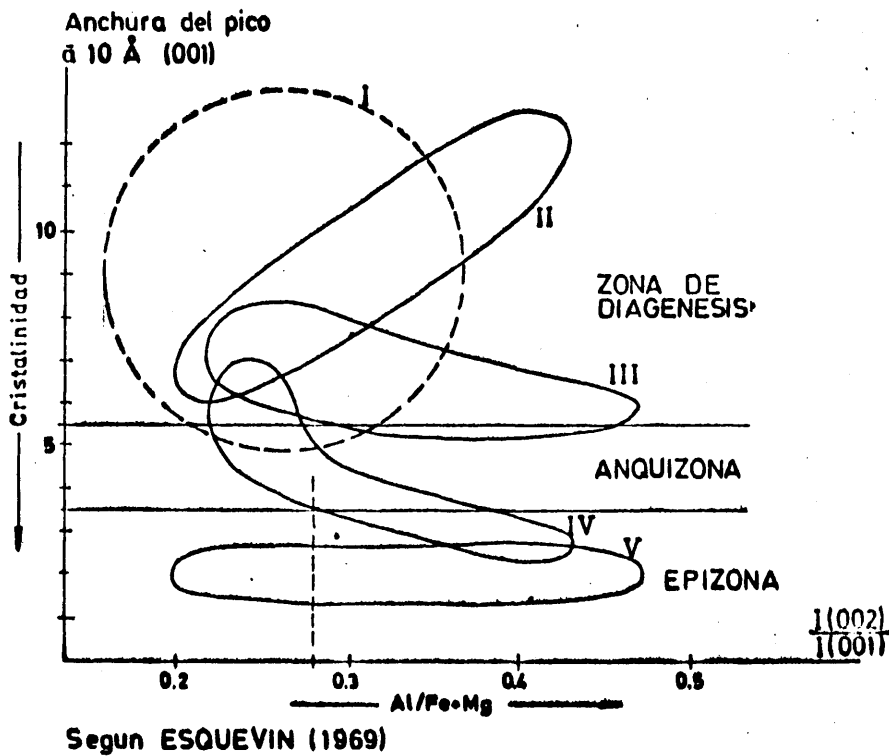
En el presente trabajo se aplicará la definición de diagenesis más generalizada, si bien limitándola al estudio de la evolución que han podido sufrir los minerales de la arcilla después de la deposición de los

sedimentos wealdicos.

La illita, como mineral de la arcilla con mayor distribución en los sedimentos, es posiblemente la que mayor información pueda ofrecer de los procesos diagenéticos que han ocurrido. Los parámetros utilizados para la determinación del grado de diagenesis, han sido de carácter cristalóquímico. Así, KLINGEBIEL y LATOUCHE (1962) estudian la distribución estratigráfica de illitas aluminosas y ferromagnesianas, midiendo la razón de intensidades de las líneas a 5 y 10 \AA . La tentativa más completa en este sentido se debe a ESQUEVIN (1969), quien supone que la cristalinidad de las illitas no depende solamente de su temperatura de recristalización, sino también de su composición química. Construyó un diagrama (fig. nº IV-74) en que cada punto representa una illita, caracterizada por su relación $I(002)/I(001)$ y su cristalinidad. Los puntos correspondientes a una serie dada forman una nube, cuyos contornos están en relación con la evolución diagenética ocurrida. A partir de dicho diagrama establece cinco grados, a saber: Tipo I: Recristalización diagenética nula a baja. Tipo II: Recristalización diagenética baja a media. Tipo III: Recristalización diagenética fuerte. Tipo IV: Pasa al metamorfismo: la anquizona y Tipo V: Recristalización metamórfica.



Variaciones de algunos parámetros de la illita en el curso de las transformaciones diagenéticas y metamórficas



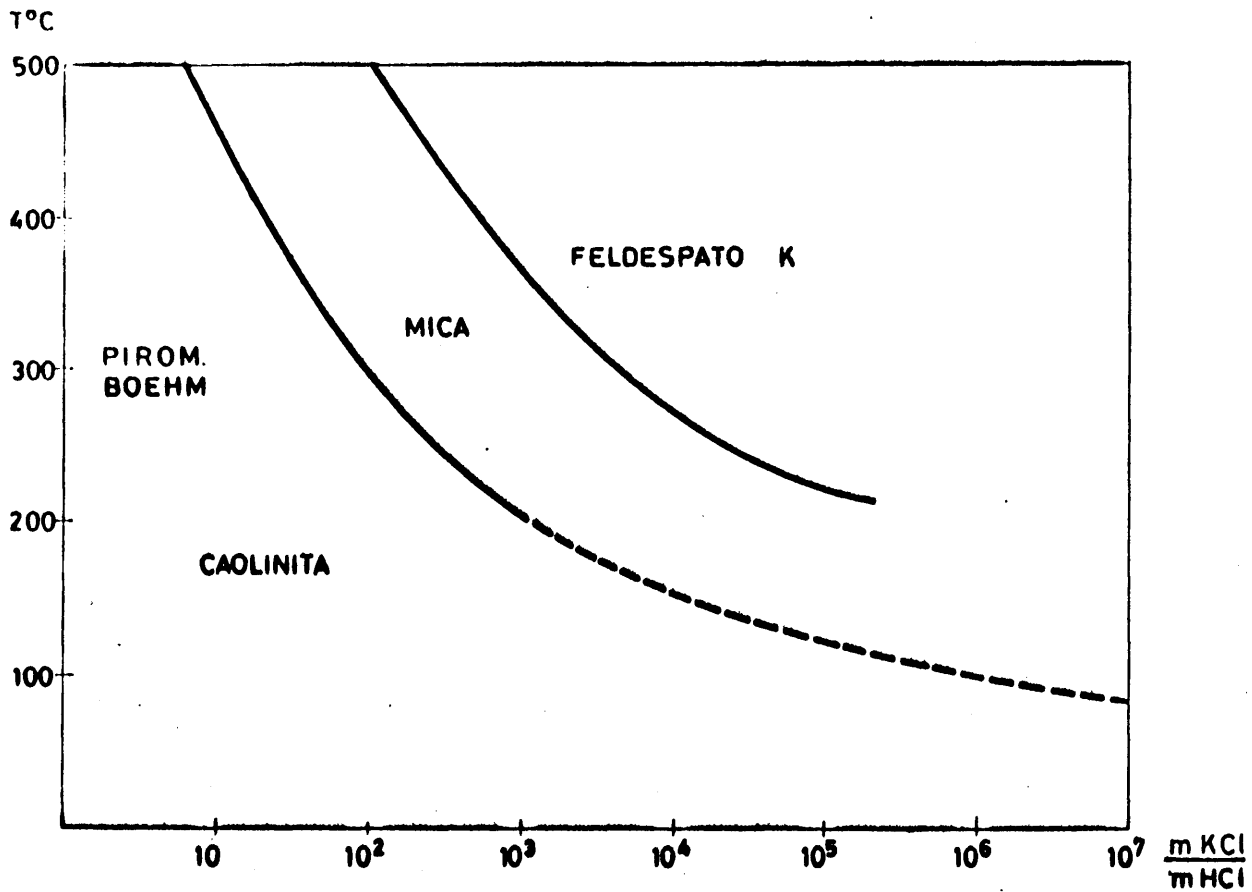
DUNOYER DE SEGONZAC (1969) interpreta estos datos en el sentido de que la illita, según la zona considerada tiene determinados caracteres, que van desde la heterogeneidad en la zona de diagenesis precoz a una cristalinidad grande y uniforme para la zona inferior de la diagenesis tardía (fig. nº IV-75).

Otro mineral cuya información sobre los procesos de diagenesis es importante, es la montmorillonita; se trata de un mineral que presenta una "doble inestabilidad" (MILLOT, 1964) y que por otro lado se muestra igualmente inestable en la diagenesis de recubrimiento, ya que al producirse compactación de los materiales y confinamiento del medio, se agrada rápidamente. Por tanto la presencia o no de este mineral indicará si han ocurrido estos procesos (DUNOYER DE SEGONZAC, op. citada). LOGNINENKO y KARPOVA (1968) sitúan la desaparición de la montmorillonita en la base de lo que ellos llaman zona de epigénesis, indicando que la caolinita es aún estable en esta zona. Por su parte, LONG y NEGLIA (1968) indican que si las soluciones intersticiales tienen alto contenido en potasio la illitización de las laminas de montmorillonita se produce rápidamente, por lo que la presencia o ausencia de este mineral es un indicador de la química de las aguas profundas.

Nuevos datos sobre el grado de diagenesis sufrida por los sedimentos, se pueden obtener a partir del estudio de la caolinita. LAFOND (1965) y SHUTOV et al. (1966) indican que, en la parte superior del ciclo sedimentario, la estructura de la caolinita varía desde la triclinica ordenada, que caracteriza las zonas de alteración, a la pseudomonoclinica desordenada en los sedimentos marinos, deduciendo de ello una acción desordenadora del transporte, tanto mayor cuanto más largo es el mismo. Los procesos de diagenesis dan lugar, por su parte, a una ordenación de los minerales del grupo, de forma que en condiciones adecuadas se puede llegar hasta la dickita, ECKHARDT (1964) ha seguido esta ordenación en caolinitas asociadas a series mineras del Ruhr. En algunos casos, durante la diagenesis tardía en la zona profunda se ha llegado hasta la nacrita, IANOVICI y NEACSU (1968) han indicado este proceso en series jurásicas de las montañas Padurea.

El estudio del sistema $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ da una imagen bastante real de las transformaciones de la caolinita. HEMLEY (1959) da varias curvas (fig. nº IV-76) para una presión de 15.000 psi (alrededor de 1060 Kg/cm^2), pudiendo observarse que para la relación $mKCl / mHCl$ del agua del mar (10^6) la prolongación de la curva

EQUILIBRIO CAOLINITA-MICA EN FUNCION DE LA TEMPERATURA
Y DE LAS CONCENTRACIONES (Segun HEMLEY 1959)



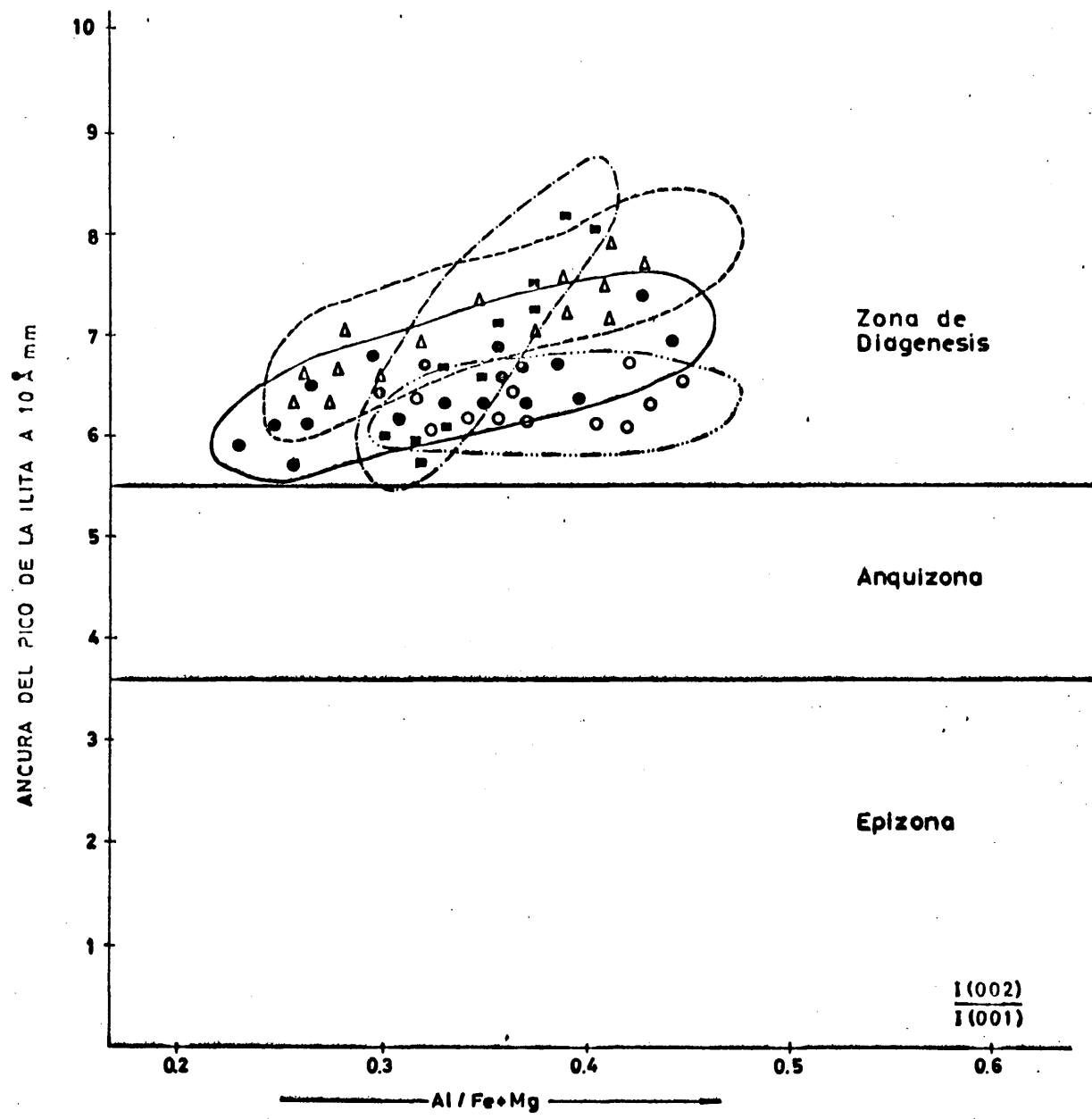
da un punto a 100°C, este hecho indica que la caolinita en el mar a temperatura ordinaria es estable, pero que a partir de los 100°C en presencia de potasio se puede ilitizar. Tales datos estan de suardo con los obtenidos por RAYMAHASHAY (1968) considerando el pH del mar para establecer el equilibrio.

En resumen, el aumento de concentración de potasio y la elevación del pH, bajan la temperatura del equilibrio caolinita-mica. Por lo que se puede pensar en que las soluciones salinas de la diagenesis profunda, en las que hay temperaturas que sobrepasan, en algunos casos, los 200°C, provoquen la rápida ilitización de la caolinita y por tanto que esta no se reconozca en dicha zona (DUNOYER DE SEGONZAC, 1969). No obstante, en casos de diagenesis regresiva, epidiagenesis de FAIRBRIDGE (1967), las aguas ácidas superficiales pueden originar de nuevo caolinita.

A partir de todos estos datos, es posible medir el grado de diagenesis, que hayan podido sufrir las series objeto del presente estudio. Las variaciones de caracter mineralógico que se han observado en ellas, hacen aconsejable considerar las cuencas de manera aislada, basándose en cada caso en la asociación más adecuada.

Para las series correspondientes al Sector Septentrional de la Cuenca Norte, fundamentalmente ilíticas, los datos a aplicar son los determinados por ESQUEVIN, para ello se ha construido un diagrama al que se refieren todas las series (fig. nº IV-77), a partir de él se puede observar que, con carácter general, las series corresponden al Tipo II, es decir a una zona de recristalización diagenética de baja a media, se trata de la zona superior de la diagenesis tardía, en ella se presentan aun las diversas variedades polimórficas de ilita y la cristalinidad es bastante variable, se trata del comienzo de reorganización estructural de la mica. La caolinita, si bien de tamaño de partícula pequeño, presenta buena morfología y una tendencia generalizada hacia el politipo de mayor orden, politipo T.

Las series de las cuencas Cantábrica e Ibérica, muy ricas en caolinita, se discuten a partir de los datos de cristalinidad de este mineral. En todas ellas se puede observar, que la tendencia a la ordenación de la caolinita se produce conforme se asciende en la columna estratigráfica, de forma que, en general, se pasa de caolinitas con politipo pM ó pM-T, a caolinitas bien ordenadas con politipo T o cercano a él. Esta ordenación hacia los niveles superiores, está en función del relieve y



- LA APARECIDA
- △ RAMALES DE LA VICTORIA-CARRANZA
- TUDANCA
- VEGA DE PAS-PUERTO DE LAS ESTACAS

actividad química del área fuente (GALAN HUERTOS et al., 1971), por ello es lógico suponer, que el proceso general que se produce es el indicado por SHUTOV et al. (1966), lo que indicaría que el grado de diagenesis sufrido es prácticamente nulo, se trataría de la evolución en la parte superior del ciclo sedimentario.

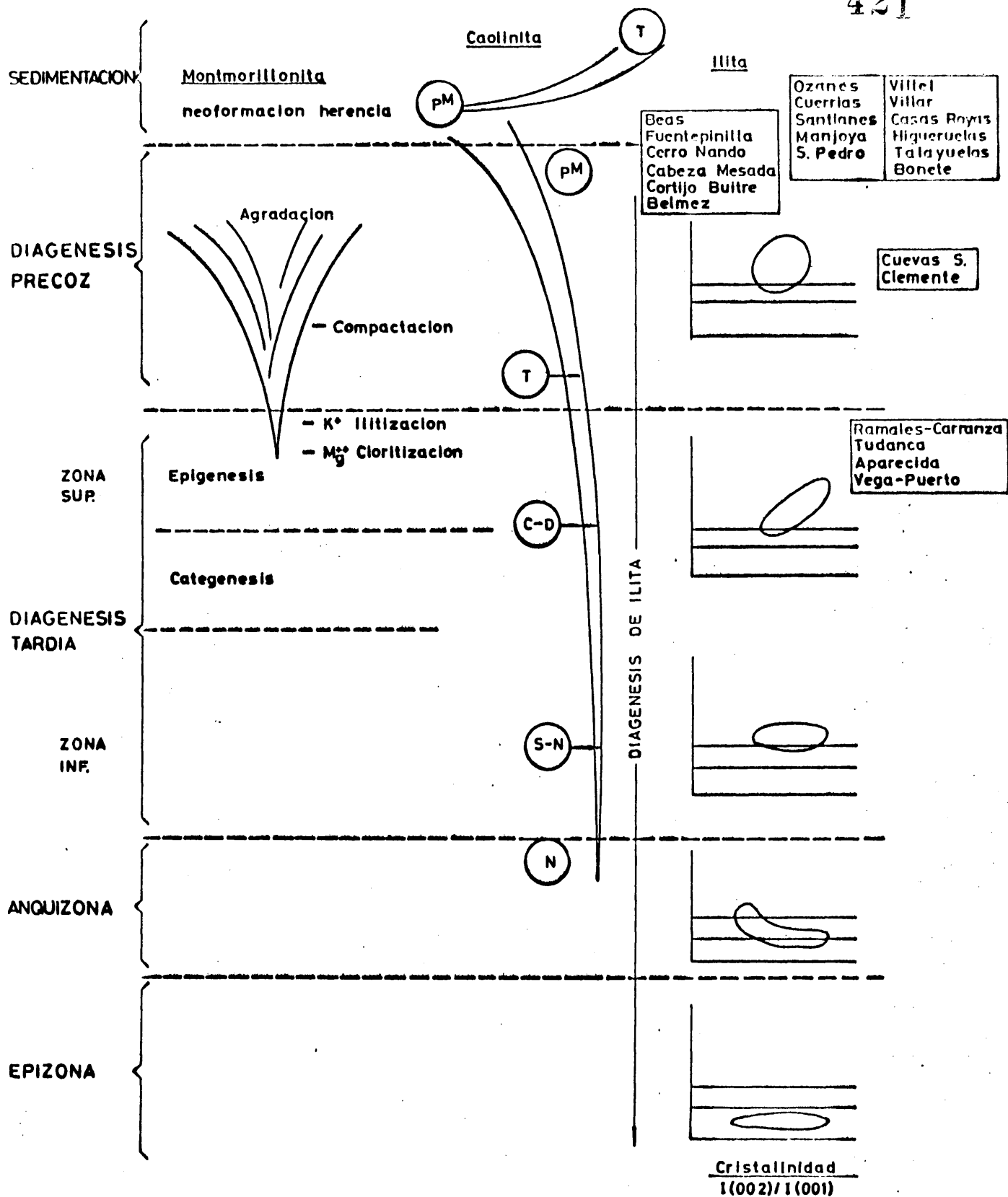
Para la serie de Cuevas de S. Clemente, único caso en que se ha determinado una ordenación creciente de la caolinita hacia los niveles inferiores, se ha de suponer un grado de diagenesis bajo, ya que la presencia de montmorillonita en los niveles inferiores, limitaría dicha diagenesis a la zona precoz (LOGVINENKO y KARPOVA, 1968).

Las series correspondientes a la cuenca Bética en sus dos sectores, presentan un elevado porcentaje de montmorillonita, la presencia de este mineral indica, como para el caso anterior, que el proceso de diagenesis sufrido en ningún momento llegó a la zona superior de la diagenesis tardía (zona de epigenesis para los soviéticos), ya que en ella se produce la desaparición de este mineral. Por otro lado y teniendo en cuenta las consideraciones de LONG y NEGLIA (1968), cabe suponer que las soluciones no eran ricas en potasio, ya que en dicho caso se hubiese producido una rápida ilitización.

La caolinita presente en estas series, es siempre de tamaño pequeño y bastante desordenada (politipo cercano al μM), se trata por tanto de series que sólo han sufrido el proceso superior del ciclo sedimentario, lo que está de acuerdo con los datos aportados por la montmorillonita.

En ninguno de estos últimos casos se ha determinado el grado de diagenesis a partir de las illitas, ya que la existencia de interestratificados irregulares del tipo illita-montmorillonita, impiden realizar una medida segura de la cristalinidad de este mineral y por tanto la correcta realización del diagrama.

En la figura nº IV-78 se ha realizado un esquema general de la variación de los tres minerales en el proceso general de la diagenesis, situándose las series en la zona correspondiente, respondiendo siempre a los caracteres analizados.



POSICION DE LAS SERIES EN EL ESQUEMA GENERAL DE LA DIAGENESIS

4.4.5.- La facies Wealdense española como facies siderolítica.

En el capítulo primero, se realizó una puesta al día de los datos existentes sobre varios tipos de facies sedimentarias, destacándose en todas ellas la importancia que los minerales de la arcilla tienen en su definición y caracterización genética. En esta sección se tratará por tanto, solamente de discutir a que facies corresponden los sedimentos estudiados, así como establecer las diferencias con otras facies que orgánicamente son semejantes, pero que por su composición mineralógica son genéticamente diferentes.

Los trabajos realizados por: LOPEZ AGUAYO et al. (1971), GALAN HUERTOS et al. (1971), LOPEZ AGUAYO (1971), GARCIA-ROSSELL y LOPEZ AGUAYO (1972), han puesto de manifiesto, basándose tanto en sus caracteres estratigráficos y mineralógicos, como en su génesis, que en determinados sectores de la Península Ibérica, los sedimentos de la facies Wealdense corresponden a facies de tipo siderolítico en el sentido de MILLOT. En efecto, los sedimentos de las cuencas Asturiana e Ibérica y los

del sector meridional de la Cuenca Norte, presentan las siguientes características: a) se trata de niveles de arenas silíceas, con pocos o ningún feldespató, alternando con niveles arcillosos rojos, en los que es frecuente encontrar goetita, constituyendo de esta manera niveles de arcillas ferruginosas y b) ambos tipos de niveles son ricos en caolinita; generalmente este mineral supera el 50% del contenido total en minerales de la arcilla. Se trata por tanto, de formaciones que responden a los caracteres dados por FLEURY (1909) y MILLOT (1964, 1967) para las facies siderolíticas.

Los sedimentos de la Cuenca Bética, en sus dos sectores, como anteriormente se ha indicado, se apartan de la definición de facies Wealdense de RAMIREZ DEL POZO. No obstante, por su composición mineralógica, bastante afin a la de los sedimentos restantes, fueron englobados en este estudio. La presencia constante de caolinita, salvo en la serie de Beas de Segura, y de montmorillonita, permite suponer, de acuerdo con MILLOT (1967) que la facies siderolítica y química alcalina están genéticamente relacionadas y que las series béticas presentan caracteres intermedios entre los de ambas facies.

LOPEZ AGUAYO y CABALLERO (1972) han propuesto

en función de estos datos, una división mineralógica de las facies siderolítica y química alcalina, en facies con caolinita, facies con caolinita y montmorillonita y facies con montmorillonita, sepiolita y atapulgita. Al primer grupo corresponderían, por tanto, todas las series que responden exactamente al concepto de facies siderolítica, es decir, los sedimentos de las Cuencas Asturiana y Levantina y los del sector meridional de la Cuenca Norte. En el tercer grupo se incluye la serie de Beas de Segura que únicamente presenta montmorillonita y al segundo grupo corresponden las restantes series de la cuenca Bética.

Las series del sector Septentrional de la Cuenca Norte, se apartan por sus características mineralógicas -dominio constante de la ilita- de la definición de facies siderolítica, pudiendo incluirse en las facies de "areniscas rojas".

En efecto, de manera general, las facies tipo "areniscas rojas", se caracterizan por la presencia de ilita como mineral de la arcilla dominante y por una acción erosiva de carácter eminentemente físico, que no descompone los feldespatos existentes, dando lugar a arenas y areniscas con carácter de arcosas o grauwa-

cas. Sin embargo, en el presente caso los feldespatos o no existen o son muy poco abundantes, por lo que la similitud mineralógica con una arenisca roja es solo aparente. Como en la formación de un determinado tipo de facies, juegan tanto el clima como la tectónica, los sedimentos del sector Septentrional de la Cuenca Norte se han originado en los relieves circundantes por una acción erosiva, edáfica, eminentemente química. La abundancia de illita es solo fortuita y atribuible a un rejuvenecimiento de los relieves que impidió la consecución del proceso hasta formar caolinita.

Por tanto, se puede hablar de facies de areniscas rojas, para el caso de estas series por su mineralogía de arcillas, pero indicando que su génesis se aparta un poco del concepto más restringido, ya que ha existido la suficiente meteorización química, como para producir la casi total transformación de los feldespatos, originando así niveles de tipo ortocuarcítico y no arcosas como era de esperar.

El estudio de varias series del sector Probitico, que en principio fueron asimiladas a la facies Wealdense, motivó que en 1971 LOPEZ AGUAYO realizara una distinción entre las que realmente, por su minera-

logia, pertenecían a dicha facies y la que pertenecía al Trias, cuya mineralogía era totalmente diferente. Posteriormente LOPEZ AGUAYO y CABALLERO (1972) estudiando los sedimentos españoles de ambas formaciones, llegaron a la conclusión de que fácilmente se podía realizar una diferenciación entre ambas, ya que mientras, el Trias, en su mayor parte, corresponde a facies de tipo "areniscas rojas", la facies Wealdense puede asimilarse a facies de tipo siderolítico o intermedias entre las de tipo siderolítico y las químicas alcalinas.

Las diferencias mineralógicas encontradas entre ambas formaciones, que organolepticamente son muy similares, implican que la génesis de ambas es también diferente y, en general, contrapuesta. Se sabe que mientras las facies del tipo "areniscas rojas" se originan por una erosión de tipo físico que impide la destrucción de los minerales, las facies siderolíticas y químicas alcalinas se originan cuando la alteración química es muy profunda, con intenso lavado. De ello se deduce que ambos tipos de facies no pueden ocurrir al mismo tiempo en la misma cuenca, aun cuando la formación de las facies de "areniscas rojas" se produzcan bajo un clima de carácter laterizante. Por otra parte, los caracteres organolepticos similares, tienen un valor secundario y se

reducen a la existencia de niveles rubefactados con óxidos de hierro que los tifican de rojo y a la existencia de arenas y arcillas.

Al estudiar la serie de Cuevas de S. Clemente, cuya formación areno-arcillosa se extiende, como ya se indicó, sin solución de continuidad hasta el Cenomanense, representado por calizas, se advierte que en las zonas que no fueron alcanzadas por la transgresión Aptense, continuó el mismo ritmo sedimentario, lo que supone que durante esta amplia etapa representada por el Aptense y el Albense las condiciones climáticas no sufrieron cambios importantes, hecho que queda corroborado por la existencia de importantes formaciones recifales en el Aptense marino de otras zonas. Por otra parte, el estudio de la serie de Gargallo, en la provincia de Teruel, originariamente supuesta Wealdense y que según SAEFTEL (1961) corresponde a las "Capas de Utrillas" de edad Albense, junto a los datos obtenidos por GALAN HUERTOS (1972) para diversos yacimientos de caolín existentes en esta facies, confirman que las condiciones genéticas de las "Capas de Utrillas" son similares a las de la facies Wealdense, correspondiendo por tanto a una facies de tipo siderolítico.

Estas dos formaciones han dado lugar a confusión

nes importantes en el uso del término Wealdense, puesto que de hecho en el sentido de facies ambas formaciones son iguales y por tanto pueden ser incluidas dentro del nombre genérico de facies Wealdense, mientras que en el sentido de edad la facies Wealdense corresponde al Neoceno miense y las "Capas de Utrillas" al Albense. Por tanto, se propone, con objeto de evitar tales confusiones, denominar a ambas formaciones con el nombre de FACIES SIDERO-LITICAS del Cretáceo, con ello se evita la doble significación del término Wealdense y de otro lado se unifica el criterio de denominación, puesto que se usa realmente un término cuya única significación es sedimentológica y mineralógica. De esta manera cuando la formación areno-arcillosa se extienda hasta el Cenomanense se hablará de facies siderolítica del Cretáceo inferior y cuando exista un Aptense marino se diferenciarán ambas formaciones añadiendo al término propuesto, que se trabaja en el tramo inferior (facies Wealdense) o en el tramo superior ("Capas de Utrillas").

4.4.6.- Correlación estratigráfica en las cuencas Wealden-
ses españolas, a partir de los politipos de la cao-
linita.

El politipismo, es decir las variaciones poli-
mórficas de tipo orden desorden, que se producen a escala
de la celdilla fundamental de algunos de los grupos de mi-
nerales de la arcilla, fundamentalmente el politipismo
del grupo de las micas y de las kanditas, se ha visto que
puede ser utilizado para la determinación del grado de dia-
génesis en los sedimentos (LAFOND, 1965; SHUTOV et al.,
1966; ECKHARDT, 1964; IANOVICI y NEACSU, 1968 y DUNOYER DE
SEGONZAC, 1969).

En el presente estudio, ha sido el politipismo
del grupo de las kanditas, el que ha sido utilizado en
dicho sentido, determinándose que en la mayor parte de los
casos el grado de diagenesis ha sido prácticamente nulo.

Admitiendo que tal diagenesis no ha existido,
el grado de orden de la caolinita en los sedimentos parece
estar en relación con determinados hechos, que siendo de
carácter general para cada una de las cuencas, permiten,
si bien con ciertas reservas, resolver ciertos problemas
de correlación estratigráfica a partir del estudio de los

politipos presentes.

Segun SHUTOV et Al., (1966) dentro de la parte superior del ciclo sedimentario, la estructura de la caolinita varia desde la triclinica ordenada, que caracteriza las zonas de alteración, a la pseudomonoclinica desordenada, generalmente presente en los sedimentos marinos. El grado de desorden está pues en función del transporte. Este hecho, para el caso del Wealdense español se cumple con bastante regularidad, de modo que en las cuencas cuyos sedimentos son de caracter marino la caolinita es de peror ordenación y menor tamaño de partícula que en aquellas cuencas en que los sedimentos son predominantemente continentales.

No obstante, dentro de cada una de las cuencas y especialmente dentro de las cuencas asturiana y levantina, se observa de manera sistemática que, conforme se asciende en las columnas estratigráficas, el politipo de la caolinita presente va teniendo mayor grado de orden, de manera que si la potencia es suficiente se pueden tener caolinitas tipo PM en la base y caolinitas tipo T en el techo. Por otra parte y para el caso de las series de Villar del Arzobispo e Higuieruelas que tienen un nivel común, se observa que el politipo en di

cho nivel es prácticamente el mismo. Estos datos se interpretan, para cada una de las cuencas, en el sentido de que la acción desorganizadora del transporte es, en general, uniforme y que el mayor grado de orden es función de una mayor alteración química en el área fuente. Esta mayor intensidad sería el resultado de la maduración lógica de los relieves, de una activación del clima o bien de una acción combinada de ambos factores.

No hay que descartar, por otra parte, la posibilidad de que los niveles superiores, más largamente expuestos a una meteorización de tipo pedológico, puedan presentar caolinita neoformada en el sedimento, que igualmente sería más ordenada que la de los niveles inferiores, ya que en estos la acción pedológica que se haya producido, es probablemente de menor duración y por tanto la caolinita neoformada de menor ordenación.

Cualquiera que sea el proceso, el resultado que se obtiene es similar, por lo que se puede utilizar el grado de orden de la caolinita, para realizar la correlación de series, fundamentalmente en las cuencas antes citadas.

A partir de estas consideraciones de carácter general, se puede realizar un intento de correlación pa-

ra las cuencas asturiana y levantina. Para la primera cuenca, se establece que las series de mayor desarrollo temporal son las de Santianes y Guerrias. En ambos casos se pasa de una caolinita tipo pM en los niveles bajos a una caolinita tipo T en los superiores. La serie de Manjova de menor desarrollo, parece que corresponde a términos relativamente altos en ellos se encuentra que el politipo evoluciona desde el pM-T al T completamente ordenado; por el contrario la serie de Ozanes parece corresponder a estadios anteriores de la sedimentación, puesto que a través de los distintos niveles se observa una evolución de la caolinita desde el politipo pM al pM-T de caracter intermedio.

En las series de la cuenca Levantina, se pueden establecer correlaciones similares, si bien al considerarse solamente cortes parciales el grado de ordenación entre los distintos niveles estudiados no difiere de forma manifiesta. No obstante, se observa que la caolinita perfectamente ordenada (politipo T) se dá en aquellas series cuyos niveles están directamente en contacto con las calizas de edad Aptense (caso de Villel y Villar del Arzobispo). En las series en que no se alcanzan estos niveles tan superiores la caolinita es más desordenada, así en Talayuelas e Higuerales se encuentran caolinitas tipo T ligeramente desordenadas. En el caso de

Higueruelas y Villar del Arzobispo existe un nivel común, bien determinado, que presenta una caolinita tipo T ligeramente desordenada. La caolinita más desordenada de las series estudiadas en esta cuenca, corresponde a la serie de Casas Royas (politipo pM parcialmente ordenado). Se trata de niveles bastante más inferiores de la facies Wealdense. En la serie de Bonete, que presenta diferencias notables con las restantes, y cuyo perfil se estudia de una forma completa, se observa que el politipo evoluciona desde el pM en los niveles inferiores a T parcialmente ordenado en los más cercanos a las calizas del Aptense.

En las restantes cuencas, la imposibilidad de determinar satisfactoriamente el politipo de la caolinita en los distintos niveles, impide que se pueda realizar una correlación. Por otra parte, en el caso de la serie de Cuevas de S. Clemente, que parece estar afectada por una diagenesis precoz, la ordenación de la caolinita se produce en sentido contrario y por tanto el argumento usado para las series anteriormente mencionadas no es válido.

4.4.7.- El medio de depósito de los sedimentos estudiados.

Los caracteres sedimentarios, estratigráficos y paleontológicos de una determinada formación, son los instrumentos usuales para determinar su medio de depósito. Diversos autores, a partir de estos datos y conociendo el medio de depósito, han estudiado la distribución de minerales de la arcilla encontrando que, de manera general, determinadas asociaciones de minerales de la arcilla son características de medios de depósito específicos. Por otra parte, la variación lateral en la distribución de las asociaciones de minerales de la arcilla, se ha utilizado como un determinante de la dirección de transporte de los sedimentos.

En el presente caso la asociación mineralógica que puede utilizarse como indicadora del medio de depósito es la siguiente: caolinita, illita y montmorillonita. Los estudios en sedimentos recientes realizados por NELSON (1960), HIRST (1962) y PORRENGA (1966) ponen de manifiesto que los sedimentos ricos en caolinita son, en general, de carácter continental, fundamentalmente de tipo deltaico o de medio costero, mientras que aquellos sedimentos en que la caolinita disminuye en favor de la

montmorillonita, pueden interpretarse como correspondientes a medios de caracter marino, fundamentalmente de tipo nerítico.

GROOT y GLASS (1960) a partir del estudio de sedimentos cretáceos de Nueva Jersey (USA) proponen para cada tipo de asociación de minerales de la arcilla, unos medios de depósito que se reflejan en la siguiente tabla:

ASOCIACIONES DE MINERALES DE LA ARCILLA Y PROBABLES MEDIOS

Medios sugeridos	Caol.	Cl.	Mo.	Glauc.	Mic.
Deltaico, lacustre fluvial	++	-	-	-	+
Estuario y lagos salobres.	+	+	-	-	+
Nerítico:					
Interior	+	+	+	+	+
Medio	-	+	+	+	+
Externo	-	-	++	+	+

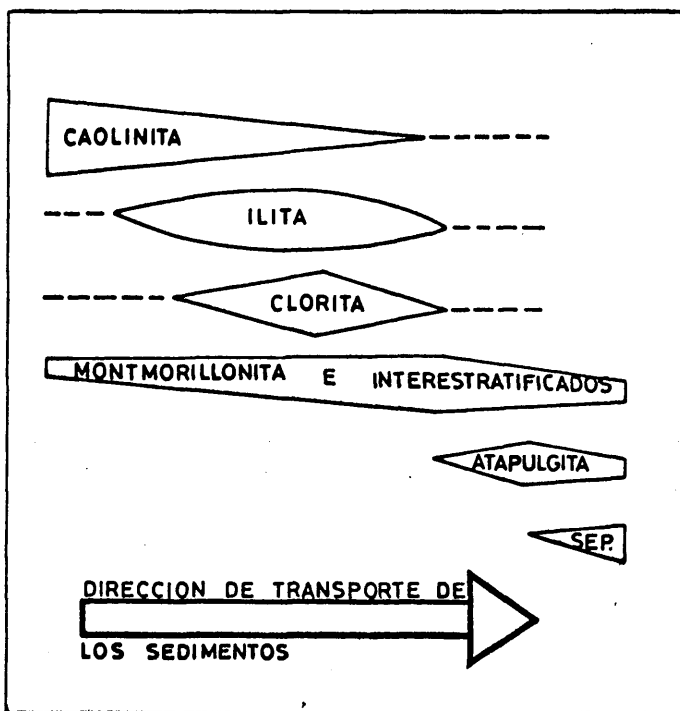
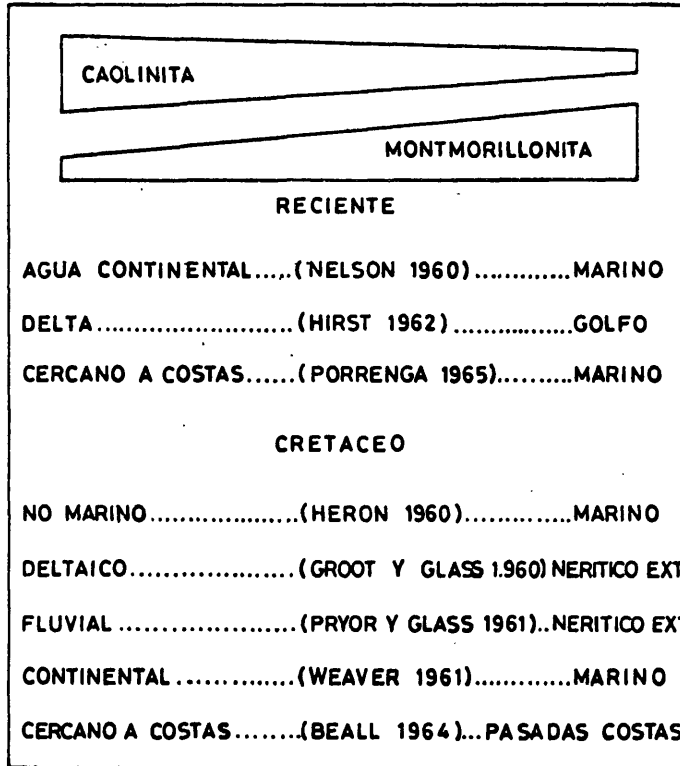
Segun GROOT y GLASS (1960)

Otros estudios sobre sedimentos cretáceos, en

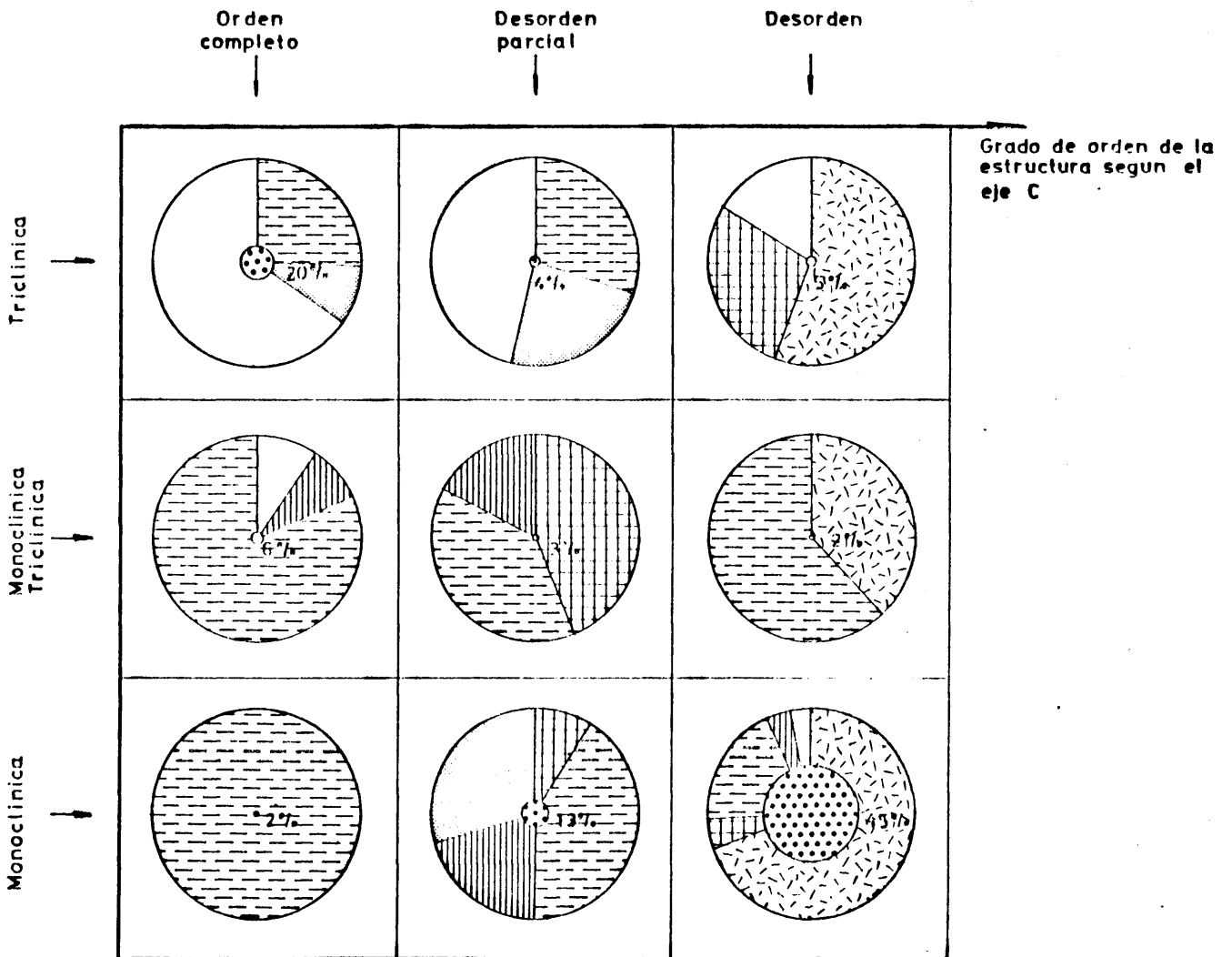
los que se obtienen las mismas conclusiones en cuanto al medio de depósito se deben a: HERON (1960), quien indica para la caolinita un medio no marino y para los sedimentos con montmorillonita un depósito de tipo marino. PRYOR y GLASS (1961) por su parte indican, a partir de los sedimentos cretáceos de la Bahía del Mississippi, que se puede establecer un carácter fluvial en aquellos con caolinita dominante, nerítico exterior para los montmorilloníticos y nerítico interior para los que contienen cantidades similares de caolinita, illita y montmorillonita. WEAVER (1961) y BEALL (1964) confirman estas ideas, indicando que en general, los sedimentos ricos en caolinita son de medios continentales y los montmorilloníticos fundamentalmente marinos.

PARHAM (1966) realizó una síntesis de los datos existentes sobre asociaciones de minerales de la arcilla y los medios de depósito en los cuales están representadas, así como un estudio de las variaciones laterales de estas asociaciones y su significación en la determinación de la dirección de transporte de los sedimentos, ambos hechos se recogen en la figura nº IV--

SHUTOV et al. (1966) determinan también el medio de depósito a partir de las variaciones del politipo de la caolinita, en la figura nº IV-79 se presenta









SEGUN PARHAM (1966)



Grado de desorden de la celdilla triclinica

SEGUN VIKULOVA Y ZUYAGIN, 1965

TIPO DE DEPOSITO

- 1  Alteracion
- 2  Aluvial-diluvial
- 3  Lacustre-pantanosos
- 4  Lacustre
- 5  Lagoans
- 6  Marino

un esquema en el que se puede observar para cada tipo de ambiente la proporción de caolinita con distintos grados de ordenación.

Con todos estos datos, se puede realizar una primera distribución de los sedimentos de las distintas cuencas, asimilandolos a un determinado medio de depósito y posteriormente confirmar esta distribución a partir de los caracteres estratigráficos, sedimentológicos y paleontológicos dados por distintos autores.

Dos cuencas, Asturiana y Levantina, de caracteres mineralógicos muy similares, pueden asimilarse a un mismo medio de depósito, en este caso y en función de que la caolinita es el mineral de la arcilla dominante, tal medio de depósito es eminentemente continental, posiblemente deltaico o fluvial. En estos sedimentos se observan estructuras primarias del tipo "estratificación cruzada", sedimentación discontinua en lentejones, fauna de ostracodos y carácter detritico que apoyan dicha hipótesis. Las diferencias entre ambas cuencas estriba en la diferente distancia del área fuente suministradora de los materiales. En el caso de la cuenca Asturiana dicha área está muy cercana, reflejándose este hecho en la inmadurez de los sedimentos, poca selección de tamaños y domi-

nio de las fracciones más groseras, mientras que la mayor lejanía en la cuenca Levantina dá lugar a una mejor selección de tamaños, dominio de fracciones menos groseras y mayor grado de madurez.

Los sedimentos del sector septentrional de la Cuenca Norte, que por sus peculiares características, se alejan de la composición mineralógica media determinada para las demás cuencas, son de un medio similar al de las cuencas anteriores. En este caso, el dominio de la illita se debe a una acción que interrumpe el proceso total de transformación a caolinita y por tanto pueden asimilarse a sedimentos de iguales características que los anteriores. Por otra parte, RAMIREZ DEL POZO y AGUILAR TOMAS (1972) a partir de los caracteres estratigráficos, sedimentológicos y paleontológicos, confirman esta hipótesis, puesto que los asimilan a medios de prodelta.

En el caso de la serie de Cuevas de San Clemente, correspondiente al sector meridional de la cuenca Norte, parece que existe una evolución del medio de depósito, puesto que se pasa de una asociación mineralógica constituida por caolinita, illita y montmorillonita, que indicaría un medio de carácter marino somero (nerítico interno), a una asociación con dominio de caolinita y desaparición de la montmorillonita que indica un medio

fluvio-deltaico. De nuevo en este caso los caracteres estratigráficos y sedimentológicos confirman tal hipótesis; se trata de la zona más externa del gran delta de la Sierra de los Cameros (TISCHER, 1966).

La cuenca Bética, en ambos sectores, presenta una importante variación respecto de las cuencas restantes. Se trata de la presencia constante de montmorillonita; este mineral junto a la caolinita e illita, se presenta siempre ligado a medios marinos de tipo nerítico. Por tanto, todas las series estudiadas en esta cuenca corresponden a este tipo de medio. Sin embargo, las variaciones mineralógicas que en cada una de ellas ocurren permiten determinar con mayor precisión el grado de influencia continental sufrido en cada caso.

En el sector Prebético, las dos series estudiadas corresponden a distintas etapas de la sedimentación; la serie de Beas de Segura, rica en illita y montmorillonita es claramente marina, correspondiendo a un medio de depósito de tipo nerítico externo, cercano por tanto al talud continental, mientras que la serie de Fuentepinilla que contiene caolinita además de illita y montmorillonita corresponde a un medio nerítico interno, con posibles fluctuaciones, ya que en determinadas zonas la caolinita es el mineral más abundante y la montmorillonita desaparece lo que indicaría un medio típicamente litoral

directamente influenciado por el continente.

En el sector Subbético, la serie de más marcado carácter marino es la del Cortijo del Buitre, observándose en ella un menor carácter detrítico y mayor porcentaje de montmorillonita. Las series de Cerro Nando y Cabeza Mesada son equiparables en cuanto al medio de depósito, correspondiéndoles un carácter nerítico interno muy cercano a la zona litoral. Por último la serie de Belmez de la Meraleda, que en determinados niveles no presenta montmorillonita y cuyo contenido en caolinita puede llegar hasta el 50% es la de mayor carácter continental, si bien en el tramo superior rico en montmorillonita se observa una evolución marcada hacia un depósito marino.

V.- CONCLUSIONES

Como resultado del trabajo de investigación realizado, se llega a las siguientes conclusiones fundamentales:

1.- Se ha conseguido diferenciar cuatro cuencas wealdenses, que han quedado perfectamente caracterizadas, tanto desde el punto de vista geológico, como mineralógico, Su delimitación queda también debidamente establecida, debido a la existencia de umbrales en torno a las zonas de depósito. Aunque genética y cronológicamente corresponden al Wealdense, su mineralogía presenta características peculiares que las diferencian entre sí.

2.- En cuanto a su localización geográfica, solo los sedimentos de las cuencas Asturiana, Norte y Levantina, responden a la definición clásica de facies Wealdense, eminentemente continental. Los sedimentos de la cuenca Bética, responden a un carácter en el que se mezclan la influencia continental y la marina, no correspondiendo por tanto a la definición restringida, aunque sí en sentido lato, en cuanto a su litología y posición estratigráfica.

3.- La máxima potencia de sedimentos de facies Wealdense corresponde al sector Septentrional de la Cuenca Norte, con series que llegan a alcanzar más de 1.000 m. de potencia, mientras que en las restantes cuencas la potencia no sobrepasa los 200 m., lo que guarda relación con la composición mineralógica.

4.- Tanto en la cuenca Asturiana, como en el Sector Meridional de la Cuenca Norte, los sedimentos en facies Wealdense, no corresponden exclusivamente al Cretáceo inferior, llegando a alcanzar pisos del Cretáceo medio, como en el caso de la serie de Cuevas de S. Clemente que incluye la base del Cenomanense.

5.- A escala regional y para todas las cuencas, se observa a grandes rasgos, una alternancia más o menos rítmica, constituida fundamentalmente por capas de arenas o conglomerados y niveles limo-arcillosos o margosos, y ocasionalmente por lechos de lignito de diferente desarrollo; pudiendo a partir de ello establecer un ciclotema básico que, por repetición a gran escala, origina la facies Wealdense.

6.- En cuanto a la mineralogía de la fracción arcilla, las series correspondientes a las Cuencas Levantina y Asturiana y Sector meridional de la Cuenca Norte,

son ricas en caolinita. En todos los casos los niveles arenosos contienen, en dicha fracción más del 65%, mientras que en los niveles limo-arcillosos este mineral representa solo del 30 al 50%. En ambos casos está siempre acompañada por illita. Por el contrario, las series del sector Septentrional de la Cuenca Norte son fundamentalmente illíticas, llegando a alcanzar este mineral porcentajes superiores al 90%.

En la Cuenca Bética la asociación mineralógica está constituida por: illita, caolinita y montmorillonita. El primero de estos minerales representa entre el 50 y 65% del contenido de la fracción fina; la caolinita oscila entre el 25 y el 30% y la montmorillonita entre el 10 y el 15% y, solo excepcionalmente, llega a alcanzar el 35%.

Otros minerales de la arcilla que de forma accidental se observan en los sedimentos de esta facies son: clorita, vermiculita y haloisita. Estos tres minerales solo están presentes en determinadas series y en porcentajes inferiores al 10%.

Los edificios interestratificados más normales son del tipo illita-montmorillonita, siempre irregulares y en escasa proporción. Los del tipo illita-clorita y clorita-clorita hinchable, se han identificado en algu

nas series de las Cuencas Levantina y Bética y siempre en relación con la clorita.

7.- En cuanto a la mineralogía global de los sedimentos, el mineral más importante de los no arcillosos, es el cuarzo que, en los niveles de arenas y areniscas, representa más del 80% del contenido total. En las fracciones superiores a 20 μ , su porcentaje oscila entre el 85 y el 100%, por lo que prácticamente todos los niveles de arenas son de carácter ortocuarcítico.

Los feldespatos, tanto potásicos como calciosódicos, son acompañantes habituales de los niveles de arenas, alcanzando como máximo el 15% de la fracción arena.

Por último, la asociación más normal de minerales pesados es: turmalina, zircón y rutilo y accidentalmente andalucita, silimanita, titanita, epidota y otros.

8.- A partir de las características mineralógicas y sedimentológicas de los estratos, se propone como proceso originador de estos sedimentos wealdenses una acción de tipo bio-rexistásico, repetida a lo largo del tiempo, y bajo un clima de características laterizantes. De la composición mineralógica se infiere además, que la acción biostásica debió ocurrir sobre rocas de es

racter ácido -granitos y gneises-, dando lugar a la formación de caolinita, lo que implicaría un drenaje normal o deficiente en el sentido de Maignien.

Por su parte la acción rexistásica junto a la biostásica, implican la existencia de un clima de carácter alternante a lo largo del tiempo geológico, capaz de producir estas dos acciones contrapuestas.

9.- Existe sistemáticamente una disminución del porcentaje de feldespatos hacia los niveles superiores de las distintas series, con el consiguiente aumento de la cantidad de caolinita, lo que se interpreta como el resultado de la progresiva maduración de los relieves y la consiguiente intensificación de la erosión química en el proceso edáfico.

10.- Dentro de algunos niveles arenosos existen las estructuras sedimentarias denominadas "armored mud balls" consistentes en un núcleo blando, de composición mineralógica similar a la de los niveles arcillosos, recubiertos de una armadura arenosa. Dichas estructuras se atribuyen a una variación en la dinámica del transporte, que da lugar a la remoción parcial de niveles limo-arcillosos ya depositados y a su acorazamiento. En el presente trabajo se denominan "cantos blandos".

11.- La presencia constante de illita junto a la caolinita, induce a pensar que el proceso esencial de caolinización en los suelos circundantes, es el de la alteración de los feldespatos hacia caolinita via mica.

En las series del sector Septentrional de la Cuenca Norte, debido a la constante actividad tectónica, el paso illita caolinita debe quedar frenado como lo demuestra el que la illita llega a ser el mineral dominante e incluso exclusivo.

12.- En casos muy localizados (Serie de S. Pedro), el sedimento debió nutrirse de dos areas fuentes con diferente genética para la caolinita: Una de ellas la normal via mica y otra directamente a caolinita, llegando incluso a gibsita que pudo resilificarse en parte neoformando caolinita. Ello justificaría la presencia simultánea de mica, caolinita y gibsita.

13.- Debe considerarse la herencia como el proceso dominante que dá lugar a la asociación mineralógica de los sedimentos estudiados. No queda excluida la neoformación de caolinita en pequeña escala en el propio sedimento, bien a partir de la mica, bien a partir de los feldespatos, via alofana y haloisita, especialmente en los casos donde se presenta este mineral, dada la inestabilidad

de la halocisita frente al transporte.

14.- En las series con clorita e interestratificadas illita-clorita y clorita-clorita hinchable, desarrolladas directamente sobre el Trias germánico, parte de los aportes pueden proceder de dicho Trias. De este tipo las series de Cerro Nando y Cabeza Mesada, revisten particular interés, puesto que pudiendo formarse con aportes procedentes del Trias, no es necesaria la existencia de un área fuente ligada al Paleozoico de la Meseta. Esta implicación geográfica es importante, ya que supondría la no necesaria conexión ni proximidad de sus cuencas de sedimentación con el borde meridional de la Meseta.

15.- La presencia de vermiculita en las series del sector Septentrional de la Cuenca Norte, se justifica por la alteración de la biotita y clorita presentes en la fracción gruesa de los distintos niveles.

16.- La montmorillonita presente en todas las series de la Cuenca Bética debe ser neoformada en la cuenca de sedimentación, a partir de los iones procedentes del lavado de la etapa biostásica, al ser recibidos en un ambiente con influencias marinas.

17.- La diagenesis de los sedimentos wealdenses estudiados es nula o de muy bajo grado, como lo demues-

tran el bajo grado de cristalinidad de las illitas, la creciente ordenación de la caolinita al ascender en la columna estratigráfica y la persistencia de montmorillonita en diversas series de diferentes cuencas. Las series correspondientes al sector Septentrional de la Cuenca Norte, son las que han sufrido una diagenesis de mayor grado, debido a su mayor potencia. No obstante solo alcanza el límite inferior de la diagenesis precoz y en ellos los únicos procesos que han ocurrido son los de reorganización de la estructura tipo mica. En el Sector Meridional de esta misma cuenca, también ligeramente diagenetizada, el grado es aún más bajo, puesto que aunque existe un aumento en el grado de ordenación de la caolinita con la profundidad, se puede observar la persistencia de montmorillonita en los niveles inferiores.

18.- Los sedimentos de la facies Wealdense española, en función de su mineralogía y génesis deben definirse como "Facies Siderolíticas". Responden exactamente a esta definición los niveles de las cuencas Asturiana y Levantina, así como los del sector Septentrional de la Cuenca Norte, pues aunque tienen en parte las características de las facies de "areniscas rojas", genéticamente se ajustan a las mencionadas facies siderolíticas.

19.- En las series de la cuenca Bética, cuya mineralogía es algo diferente de las restantes, se mezclan los caracteres de las facies siderolítica y de la química alcalina, lo que confirma que ambos tipos de facies están genéticamente relacionados.

20.- La mineralogía de estos sedimentos y su genética, a partir de lo cual se definen como facies siderolíticas, contrasta de forma decisiva con los sedimentos del Trias, ricos en illita y clorita, y asimilables en parte al tipo "areniscas rojas". Este hecho geológicamente es muy importante para la diferenciación de ambas formaciones, sobre todo en los casos en que el Jurásico no está presente.

21.- Tanto los sedimentos de esta facies, como los correspondientes al Albense (Facies de Utrillas), son genética y mineralógicamente similares y por tanto difíciles de distinguir cuando no existe un Aptense marino intermedio, de manera que algunas de las series consideradas como wealdenses incluyen pisos superiores. Por ello se propone denominar al conjunto de sedimentos del Cretáceo inferior con las características citadas como "FACIES SIDEROLITICAS DEL CRETACEO", dándole con ello una significación puramente sedimentológica y mineralógica.

22.- Se observa en cada una de las cuencas, y de manera especial en las cuencas Asturiana y Levantina que, conforme se asciende estratigráficamente el polítipo de la caolinita es de mayor orden, de manera que si la potencia es suficiente se pueden tener caolinitas de tipo pM en la base y caolinitas tipo T en el techo. Esta mayor ordenación está de acuerdo con un mayor predominio de la erosión química en los relieves más maduros.

23.- En general todos los niveles directamente en contacto con la base de las calizas del Aptense, presentan una caolinita de tipo T, además en los casos de series con niveles comunes se encuentra que la caolinita de estos corresponde al mismo polítipo. Ambos hechos son de importancia capital para realizar una correlación litoestratigráfica dentro de los sedimentos de esta facies en una cuenca.

24.- El predominio de la caolinita, así como en parte su mejor cristalinidad en las cuencas Wealdenses Asturiana y Levantina, permiten assimilarlas a un medio fundamentalmente continental, posiblemente deltaico o fluvial. Mientras que la cuenca Bética con su asociación mineralógica, illita, caolinita y montmorillonita, debe corresponder a un medio de carácter nerítico. En esta cuenca así como en el sector Meridional de la Cuenca Nor-

te, el medio de depósito debió evolucionar hacia un ambiente de mayor influencia continental, como se deduce de la variación de la mineralogía de los sedimentos hacia el techo de las series. En el primer caso (series de la cuenca Bética], se pasa de un carácter marino en la base (nerítico externo) a un nerítico interno o al típicamente litoral, según la serie considerada. En las series del sector meridional de la Cuenca Norte se pasa de un medio nerítico interno a uno de tipo deltaico^o fluvial.

Las conclusiones en cuanto al medio de depósito y a su modificación dentro de una misma cuenca, deducidas a partir del estudio mineralógico de las cuencas Wealdenses españolas, están de acuerdo con las obtenidas sedimentológica y paleontológicamente por otros autores. Encontrándose por ambos caminos que este es variable para diferentes cuencas.

BIBLIOGRAFIA

ALLEN, P.

- 1955 Age of the Wealden in Northwestern Europe. Geol. Mag. 92: 265-281. Colloque sur le Cretace inferieur Lyon. 1963 prepint.

ANDERSON, F.W.

- 1939 Wealden and Purbeck Ostracods. Ann. and Mag. Nat. Hist. serie 2. 3: 373-386.

ANDERSON, F.W.

- 1941 Note sur quelques ostracods fossiles du Purbeckien de Suisse. Arch. des Sci. 4. fasc.3.

ARANZAZU, J.M.

- 1877 Apuntes para una descripción fisico-geológica de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara.

BARREL, J.

- 1908 Relations between climate and terrestrial deposits. Journ. Geol. 16:159-190, 255-295, 363-384.

BARTENSTEIN, H.

- 1959 Die Jura-Kreide-Grenze in Europa. Ein Überblick des derzeitigen Forschungsstandes.
Ecl. Geol. Helvetiae 52:15-18.

BATES, T.F.

- 1960 b Rock weathering and clay formation in Hawaii.
Mineral Industries, Pennsylvania State Univ.
29. p. 1.

BEALL, Jr. A.O.

- 1964 Stratigraphy of the Taylor Formation (Upper Cretaceous) east Central Texas. Bayl. Geol. St. Bull. 6.

BELL, H.S.

- 1940 Armored mud balls: their origin, properties, and role in sedimentation. Journ. Geol. 48: 1-31.

BERGOUNIOUX, F.M.

- 1947 Sur la genese des argiles siderolithiques.
C.R. Soc. Geol. Fr. 17: 167-168.

BEUTHER, A.

- 1957 Geologische Untersuchungen in Wealden und

Utrillas schichten im Westteil der Sierra de los Cameros (Nord Westliche Iberische Ketten).
Theses Univ. Bonn.

BISCOE, J y WARREN, B.E.

1942 Carbon black. J. appl. Phys. 13: 364-371.

BOILLOT, G. y MILLOT, G.

1962 Sur une formation "siderolithique" en place sous le Lutetien au large de Roscoff. C.R. Acad. Sci. Fr. 254: 3008-3010.

BOLGER, R.C. y WEITZ, J.H.

1952 Mineralogy and origin of the mercer fireclay of North-Central Pennsylvania. Prob. Clay Laterite Genesis A.I.M.M.E., New York. 81-93.

BONIFAS, M.

1959 Contribution à l'étude géochimique de l'altération lateritique. Mem. Carte Geol. Alsace-Lorraine. Strasbourg. 17. 159 p.

BOSAZZA, U.L.

1948 The petrography and petrology of south african clays. These. Johannesburg. 313 p.

BOUREAU, E. y FREULON, J.M.

- 1959 Sur les flores Jurassiques du Continental intercalaire saharien. C.R. Soc. Geol. Fr. 3: p. 53.

BRADLEY, W.F.

- 1945 Diagnostic criteria for clay minerals. Amer. Min. 30: 704-713.

BRADLEY, W.F.

- 1950 The alternanting layer sequence of Rectorite. Amer. Min. 35: 590-595.

BRADLEY, W.F.

- 1961 Diagenesis en sedimentos. An. Edaf. Agrobiol. Esp. 20, 99-105.

BRAMAQ, L., CADY, J.G., HENDRICKS, S.B. y SWERDLOW, M.

- 1952 Characterization of kaolin minerals. Soil Sci. 73, 273-287.

BRINDLEY, G.W. y ROBINSON, K.

- 1946 a Structure of kaolinite. Min. Mag. 27: 242-253.

BRINDLEY, G.W. y ROBINSON, K.

- 1946 b Randomness in the structures of kaolinitic clay minerals. Trans. Faraday Soc. 42 B: 198-205.

BRINDLEY, G.W., OUGHTON, B. M. y ROBINSON, K.

1950 Polymorphism of the chlorites I. Ordered structures. Acta. Gyst. 3: 408-416.

BRINDLEY, G.W y MACEWAN, D.

1953 Structural aspects of the mineralogy of clays, ceramics. A. Symposium. Brt. Cer. Soc. 15-59.

BRINDLEY, G.W y GILLERY, F.H.

1956 X-ray identification of chlorite species. Amer. Min. 49: 161-196.

BRINDLEY, y NAKAHIRA,

1958 a Structure of kaolinite. Min. Mag. 31: 781-786.

BRINKMANN, R.

1948 Las cadenas béticas celtibéricas del Sureste de España.- Publ. Extr. Sobre Geol. Esp. Inst. "Lucas Mallada" (C.S.I.C) IV: 367-426.

BRONGNIART, A.

1828 Notice sur les breches osseuses et les minerais de fer pisiformes de même position geognastique. Ann. Sc. Nat. 14: p. 410.

BROWN, G.

1950 A Fourier investigation of montmorillonite. Clay Min. Bull. 4: 109-111.

BROWN, B.E. y JACKSON, M.L.

- 1958 Clay mineral distribution in soils of Northern Wisconsin Natl. Acad. Sci. Publ. 566: 213-226.

CABALLERO, A. y LOPEZ AGUAYO, F.

- 1972 Ambientes genéticos de los minerales de la arcilla en cuencas sedimentarias triásicas y Wealdenses Españolas (Abstract). VI Reun. Nac. Grup. Esp. Sedimentología. Granada.

CABALLERO, A.

- 1972 Estudio mineralógico y genético de la fracción fina del Trias Español. Tesis Doctoral. Univ. de Madrid.

CAILLERE, S., HENIN, S. y POBEGUIN, T.

- 1962 Presence d'un nouveau type de chlorite dans les "bauxites" de Saint-Paul-de-Fenouillet (Pyrennees-Orientales). C.R. Acad. Sci. Fr. 254: 1657-1659.

CALDERON, S.

- 1886 Note sur le terrain wealdien du nord de l'Espagne. Bull. Soc. Geol. Fr. 14: 405-407.

CALDERON, S.

- 1910 Los minerales de España. Junta para Ampliación de Estudios e Investigaciones Científicas, Madrid.

CASEY, R.

- 1963 The dawn of the Cretaceous period in Britain, South-Eastern Union of Sc. Societies Bull. 117: 1-15.

CIRY, R.

- 1933 Sur le passage lateral du Cretace a facies wealdien de la province de Burgos au Cretace inferieur marin des provinces cantabriques C.R. Acad. Sci. 196: p. 198.

CIRY, R.

- 1940 Etude geologique d'une partie du provinces de Burgos, Palencia, Leon et Santander. Toulouse. 519 p.

CORRENS, C.W.

- 1967 Diagenese und Fossilisation. In: R. BRINKMANN. Lehrbuch der allgemeinen Geologie. Bd. III. Enke Stuttgart. 171-213.

CURTIS, C.D. y SPEARS, D.A.

- 1971 Diagenetic development of kaolinite. *Clays and Min.* 19: 219-227.

CHOUBERT, G.

- 1950 Reflexions au sujet du Pliocene continental
Serv. Geol. Maroc., Notes Mem. 76: 13-92.

CHOUBERT, G.

- 1957 L'Adoudounien et le Precambrien III dans l'An-
ti-Atlas. *Colloq. Intern. Centre Natl. Rech.*
Sci. 76: 143-162

DARS, R.

- 1957 Sur l'existence du continental intercalaire
au nord-est de Nan (Afrique Occidentale fran-
çaise). *C. R. Soc. Geol. Fr.* 12: p. 248.

DE VERNEUIL,

- 1854 Observations geologiques et tableaux d'alti-
tudes observées en Espagne pendant l'année
1853. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 11: 661-711.

DE VORE, G.W.

- 1959 The surface chemistry of feldspar as an in-
fluence on their decomposition products.
Clays and Clay Min. 6 th. Conf. Natl. Perga-
mon Press, New York. 26-42.

DESCHAMPS, M.

- 1957 Le conglomérat siderolithique de Doyet-Montvic
(Allier). C.R.Acad. Sci. Fr. 244: 637-639.

DESCHAMPS, M.

- 1958 Les relations de l'arkose de Coasse avec les
grès rouges siderolithiques (feuille de Mou-
lins, Allier). C.R.Acad. Sci. Fr. 246: 1444-
1447.

DESCHAMPS, M.

- 1960 Les rapports du Siderolithique du Cher daté
Sannoisien supérieur, avec le petit bassin
tongrien de Gouzon (Creuse). C.R. Acad. Sci.
Fr. 250: 730-732.

DESCHAMPS, M.

- 1964 Remarques nouvelles sur la genèse et la posi-
tion stratigraphique du siderolithique du Mas-
sif Central. Compt. Rend. 258: 3068-3072.

DESCHAMPS, M.

- 1966 Reconstitution des cuirasses polygéniques
dans le siderolithique du Bourbonnais (envi-
rons de Louroux, Bourbonnais, Allier). Compt.
Rend. 262: 964-967.

DEVIGNE, J.P. y REYRE, D.

- 1957 Notice explicative sur la feuille Mayoumba-
Ouest. Carte géologique de reconnaissance au
1/500.000. Gouvernement Général de l'A.E.F.

DICKAS, A.B. y LUNKING, W.

- 1968 The origin and destruction of Armored mud
balls in a fresh-water lacustrine environ-
ment Lake Superior. Journ. Sedim. Petrol.
38: 1366-1370.

DIEULAFAIT, L.

- 1884 Origine et mode de formation des phosphates
de chaux en amas dans les terrains sédimen-
taires. Leur liaison avec les minerais de
fer et les argiles des terrains siderolithi-
ques. Ann. Chim. Phys. 6^e ser. 5: p. 204.

DOUVILLE, H.

- 1936 Les sables et les argiles granitiques, leur
distribution et leur origine. Bull. Soc. Geol.
Fr. 6: 17-40.

DROSTE, J.B.

- 1956 Alteration of clay minerals by weathering
in Wisconsin tills. Bull. Geol. Soc. Amer.
67: 911-916.

DUCHAUFOR, Ph.

1960 *Precis de pedologie*. Masson et Cia. Paris.

DUNCAN HERON, S.

1960 Clay minerals of the outcropping basal Cretaceous beds between the Cape Fear River, North Carolina, and Lynches River, South Carolina. *Clays and Clay Min.* 7th. Natl. Conf. Pergamon Press, New York. 148-161.

DUNHAM,

1952 Red coloration in desert formations of permian and triassic age in Britain. XIX Congr. Intern. Alger, Sect. 7 fasc. 7: 25-32.

ECKHARDT, F.J.

1964 Über den Einfluss der Temperatur auf den Kristallographischen Ordnungsgrad von Kaolinit. Ist. Intern. Clay Conf. Stockholm. 2. 137-145.

EDELMAN, C.H. y FAVEJEE, J.C.L.

1940 Montmorillonite and halloysite. 2. *Krist.* 102: 417-431.

EDELMAN, C.H.

1947 Relations entre les propriétés et la structure de quelques minéraux argileux. *Verres et Silicates Industriels*, XII. n° 6.

ELOUARD, P.

- 1959 Etude geologique et hydrogeologique des formations sedimentaires du Gueble mauritanien et de la vallée du Senegal. These Sci. Paris. 372 p.

ELLENBERBER, F.

- 1948 Metamorphisme, silicification et pedogenese en Boheme meridionale. Ann. Sci. Franche-Comté. 122-125.

ERHART, H.

- 1962 Temoins pedogenetiques de l'époque permo-carbonifere. C.R. Soc. Biogeogr. 335-336-337: 23-53.

ERHART, H.

- 1967 La genese des sols en tant que phenomene geologique. Masson et Cie. Paris. 83 p.

ESQUEVIN, J.

- 1969 Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinite. Bull. Centre Rech. Pau. S.N.P.A. 3. 147-154.

ESKOLA, P.

- 1915 On the relations between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic

rocks of the Orijärvi region. Bull. Comm. Geol. Finlande. 44: 109-145.

ESKOLA, P.

1922 The mineral facies of rocks. Norsk. Geol. Tidsskr. 6: 143-194.

ESTEOULE-CHOUX, J.

1964 Etude comparée de la sédimentation argileuse dans les bassins tertiaires de Campbon et Saffré (Loire Atlantique). Colloq. Paleogène, Bordeaux, 1962.- Mem. Bur. Rech. Geol. Minières. 28: 503-514.

ESTEOULE-CHOUX, J.

1966 Contribution à l'étude des argiles du Massif Armoricaïn. Argiles des alterations et argiles des bassins tertiaires. These. Univ. Rennes. 266 p.

FAIRBRIDGE, R.W.

1967 Syndiagenesis-anadiagenesis-epidiagenesis. Revival and feedback. VII Congr. Intern. Sedin. Reading-Edinbourg.

FALKE, H.

1961 Leithorizonte, Leitfolgen und Leitgruppen im pfälzischen unterrotliegenden. Neues Jahrb. Geol. Paleontol. 99: 298-354.

FALKE, H.

- 1961 La question des conditions probables du climat de l'Autunien et de Saxonien de l'Europe centrale et occidentale. Bull. Soc. Geol. Fr. 3: 463-467.

FAUST, G.T.; HATHAWAY, J.C. y MILLOT, G.

- 1959 A restudy of steven site and allied minerals. Amer. Min. 44: 342-370.

FAURE, H.

- 1961 Interet de la paleogeographie pour la prospection des substances utiles au Niger. Note destinée au Bull. du B.R.G.M. Dakar.

FERRER OLMOS, L.

- 1964 Estudio geológico y genético de los caolines de la region valenciana. Bol. Soc. Esp. Ceram.

FIELDER, M.

- 1955 Clay mineralogy of New Zealand soils. Part II: Allophane and related mineral colloids. N.Z. Journ. Sci. and Tech. 37. 336-350.

FLEURY, E.

- 1909 Le Siderolithique Suisse. Contribution a la connaissance des phenomenes d'alteration superficielle des sediments. Mem. Soc. Fribourgeoise Sci. Nat. 6: 260 p.

FONTBOTE, J.M.

- 1964 Itinerario geológico Granada-Jaén. Publ. de Dpto. de Geomorf. y Geotect. Fac. Ciencias. Granada.

FOURCADE

- 1968 Sur la presence de facies Saumâtre dans le Jurassique superieur de la region de Almansa-Bonete. C. R. Soc. Geol. Fr. 1: p. 15.

FRANZEN, G.; MOLLER-HESSE, H. y SCHWIETE, H.E.

- 1955 Struktur du Montmorillonits. Naturwissenschaften. 42, 176

GABIS, V.

- 1958 Etude preliminaire des argiles oligocenes du Puy-en-Velay (Haute-Loire). Bull. Soc. Franc. Min. Crist. 81: 183-186.

GABIS, V.

- 1959 Note sur les argiles oligocenes du bassin du Puy-en Velay (Haute-Loire). C.R. Acad. Sci. Fr. 248: 3583-3584.

GALAN HUERTOS, E. y MARTIN POZAS, J.M.

- 1971 Mineralogia de los caolines de La Guardia y El Rosal (Pontevedra, España). Estud. Geol. 27, 75-80.

GALAN HUERTOS, E.; MARTIN VIVALDI, J.L. y LOPEZ AGUAYO, F.

1971. Mineralogy and genesis of clays of the Wealdian Sediments in the Southern Cordillera Ibérica (Spain) (Abstracts). Structure and surface properties of clay minerals. Lovaina (Trabajo en prensa).

GALAN HUERTOS, E.

- 1972 Caolines españoles. Geología, mineralogía y génesis. Tesis Doctoral. Universidad de Madrid.

GARCIA DUEÑAS, V.

- 1967 Unidades paleogeográficas en el sector central de la zona Subbética. Not. y Com. del I.G.M.E. 101-102: 232-239.

GARCIA-ROSSELL, L. y ROMAN, M.

- 1970 Nota sobre la microfacies de las Unidades alogtonas en un sector del valle del Guadalquivir. Cuad. Geol. Univ. Granada. 1: 51-55.

GARCIA-ROSSELL, L. y LOPEZ AGUAYO, F.

- 1972 Mineralogía y posición tectónica de varios afloramientos de facies wealdense en un sector de la provincia de Jaén. Estud. Geol. 28: 59-64.

GARRELS, R.M. y HOWARD, P1

- 1959 Reactions of feldspar and mica with water at low temperature and pressure. Clays and Clay Min. 6th Conf. Natl. Pergamon Press, New York. 68-89.

GARRELS, R.M. y CHRIST, C.L.

- 1965 Solutions, Minerals and Equilibria. 450 p. Harper and Row. New York.

GATINEAU, L. y MERING, J.

- 1958 Refinements of the structure of muscovite. Clay Min. Bull. 3: 238-243.

GEZE, B.

- 1947 Paleosols et sols dus a l'evolution actuelle. Importance relative en pedologie theorique et appliquee. Ann. Ec. Nat. Agric. Montpellier. 27: 263-288.

GINSBOURG, I.I.

- 1912, 15 Kaolin i ego genesis Isu. CPb polytech. Inst. 17 et 18.

GONZALEZ LINARES, A.

- 1876 Sobre la existencia de Unios y Paludinas en el Escudo de Cauberniga. Anal. Soc. Esp. Hist. Nat. V: "Actas" Sesion del 9 de Febrero, 23-28.

GORDON, M. y TRACEY, J.I.

- 1952 Origin of the Arkansas bauxite deposits. Problems of clay and laterite genesis, A.I.M.M.E. Symposium Vol. 12-34.

GORDON, M. Jr. ; TRACEY, J.I. y ELLIS, M.W.

- 1958 Geology of the Arkansas bauxite region. U.S. Geol. Survey. Prof. Paper 299.

GREEN-KELLY, R.

- 1955 Dehydration of montmorillonite. Min. Mag. 30: 604-615.

GRESSLY,

- 1838 Observations géologiques sur le Jun soleurois. Mem. Soc. Helv. II, IV, V. 549 p.

GRIM, R.E.; LAMAR, J.E. y BRADLEY, W.F.

- 1937 The clay minerals in Illinois limestones and dolomites. Journ. Geol. 45: 829-843.

GRIM, R.E.

- 1953 Clay Mineralogy. McGraw-Hill Book Co., New York.

GRIM, R.E.

- 1958 Concept of diagenesis in argillaceous sediments. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 42, 246-253.

GROOT, J.J. y GLASS, H.D.

- 1960 Some aspects of the mineralogy of the northern atlantic coastal plain. Clays and Clay Min. 7 th. Nat. Conf. Pergamon Press. New York 271-284.

GRUDEMÖ, A.

- 1954 Structure of vermiculite Handl. Svensk. Forskn. Inst. Gement. n^o 22.

GRUNER, J.W.

- 1932 a Structure of kaolinite. A. Kristallogr. 83: 75-88.

GRUNER, J.W.

- 1934 The crystal structures of talc and pyrophyllite. Zeitschr. f. Kristal. Abt. A, 88: 412-419.

GRUNER, J.W.

- 1934 The structure of vermiculites and their collapse by dehydration. Amer. Min. 19:557-575.

HARDON, H.J. y FAVERJEF, J.

- 1939 Qualitative X-ray analysis of the clay fraction of the principal soil type of Java. Meded. Landb. Hogesch (Wageningen), 6, 53-59.

HARRISON, J.B.

- 1934 The Katamorphism of igneous rocks under humid tropical conditions; British Guiana. Imp. Bur. Soil. Sci. Rothamsted Exp. Sta. Harpenden. Pub. St. Albans.

HAWKES, D.D.

- 1962 Erosion of flats near Georgetown. British Guiana. Nature V-196: 128-130.

HENLEY, J.J.

- 1959 Some mineral equilibria in the system $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Am. Journ. Sci. 257, 241-270.

HENDRICKS, S.B.

- 1929 X-Ray diffraction from crystalline aggregates. Z. Kristallog. 71: 269-273.

HENDRICKS, S.B. y JEFFERSON, M.

- 1938 a Structures of kaolin and talc-pyrophyllite hydrates and their bearing on water sorption of the clays. Amer. Min. 23: 863-875.

HENDRICKS, S.B. y JEFFERSON, M.E.

- 1938 b Structure of vermiculites and mixed vermiculite-chlorites. Amer. Min. 23: 852-862.

HENDRICKS, S.B. y JEFFERSON, M.

- 1939 Polymorphism of the micas with optical measurements. Amer. Min. 24: 729-771.

HENDRICKS, S.B.

- 1942 Lattice structure of clay minerals and some properties of clays. *Jor. Geol.* 50: 276-290.

HENDRICKS, S.B. y TELLER, E.

- 1942 X-ray interference in partially ordered layer lattice. *Jorn. Chem. Phys.* 10: 147-167.

HERNANDEZ SAN PELAYO, P.

- 1941 Horizontes de caolin en la costa de Asturias. *Not. y Com. Ist. Geol. y Min. Esp.* 8: 83-85.

HERON, Jr., S.D.

- 1960 Clay minerals of the outcropping basal Cretaceous beds between cape Fear river North Carolina and Lynches river. *Clays and Clay Min.* 7 th Nat. Conf. Pergamon Press, New York. 148-161.

HEY, M.H.

- 1954 A new review of the chlorites. *Min. Mag.* 30: 277-292.

HIRST, D.M.

- 1962 The geochemistry of modern sediments from the gulf of Paria. I. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 26: 309-334.

HOFMANN, U.; ENDELL, K. y WILM, D.

- 1933 Kristallstruktur und quellung von montmorillonit. Z. Kristallog. 86: 340-348.

HOFMANN, U.

- 1958 Zusammenhänge zwischen Entstehungsbedingungen und Beschaffenheit toniger sedimente mit gleichartigen Ausgangsmaterial an einem Beispiel aus dem Tertiär des Kantons Schaffhausen (Schweiz) Eclogae Geol. Helv. 51: 981-989.

HOOKS, W.G. • INGRAM, R.L.

- 1955 The clay minerals and the iron oxide minerals of the Triassic "red beds" of the Durham Basin, North Carolina. Am. J. Sci. 253: 19-25.

HOSKING, J.S.

- 1940 J. Coun. Sci. Ind. Res. Australia. 13, 205.

HOURCQ, V. y REYRE, D.

- 1956 Les recherches petrolieres dans la zone cötiere du Gabon. XX Congr. Intern. Mexico 1: 113-141.

IANOVICI, V. y NEACSU, G.

- 1968 Note sur la presence de la nacrite dans les argiles du Lias inferieur des montagnes Padurea Graiului. Stud. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr. Ser. Geol. 13: 309-314.

JACKSON, W.W. y WEST, J.

- 1931 The crystal structure of muscovite KAl_2
(Al Si₃) O₁₀ (OH)₂. Zeitschr. Kryst. 85:160-164.

JONES, G.P.

- 1965 Red beds in northeastern Nigeria. Sedimento-
logy 5 (3): 235-247.

JUNG, J.

- 1954 Les illites du bassin oligocene de Salins
(Cantal). Bull. Soc. Fr. Min. Crist. 77:
1231-1249.

KARRENBERG, H.

- 1934 Die postvariscische Entwicklung des Kantabro-
asturischen Gebirges (Nordwestspanien). Abhan-
dlungen der Gesellschaft der Wissenschaften
zu Göttingen. Math. Phys. Klasse III Folge,
Heft 11, 104 p.

KAZANTZEV, V.P.

- 1934 Vermiculite structure. Mem. Soc. Russe. Min.
ser., 2, 63: 464-480.

KELLER, W.D.; WESTCOTT, J.F. y BLEDSOE, A.O.

- 1954 The origin of Missouri fireclays. Clays and
Clay Min. 2th. Nat. Conf. 7-46.

KELLER, W.D.

- 1958 Argillation and direct bauxitisation in terms of concentrations of hydrogen and metal cations at surface of hydrolyzing aluminium silicates. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 42: 233-245.

KELLER, W.D.

- 1963 Diagenesis in clay minerals. A review. Clays and Clay Min. 11th Nat. Conf. Pergamon Press. New York. 136-157.

KELLER, W.D.

- 1964 Processes of origin and alteration of clay minerals. Soil Clay Mineralogy. A Symposium. Ed. by C.I. RICH and G.W. KUNZE, Univers. N. Carolina. 3-76.

KELLER, W.D.

- 1968 Flint clay and a Flint-clay facies. Clays and Clay Min. 16, 113-128.

KESLER, T.L.

- 1952 Occurrence and exploration of Georgia's Kaolin deposits in Problems of clay and laterite genesis A.I.M.M.E. Symposium Vol. 162-177.

KILLIAN, C.

- 1931 De principaux complexes continentaux du Sahara. C.R.Soc. Geol. Fr. 1: 109-111.

KINOSHITA, K y MUCHI, M.

- 1954 Bauxitic clay derived from volcanic ash. Kyushu-
kan-gakkai. 22: 279-291.

KITTRICK, T.A.

- 1961 Soil Sci. Soc. Am. Proc. 25: 470-473.

KLEIN, C.

- 1961 A propos du "Siderolithique" sous-vendéen. C.R.
Acad. Sci. Fr. 253: p. 151.

KLINGEBIEL, A. y LATOUCHE, C.

- 1962 Etude cristallographique des illites dans les
series eocenes du Bordelais. C.R. Acad. Sci.
Paris. 255, 142-144.

KNEUPER, F.

- 1957 Ostrakoden aus den Wealden der Sierra de los
Camerons (Nordwestliche Iberische Ketten). The-
ses Univ. Bonn.

KONTA, J. y POUBA, Z.

- 1961 Excursion guide. Second conference on clay mi-
neralogy and petrography. Prague. Karlovy Univ.
Prague. 50 p.

KRYNINE, P.D.

- 1935 Arkose deposits in the humid tropics. Am. Journ.
Sci. 29: 353-363.

KRYNINE, P.D.

- 1949 The origin of red beds. Trans N.Y. Acad. Sci.
2: 60-68.

KRYNINE, P.D.

- 1950 Petrology, stratigraphy and origin of the Triassic sedimentary rocks of Connecticut. State Geol. Nat. Hist. Surv. Bull. 73: 239 p.

KUBLER, B.

- 1959 Etude de l'Oehningien (Tortonien) du Lode (Neuchatel, Suisse). These. Sci. Neuchatel et Bull. Soc. Neuchateloise Sci. Nat. 85: 6-42.

KUBLER, B.

- 1960 Argiles perméotriassiques du Nord-Sahara. Première mise au point. Rapport interne. Cie. Fr. Pétrole.

KUBLER, B.

- 1963 Untersuchungen über die Tonfraktion der Trias der Sahara. Fortschr. Geol. Rheinland Westfalen 10: 319-324.

KUGLER, H.G. y SAUNDERS, J.B.

- 1959 Occurrence of Armored mud balls in Trinidad, West Indies. Journ. Geol. 67: 105-107.

KULBICKI, G.

- 1953 Constitution et genese des sediments argileux siderolithiques et lacustres du nord de l'Aquitaine. These, Univ. Toulouse. Aussi: Sci. Terre, 1956, 4: 5-101.

KULBICKI, G.

- 1954 Phenomenes de diagenese dans les sediments argileux. Clay Min. Bull. 2: 183-188.

KULBICKI, G. y VETTER, P.

- 1955 Etude des roches argileuses de quelques bassins houillers de la bordure occidentale du Massif Central. Bull. Soc. Geol. Fr. 5: 645-653.

KUZVART, M. y KONTA, J.

- 1968 Kaolin and laterite weathering crusts in Europe. Act. Universit. Carolin. Geol. n° 1, 2: 1-19.

LAFOND, R.

- 1965 Cicle cristallographique des kaolinites au cours der phenomenes superficiels en zone intertropicale. C.R. Acad. Sci. Paris. 260. 5320-5323.

LAPPARENT, J. de

- 1930 Les bauxites de le France meridionale. Mem. Carte Geol. Fr. 187 p.

LAPPARENT, J. de

- 1934 La boehmite et le diaspore dans les fireclays de l'Ayrshire (Ecosse). C.R.

LAPPARENT, A.F.

- 1952 Etat actuel de nos connaissances sur la stratigraphie, la paléontologie et la tectonique des gres de Nubie du Sahara Central. XIX Congr. Geol. Inter. Alper 21: 113-125.

LARRAZET, A.

- 1896 Recherches géologiques sur la région orientale de la province de Burgos et sur quelques points du provinces d'Alava et de Logroño. Theses. Fac. Sci. Paris. 310 p.

LAUE, M. von

- 1932 Kreuzgitterspektren. Z. Krist. 82: 127-141.

LEFRANC, J. Ph.

- 1958 Stratigraphie des séries continentales intercalaires du Fozzan Nord-occidental (Libye). C.R. Acad. Sci. Fr. 247: 1360-1363.

LEFRANC, J. Ph.

- 1959 Existence au Fozzan Nord-Occidental (Libye) de lacunes et discordances dans les séries du Continental intercalaire. C.R. Acad. Sci. Fr. 249: 2345-2348.

LEGRAND, Ch. y NICOLAS, J.

- 1959 Estimation quantitative de la kaolinite dans les minéraux argileux. C.R. Acad. Sci. Paris. 248: 2776-2778.

LOGVINENKO, N.V. y KARPOU, G.V.

- 1968 Stages of postdiagenetic alterations in rocks of coal-bearing formations. 23 d Intern. Geol. Congr. Abstracts. 238-239.

LONG, G. y NEGLIA, S.

- 1968 Composition de l'eau interstitielle des argiles et diagenese des minéraux argileux. Rev. Inst. Fr. Petrole. 23, 53-69.

LOPEZ AGUAYO, F; GALAN HUERTOS, E y MARTIN VIVALDI, J.L.

- 1971 Sobre la mineralogia y genesis de dos yacimientos de caolin en la provincia de Valencia. Estú. Geol. 27, 145-152.

LOPEZ AGUAYO, F.

- 1971 Nota sobre la contribución de la mineralogia de las arcillas a algunos problemas de correlación estratigrafica. Proc. I Congreso Nacional A.I.P.E.A. It. 59-66.

LOPEZ AGUAYO, F. y RINCON, R.

1971. Mineralogia del Cretaceo inferior de Asturias (Abstract). Reun. 1^{er} Centenario R. Soc. Esp.

Hist. Nat. Madrid (En prensa).

LOPEZ AGUAYO, F. y CABALLERO, M.A.

- 1972 Los minerales de la arcilla y su contribución a la diferenciación de facies sedimentarias (Abstract). VI Reun. Nac. Grup. Esp. Sedimentología. Granada (En prensa).

LOPEZ AGUAYO, F. y MARTIN VIVALDI, J.L.

- 1972 The Spanish wealdian clays: its geological interest and economical importance. Proc. Int. Clay Conf. Madrid. 507-520.

LOPEZ GARRIDO, A.C.

- 1971 Geología de la zona Prebética, al NE. de la provincia de Jaén. Tesis Doctoral. Univ. Granada. 317 pp.

LUCAS, J.

- 1962 La transformation de mineraux argileux dans la sedimentation. Etudes sur les argiles du Trias. Mem. Serv. Carte. Geol. Alsace Lorraine. 23: 203 p.

ELOPIS LLADO, M.

- 1962 Estudio de la region de Cabo de Peñas (Asturias). Map. Geol. de Asturias. Hojas 1-2, 237-348.

MACEWAN, D.M.C.

- 1949 Some notes on the recording and interpretation of x-ray diagrams of soil clays. Journ. Soil Sci. 1: 90-103.

MACEWAN, D.M.C.; RUIZ AMIL, A. y BROWN, G.

- 1961 Interstratified clay minerals, in G. BROWN "The x-ray identification and crystal structures of clay minerals". Min. Soc. London, 393-445.

MACKENZIE, R.C.

- 1957 The illite in some Old Red Sandstone Soils and sediments. Mineral Mag. 31: 681-689.

MAEGDEFRAU, E. y HOFMANN, U.

- 1938 Die Kristallstruktur des montmorillonits. Zeitschr. Kryst. 98: 299-323.

MAESTRE, A.

- 1864 Descripción física y geológica de la provincia de Santander. Junt. Gen. Estad. 120 p.

MAIGNIEN, R.

- 1966 Compte rendu de recherches sur les laterites. Ed. UNESCO. Paris.

MARKOV, K.K.

- 1960 Paleogeografiya. Izdat. Moskov. Universit.
Moscow. 267 p.

MARLIERE, R.

- 1946 Deltas wealdiens du Hainant, sables et graviers
de Thien, argiles refractaires d'Hautrage. Bull.
Soc. Belge Geol. 55: 69-101.

MARLIERE, R.

- 1947 Les argiles refractaires d'age wealdien du
Hainant. Verres et Silicates 12: p. 32.

MARTIN, G.R.P.

- 1940 Ostracoden des Norddeutschen Purbeck und Weal-
den; Senckenbergiana 22: 275-361.

MARTIN VIVALDI, J.L. y SANCHEZ CAMAZANO, M.

- 1961 A dioctahedral clay vermiculite in a soil from
Sancelle. Salamanca. Clay Min. Bull. 4: 299-306.

MARTIN VIVALDI, J.L., RODRIGUEZ GALLEGO, M. y MARTIN POZAS, J.M

- 1969 Analisis cuantitativo de filosilicatos de la
arcilla per difracción de rayos X. II. Influen-
cia del cation de cambio sobre la intensidad
(001) y el grado de orientación. Anal. R. Soc.
Esp. Fis. y Quim. Serie 13. 65: 19-23.

MARTIN POZAS, J.M.

- 1968 Analisis cuantitativo por difracción de rayos X de filosilicatos de la arcilla. Tesis Doctoral Universidad de Granada.

MARTIN POZAS, J.M.; RODRIGUEZ GALLEGO, M. y MARTIN VIVALDI, J.

- 1969 Analisis cuantitativo de filosilicatos de la arc por difracción de rayos X. IV. El grado de orientación en el método del standard interno. Anal. R. Soc. Esp. Fis. y Quim. Serie B, 55: 109-112.

MARTIN POZAS, J.M.; GALAN HUERTOS, E. y MARTIN VIVALDI, J.L.

- 1971 Il giacimento di caolino di Jove. Lugo. Spagna. Proc. A.I.P.E.A. It. I. Congr. Nazion. 89-109.

MARSHALL, C.E.

- 1935 Layer-lattices and base-exchange clays. Zeitschr. Krist. 91: 433-449.

MATHIESON, A.M. y WALKER, G.F.

- 1954 Crystal structure of magnesium vermiculite. Amer. Min. 39: 231-255.

MATHIESON, A.M.

- 1958 Mg-Vermiculite: a refinement and re-examination of the Crystal structure of the 14,36 Å phase. Amer. Min. 43: 216-227.

MAUGUIN, C.

- 1928 Communication orale sur l'étude des chlorites au moyen des rayons X. Bull. Soc. Fr. Min. Crist. 51: p. 186.

MAUGUIN, C.

- 1930 La maille cristalline des chlorites. Bull. Soc. Fr. Min. Crist. 53: 279-300.

MENDIZABAL, J.

- 1941 Estudio industrial del caolin en la España Nacional. Not. y Com. Inst. Geol. y Min. Esp. 8:49-80.

MENGAUD, L.

- 1920 Recherches géologiques dans la région Cantabrique. Thèse. Fac. Sci. Paris. 370 p.

MERING, J.

- 1949 L'interférence des rayons x dans les systèmes à stratification désordonnée. Acta Cryst. 2: 371-377.

MERING, J.

- 1962 Discussion in J. LUCAS (1962) "Remarques sur les minéraux argileux interstratifiés et leur genèse". Coll. Intern. C.N.R.S. 105. "Genèse et synthèse des argiles", Paris. 190 p.

MERRELL, H.W., JONES, D.J. y SAND, L.B.

- 1957 Sedimentation features in Paradox shales, southeastern Utah. Bull. Geol. Soc. Am. 68:1766.

MILLOT, G.

- 1949 Relations entre la constitution et la genese des roches sedimentaires argileuses. These de geologie appliquee et de prospection miniere. Nancy.

MILLOT, G; PERRIAUX, J. y LUCAS, J.

- 1961 Signification climatique de la couleur rouge des gres permotriassiques du Vosges et des grandes series detritiques rouges. Bull. Serv. Carte Geol. Alsace Lorraine. 14: 91-101.

MILLOT, G.

- 1964 Geologie des argiles Masson et Cie. Paris.

MILLOT, G.

- 1967 Signification des etudes recentes sur les roches argileuses dans l'interpretation des facies sedimentaires (compris les series rouges). Sedimentology 8: 259-280.

MOORE, R.C.

- 1949 Meaning of facies. Mem. Geol. Soc. Am. 39: 1-34.

MOORE, R.C.

- 1957 Modern methods of Paleocology. Am. Assoc. Petrol. Geol. 41: 1775-1801.

MULLER-FEUGA, R.

- 1952 Contribution a l'étude de la geologie de la petrographie et des ressources hydrauliques et minerales du Fezzan. These Sci. Nancy y Mem. 12 des Ann. Min. et Geol. Tunisie (1954).

NAGESLOCHMIDT, G.; DESAT, A. y MUIR, A.

- 1940 The minerals in the clay fractions of a black cotton soil and a red earth from Hyderabad, Dekkan State, India. J. Agric. Sci. 30: 639-653.

NAGELSCHMIDT, G.

- 1944 Illite and bravaisite. Min. Mag. 27: 59-61.

NAKAHIRA, M.

- 1952 Crystal structure of montmorillonite. J. Sci. Res. Inst. Tokyo. 46: 268-287.

NARANJO y GARZA, F.

- 1841 Reseña geognostica y minera de una parte de la provincia de Burgos. Anal. de Minas. 2: 93-115.

NELSON, B.W.

- 1960 Clay mineralogy of the botton sediments, Rappahannock river, Virginia. Clays and Clay Min. 7th Nat. Conf. Pergamon Press. New York. 135-147.

OERTLI, H.J.

- 1963 Ostracodes du "Purbeckien" du bassin Parisien.

Rev. Inst. Fr. Petrol. 18: 5-39.

ORCEL, J.

1927 Recherches sur la composition chimique des chlorites. Bull. Soc. Fr. Min. 50: 75-426.

ORCEL, J.; GAILLIERE, S. y HENIN, S.

1952 Nouvel essai de classification des chlorites
Min. Mag. 29: 329-340.

PARHAM, W.E.

1966 Lateral variations of clay mineral assemblages
in modern and ancient sediments. Proc. Int. Clay
Conf. Oslo. 135-146.

PAULING, L.

1930a Structures of micas and related minerals. Proc.
Nat. Acad. Sci. 16: 123-129.

PAULING, L

1930 b The structure of the chlorites. Proc. Nat. Acad.
Sci. 16: p. 578.

PERRIAUX, J.

1961 Contribution a la geologie des Vosges gréseuses.
Mem. Serv. Carte. Geol. Alsace Lorraine. 18:236 p.

PETERSON, M.N.A.

- 1962 The mineralogy and petrology of Upper Mississippian carbonate rocks of the Cumberland Plateau in Tennessee. *J. Geol.* 70: 1-31.

PETROV, V.P.

- 1958 Genetic types of white clays in the U.R.S.S. and Laws governing their distribution. *Clay. Min. Bull.* 3: 287-297.

PEYRE, Y.

- 1959 El Subbético con Jurásico margoso, o Subbético meridional como unidad paleogeográfica y tectónica de las cordilleras Béticas. *Not. y Com. del Int. Geol. y Min. de Esp.* 67: 133-144.

PEZERAT, H. y MERING, J.

- 1954 Parametres des phyllites. *Clay Min. Bull.* 2: 156-161.

PONDER, H. y KELLER, N.D.

- 1960 Geology, mineralogy and genesis of selected fire-clays from Latah Country. Idaho. *Clays and Clay Min. 8th Nat. Conf.* Pergamon Press. New York. 44-63.

PORRENGA, D.H.

- 1966 Clay minerals in recent sediments of the Niger Delta. Clays and Clay Min. 13th Nat. Conf. Pergamon Press, New York.

PRAT, S.P.

- 1850 In HAUSSMANN article sur le Carbonifere de la province de León. Arch. Für Min. von Karsten und Dechen. 23: p. 761.

PRECOT, A. et al.

- 1962 L'alteration des roches et le formation des sols au Kivu. Bruxelles, Publ. INEAC, Serie Sci. n° 97. 90 p.

PRYOR, W.A. y GLASS, H.D.

- 1961 Cretaceous-tertiary clay mineralogy of the Upper Mississippi embayment. Journ. Sedim. Petrol. 31: 38-51.

RADIER, H.

- 1957 Le Precambrien saharien au S. de l'Adrar des Iforas. Le bassin cretace et tertiaire de Gao. Contribution a l'etude geologique du Soudan Oriental. These Sci. Strasbourg et Bull. Serv. Geol. Prospec. Min. A.O.F. (1959)

RAMIREZ DEL POZO, J.

- 1969 Sintesis estratigrafica y microfaleontológica de las facies Purbeckiense y Wealdense del Norte de España. Ediciones CEPSA. Madrid.

RAMIREZ DEL POZO, J. y AGUILAR TOMAS, J.M.

- 1972 Consideraciones sedimentológicas y paleogeográficas de las facies Purbeckiense y Wealdense de la Cubeta de Santander (Abstract). VI. Reun. Nat. Grup. Esp. Sedimentologia. Granada.

RAT, P.

- 1959 Les pays cretaces basco-cantabriques (Espagne). These Fac. Sci. Dijon. 525 p.

RAUP, O.B.

- 1966 Clay mineralogy of Pennsylvanian red beds and associated rocks flanking ancestral front range of Central Colorado Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 50: 251-268.

RAYMAHASHAY, B.C.

- 1968 A geochemical study of rock alteration by hot springs in the Paint Pot Hill area, Yellowstone Park. Geochim. Cosmochim. Acta. 32. 499-522.

RAYMOND, P.E.

- 1927 The significance of red color in sediments. Amer. Journ. V ser. 13: 234-251.

RIVIERE, A.

- 1953 Sur l'origine des argiles sedimentaires. XIX Congr. Geol. Intern. Alger 18: 177-180.

ROBBINS, C. y KELLER, W.D.

- 1952 Clays and other non carbonate minerals in some limestones. Journ. Sedim. Petrol. 22: 146-152.

ROBINSON, K. y BRINLEY, G.W.

- 1948 A note on the crystal structure of the chlorite minerals. Proc. Leeds. Philos. Soc. 5: 102-108.

RODRIGUEZ GALLEGO, M.; MARTIN VIVALDI, J.L. Y MARTIN POZAS, J.

- 1969 Analisis cuantitativo de filosilicatos de la arcilla por difracción de rayos X. III Influencia de la sustitución isomórfica y de la cristalinidad. Anal. R. Soc. Esp. Fis. y Quim. Serie B. 65: 25-29.

ROSS, L.S. y KERR, P. F.

- 1930 The kaolin minerals. U.S. Geol. Survey. Prof. Paper 165-E.

ROSS, C.S. y HENDRICKS, S.B.

- 1945 Minerals of the montmorillonite group. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 205-B.

ROSS, S.

- 1960 Review of the relationships in the montmorillonite group of clay minerals. Clays and Clay Min. 7th Nat. Conf. 225-230.

ROYO GOMEZ, J.

- 1926 Tectónica del terciario continental ibérico. C.R. XIV Cong. Geol. Int. II: 593-623.

ROYO GOMEZ, J.

- 1927 Sur la facies wealdien de l'Espagne. C.R. Soc. Geol. Fr. 10: p. 125.

BUKHIN, L.B.

- 1962 Osnovy obshchey paleogeografii. p. 628. Leningrad.

SAEFTTEL, H.

- 1961 Paleogeografía del Albense en las Cadenas Celtibéricas de España. Not. y Com. del I.G.M.E. 63: 163-192.

SAENZ GARCIA, C.

- 1932 Notas para el estudio de la facies wealdica española. Asoc. Esp. Para el Progreso de las Ciencias. 17 p.

SANCHEZ LOZANO, R.

- 1855-88 Breve noticia acerca de la geología de la provincia de Burgos. Bol. Comis. Map. Geol. de España XI: 71-79.

SAND, L.B.

- 1956 On the genesis of the residual kaolins. Amer. Min. 41: 28-40.

SCHMELL, W.R. y JACKSON, M.A.

- 1956 Interstratification of layer silicates in soil clays. Clays and Clay Min. 4th. Nat. Conf. 423-428.

SCHOELLER, H.

- 1941 Etude sur le siderolithique du Lot et de Lot-et-Garonne. Bull. Serv. Carte Geol. Fr. 43:1-20.

SCHULTZ, L.G.

- 1958 Quantitative x-ray determinations of some aluminous clay minerals rocks. Clays and Clay Min. 7th Nat. Conf. Pergamon Press, New York. 216-224.

SCHULZ, G.

- 1845 Vistazo geológico sobre cantabria. Bol. Oficial de Minas. nº 34 y 35.

SEGALEN, P.

- 1951 Etude des sols derives de roches volcaniques basiques à Madagascar. Mem. Inst. Sci. Madagascar, serie D. VIII. 182 p.

SHERMAN, G.D.

- 1950 The genesis and morphology of Hawaiian ferruginous laterite crusts. Trans. Pac. Sci. Cong. 4. 315-322.

SHUTON, V.D.; ALEXANDROVA, V.A. y LOSIEVSKAIA, S.A.

- 1966 Genetic interpretation of polymorphism in minerals of the kaolinite group in sedimentary rocks. In: Physical methods of investigation of minerals of sedimentary rocks. Akad. Nauk. S.S.S.R. Moscow. 109-122.

SLANSKY, E.

- 1956 The mineral composition of painter's earth and ochres from some localities in western Bohemia. Rozpr. Cesk. Akad. Ved. Rada Matem. 68: 1.

SLANSKY, M.

- 1959 Contribution à l'étude géologique du bassin sédimentaire côtier du Dahomey. Bull. Soc. Geol. Fr. 1: 150-155.

SMITH, J.V. y YODER, H.S.

- 1956 Experimental and theoretical studies of the micas polymorphs. *Min. Mag.* 31: 209-235.

STANLEY, D.J.

- 1964 Large mudstone-nucleous sandstone spheroids in submarine channel deposits. *Journ. Sedim. Petrol.* 37: 487-508.

STEINBERG, M.

- 1964 Mise en evidence de l'importance des assises decalcifiées et rubefiées du Lias supérieur, parmi, les facies siderolithiques de Poitou. *Trav. Inst. Geol. Anthropol. Prehist. Fac. Sci. Poitiers.* 5: 109-121.

STEINBERG, M.

- 1966 Etude des formations continentales tertiaires du Detroit Poitevin. *These Univ. Paris.* 415 p.

STEPHEN, I.

- 1952 A study of weathering with reference to the soils of the Malvern Hills, Part I: Weathering of biotite and granite. *Journ. Soil Sci.* 3 p. 20.

STEVENS, R.E.

- 1942 A system for calculating analyses of micas and related minerals to end members. *Geol. Surv. Bull.* 950: 101: 113.

SUDO, T.

- 1943 Hydrous silicates Bull. Chem. Soc. Japan.
18: 281-329.

SUDO, T. y TAKAHASHI, H.

- 1956 Shapes of halloysite particles in Japanese
clays. Clays and Clay Min. 4th. Conf. Natl.
Acad. Sci., Pub. 456. Washington. 67-79.

SWINEFORD, A. y FRYE, J.C.

- 1955 Petrographic comparison of some loess samples
from western Europe with Kansas-loess. Journ.
Sedim. Petrol. 25: 3-23.

TARR, W.A. y KELLER, W.D.

- 1937 Some occurrences of kaolinite deposited from
solution. Amer. Min. 22. 933-935.

TERMIER, P.

- 1918 Contributions à la connaissance de la tectoni-
que des Asturies. C.R. Acad. Sci. 166.

TESSIER, F.

- 1952 Contributions à la stratigraphie et à la pa-
leontologie de la partie ouest du Senegal.
Bull. Direct. Mines. Gouv. Gen. de l'A.O.F.
n° 14, 2 tomos.

THURMAN,

- 1938 Reunion extraordinaire a Porrentruy. Discussion sur le behnerz. pl 376. Bull. Soc. Geol. Fr. 9: 356: 450.

TISCHER, G.

- 1966 El delta wealdico de las montañas Ibéricas occidentales y sus enlaces tectónicos. Not. y Com. I.G.M.E. 81: 53-781

TOMLINSON, G.W.

- 1916 The origin of red beds. Journ. Geol. 24: 153-179 y 238-253.

TOOKER, E.W.

- 1962 Clay minerals in rocks of the Lower part of the Oquirrh formation. Utah. Clays and Clay Min. 9th Natl. Conf. Pergamon Press. New York. 355-365.

TSCHERMAK, G.

- 1890-91 Die Chloritgruppe. S.B. Akad. Wiss. Wien. 99, abt I. p. 29-107 et 100, Abt I, p. 174-266.

VAN DEN BROECK, E.

- 1878 Du role de l'infiltration des eaux meteoriques dans l'alteration des depôts superficiels. C.R. Congr. Geol. Paris.

VAN HOUTEN, F.B.

- 1948 Origin of red banded Early Cenozoic deposits in Rocky Mountains region. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 32: 2083-2126.

VAN HOUTEN, F.B.

- 1961 Climatic significance of red beds. In: A.E.M. NAIRN (Editor) Descriptive Paleoclimatology. Interscience, New York. 89-139.

VATAN, A.

- 1948 La Sedimentation detritique en Aquitaine aux temps tertiaires. C.R. Geol. Fr. 3: p. 48.

VERA, J.A.; VILLENA, J. y RIBA, O.

- 1970 Sobre el origen de los cantos de arcilla armados. Cuad. Geol. 1. 79-89.

VERNET, J.P.

- 1962 L'halloysite bleue du mont Vuache (Savoie). C.R. Acad. Sci. Fr. 254: 2377-2380.

VOLTZ, L.

- 1834 Reunion extraordinaire à Strasbourg. Discussion sur le behners p. 35. Bull. Soc. Geol. Fr. 1^{re} serie. 6: 5-59.

WALDMANN, L.

- 1938 Über weitere Begehungen im Raume der Kartenblätter zwettl-Weitra Ottenchlang un Ybbs.
Verh. Geol. Bundesanstalt. 115-119.

WALKER, G.F.

- 1957 On the differentiation of vermiculites and saponites in clays. Clay Min. Bull. 3:154-164.

WEAVER, C.E.

- 1956 The distribution and identification of mixed-layer clays in Sedimentary rocks. Amer. Min. 41: 202-221.

WEAVER, C.E.

- 1958 A discussion on the origin of clay minerals in sedimentary rocks. Clays and Clay Min. 5th. Nat. Conf. 159-173.

WEAVER, C.E.

- 1959 The clay petrology of sediments. Clays and Clay Min. 6th Nat. Conf. Pergamon Press. New York. 154-187.

WEAVER, C.E.

- 1961 Clay mineralogy of the late Cretaceous rocks of the Washakie basin. Wyo. Geol. Soc. Guide-book Symp. on late Cretac. rocks of Wyoming. 148-154.

WELLER, J.M.

1960 Stratigraphic principles and practice. Harper
and Bros. New York.

WINCHELL, A.N.

1925 Studies in the mica group Am. Journ. Sci. 9:
309-327 y 415-430.

ZVIAGIN, B.B. y PINSKER, Z.G.

1949 Structure of montmorillonite. C.R. Acad. Sci.
U.R.S.S. 68: 65-67 y 505-508.